

Р.А.ГАФАРОВ

СРАВНИТЕЛЬНАЯ  
ТЕКТОНИКА  
ФУНДАМЕНТА  
И ТИПЫ  
МАГНИТНЫХ ПОЛЕЙ  
ДРЕВНИХ ПЛАТФОРМ

---



ИЗДАТЕЛЬСТВО • НАУКА •

АКАДЕМИЯ НАУК СССР  
ОРДЕНА ТРУДОВОГО КРАСНОГО ЗНАМЕНИ ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ

Р. А. ГАФАРОВ

СРАВНИТЕЛЬНАЯ  
ТЕКТОНИКА ФУНДАМЕНТА  
И ТИПЫ МАГНИТНЫХ ПОЛЕЙ  
ДРЕВНИХ ПЛАТФОРМ

(ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ, СИБИРСКОЙ  
И СЕВЕРО-АМЕРИКАНСКОЙ)

*Труды, вып. 279*



---

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»

МОСКВА

1976

Academy of Sciences of the USSR  
Order of the Red Banner of Labor Geological Institute

R. A. Gafarov

## COMPARATIVE BASEMENT TECTONICS AND TYPES OF MAGNETIC FIELDS OF THE EAST EUROPEAN, SIBERIAN AND NORTH AMERICAN PLATFORMS

*Transactions, vol. 279*

---

Сравнительная тектоника фундамента и типы магнитных полей древних платформ (Восточно-Европейской, Сибирской и Северо-Американской). М., "Наука", 1976 г.

Впервые приводится карта внутреннего строения фундамента всей Восточно-Европейской платформы и тектонические схемы Сибирской и Северо-Американской платформ. Описываются основные структурные элементы фундамента платформ – архейские массивы, опоясанные ниже- и среднепротерозойскими складчатыми системами, и байкалиды по их периферии. Нуклеарные массивы характеризуются мозаичным магнитным полем, протогеосинклинальные системы архейд, а также системы карелид и байкалид – зонами полосовых максимумов и минимумов. Различия и своеобразие платформ выявляются в крупной специфической зональности их фундамента, процесс развития которого протекал стадийно с качественными изменениями структурных свойств. Основные закономерности становления фундамента платформ заключаются в формировании "гранитного" слоя в ходе геосинклинального развития архейских и протерозойских систем и его латерального перераспределения в результате горизонтальных перемещений глыб земной коры. Древнейшие структуры платформенного чехла (рифейские авлакогены) обнаруживают унаследованность от внутреннего строения и возраста фундамента. Рис. 30. Библ. 683 назв.

Редакционная коллегия:

академик А.В. Пейве (главный редактор);  
В.Г. Гербова, В.А. Крашенинников, П.П. Тимофеев

Ответственный редактор

П.Н. Кропоткин

Editorial board:

Academician A.W. Peive (Editor-in-chief),  
V.G. Gerbova, V.A. Krashennnikov, P.P. Timofeev

Responsible editor

P.N. Kropotkin

## ВВЕДЕНИЕ

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

Особенности формирования земной коры и развития складчатых систем в докембрии в последние годы привлекают к себе большое внимание, что связано с исключительной важностью познания геологии докембрия в теоретическом и практическом отношениях.

Докембрий охватывает около 7/8 времени существования земной коры, и изучение его представляет, наряду с геофизическими методами, основу исследования глубинных зон земной коры.

Успехи изучения геологии докембрия и аномальных магнитных полей щитов Восточно-Европейской, Сибирской и Северо-Американской платформ позволили подойти к вопросу выяснения региональной геофизической характеристики складчатых докембрийских комплексов, что имело большое значение для тектоники фундамента платформ. При этом важнейшее значение имело то обстоятельство, что названные древние платформы северного полушария изучены в настоящее время геофизическими методами разведки значительно детальнее, чем другие аналогичные крупнейшие структурные элементы земной коры. Это обстоятельство создает возможность построения достаточно обоснованных карт и схем внутреннего строения фундамента Восточно-Европейской, Сибирской и Северо-Американской платформ и проведения их сравнительного тектонического анализа. Составление карт тектонического районирования фундамента платформ, — несомненно, один из главных методов сравнительного тектонического анализа, получившего свое развитие и необходимое обоснование фактическими данными лишь в последнее время.

Рассматриваемые платформы занимают особое место в истории изучения докембрийского фундамента древних платформ.

Восточно-Европейская платформа, как известно, — классический представитель, наиболее полно изученный тектонотип древних платформ. Сопоставление и комплексный анализ данных региональных геофизических исследований с данными геологии докембрия щитов и бурения на примере названных платформ, наиболее изученных в тектоническом отношении, имеет важное методическое значение для решения проблем сравнительной тектоники древних платформ.

Сравнительный анализ внутреннего строения фундамента Восточно-Европейской, Сибирской и Северо-Американской платформ, главным образом в структурно-морфологическом отношении, — одна из основных задач представляемой работы. Необходимый этап этого исследования — разработка карт и схем внутреннего строения фундамента названных платформ на основании имеющихся новейших геолого-геофизических данных. Ранее, до составления таких карт, вопросы сравнительной тектоники фундамента названных платформ не рассматривались сколько-нибудь подробно.

При составлении карт тектонического районирования фундамента первостепенное значение имеют систематизация и тектоническая интерпретация типов аномаль-



ных полей древних платформ в зависимости от возраста и характера складчатых докембрийских комплексов и ограничивающих их разломов, так как они особенно наглядно отображают внутреннее строение и состав фундамента. В связи с этим в работе особое внимание уделяется материалам аэромагнитных съемок, представивших за последние 10—15 лет важнейший материал для изучения фундамента Восточно-Европейской и Сибирской платформ. Подробно рассматривается также методика геологической интерпретации магнитных аномалий в комплексе с другими геолого-геофизическими материалами, а также проводится сопоставление магнитных полей древних платформ и других крупнейших структурных элементов земной коры. Вместе с тем очевидно, что лишь при комплексном анализе геофизических данных совместно с данными о геологии докембрия щитов и бурения древних платформ могут быть составлены достаточно обоснованные карты внутреннего строения фундамента последних.

Тектоническая интерпретация комплекса геолого-геофизических данных, естественно, могла быть проведена более детально для Восточно-Европейской платформы и в более общем виде для Сибирской и Северо-Американской платформ. Это позволило составить схемы строения двух последних и впервые карту внутреннего строения фундамента всей территории Восточно-Европейской платформы (включая акваторию Балтийского, Баренцева и Северного морей), что стало одним из основных результатов представленной работы. На составленных картах и схемах очень ясно видна гетерогенность внутреннего строения фундамента рассмотренных древних платформ, образованного докембрийскими складчатыми системами различного возраста и простираения. Они позволяют судить о некоторых основных закономерностях строения и развития фундамента Восточно-Европейской, Сибирской и Северо-Американской платформ. В итоге составления таких карт становится все более очевидным, что изучение внутреннего строения фундамента необходимо для понимания соотношений между особенностями глубинного строения земной коры в целом и структурой платформенного чехла, т.е. для выяснения соотношений глубинной и поверхностной структуры древних платформ вообще.

Основой для проведения сравнительного анализа тектоники фундамента и типов аномальных магнитных полей Восточно-Европейской, Сибирской и Северо-Американской платформ послужили исследования, начатые автором в 1954 г. на Восточно-Европейской и в 1963 г. на Сибирской платформах (Алданский щит). В течение 1954—1957 гг. автор участвовал в проведении и геологической интерпретации аэромагнитной съемки в северной части Восточно-Европейской платформы, по результатам которой, кроме впервые составленной карты магнитных аномалий, были построены карты строения и рельефа поверхности фундамента этой территории. Затем полевые исследования тектоники и типов магнитных полей докембрия были продолжены на Тимане, в восточной части Балтийского щита, на западном склоне Урала, Алданском щите и ряде других районов.

Значительное место в исследованиях автора, начиная с 1965 г., заняло участие в разработке (совместно с большим коллективом авторов) карты внутреннего строения фундамента Восточно-Европейской платформы для второго издания Международной тектонической карты Европы. Помимо материалов личных исследований и обширных литературных данных, были изучены и новейшие геолого-геофизические материалы.

Завершение работы по сравнительной тектонике фундамента Восточно-Европейской, Сибирской и Северо-Американской платформ оказалось возможным благодаря трудам и научным материалам широкого круга геологов и геофизиков Москвы, Ленинграда, Киева, Казани, Минска, Новосибирска, Петрозаводска, Риги, Уфы, Ухты, Якутска, Апатитов, Алдана, Берлина, Варшавы и ряда других городов. Не имея возможности перечислить всех исследователей, автор хотел бы выразить им первые слова благодарности.

По основным положениям представленной работы автор выступал с докладами на коллоквиумах тектонических лабораторий Геологического института АН СССР, на заседаниях Комиссии по международным тектоническим картам АН СССР и подсекции геофизики Московского общества испытателей природы,

на совещании по тектонике фундамента древних платформ, проведенном Тектоническим комитетом АН СССР (Москва, 1971 г.), на Международной конференции по тектонике докембрия восточной части Балтийского щита (Петрозаводск, 1971г.) и т.д.

Работа выполнена в тектоно-геофизической лаборатории Геологического института АН СССР, руководимой членом-корреспондентом АН СССР П.Н. Кропоткиным, которому автор обязан за множество советов и поддержку в своих исследованиях. В процессе работы над монографией мною использованы ценные советы и критические замечания А.А. Богданова, А.А. Борисова, М.В. Муратова, Е.В. Павловского, А.В. Пейве, Ю.М. Пушаровского, В.Е. Хаина, Н.А. Штрейса, за что выражаю им большую признательность.



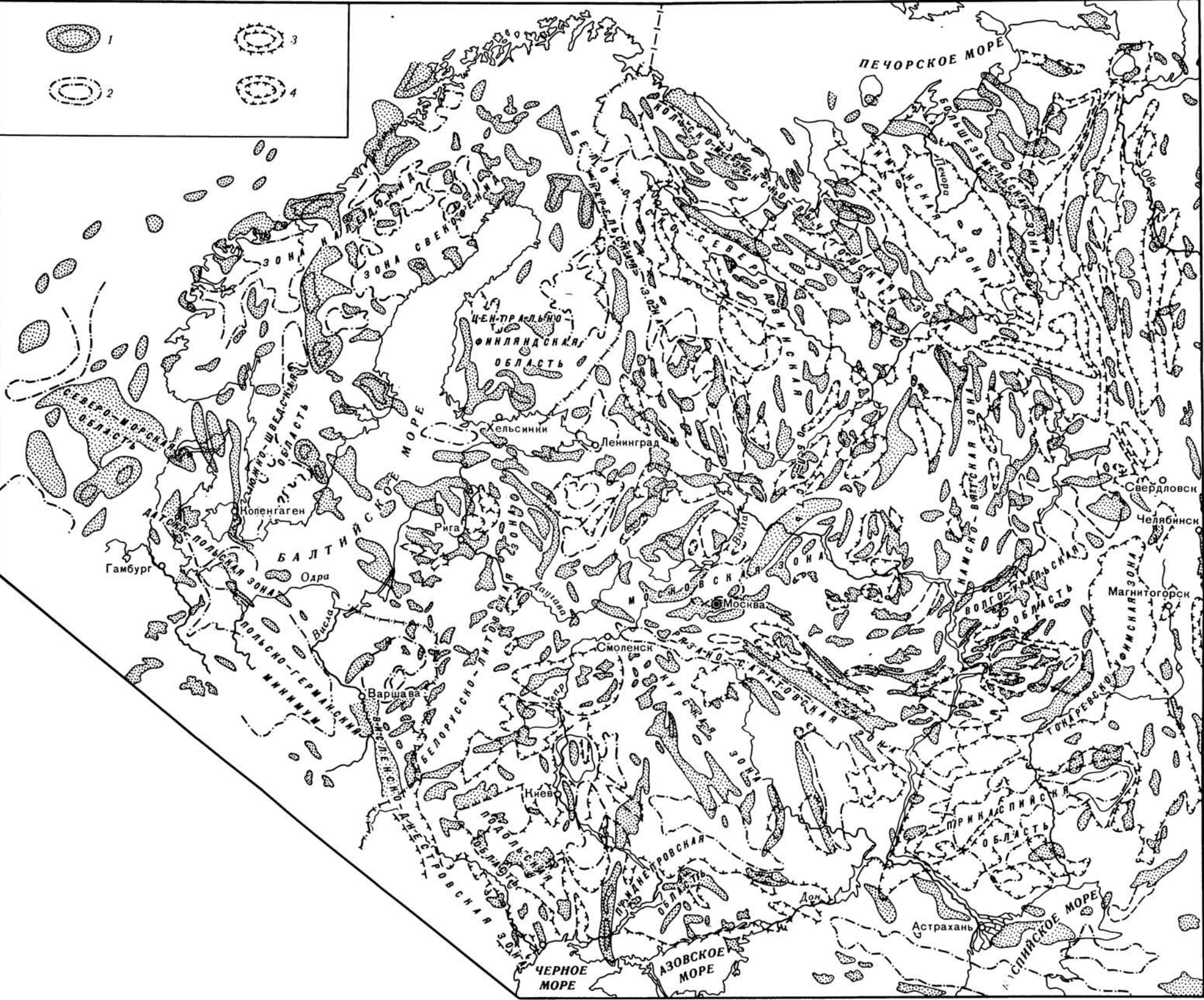
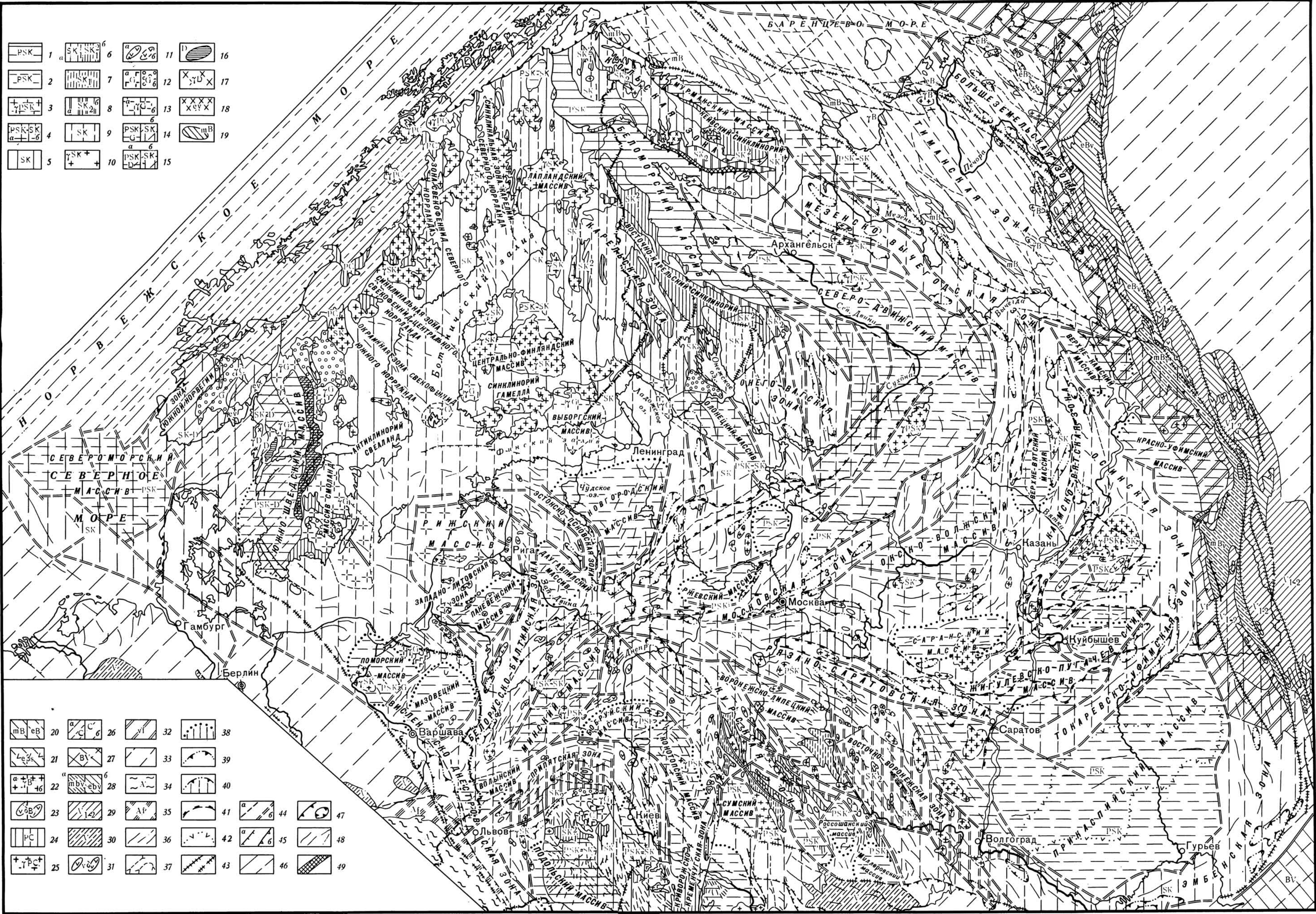


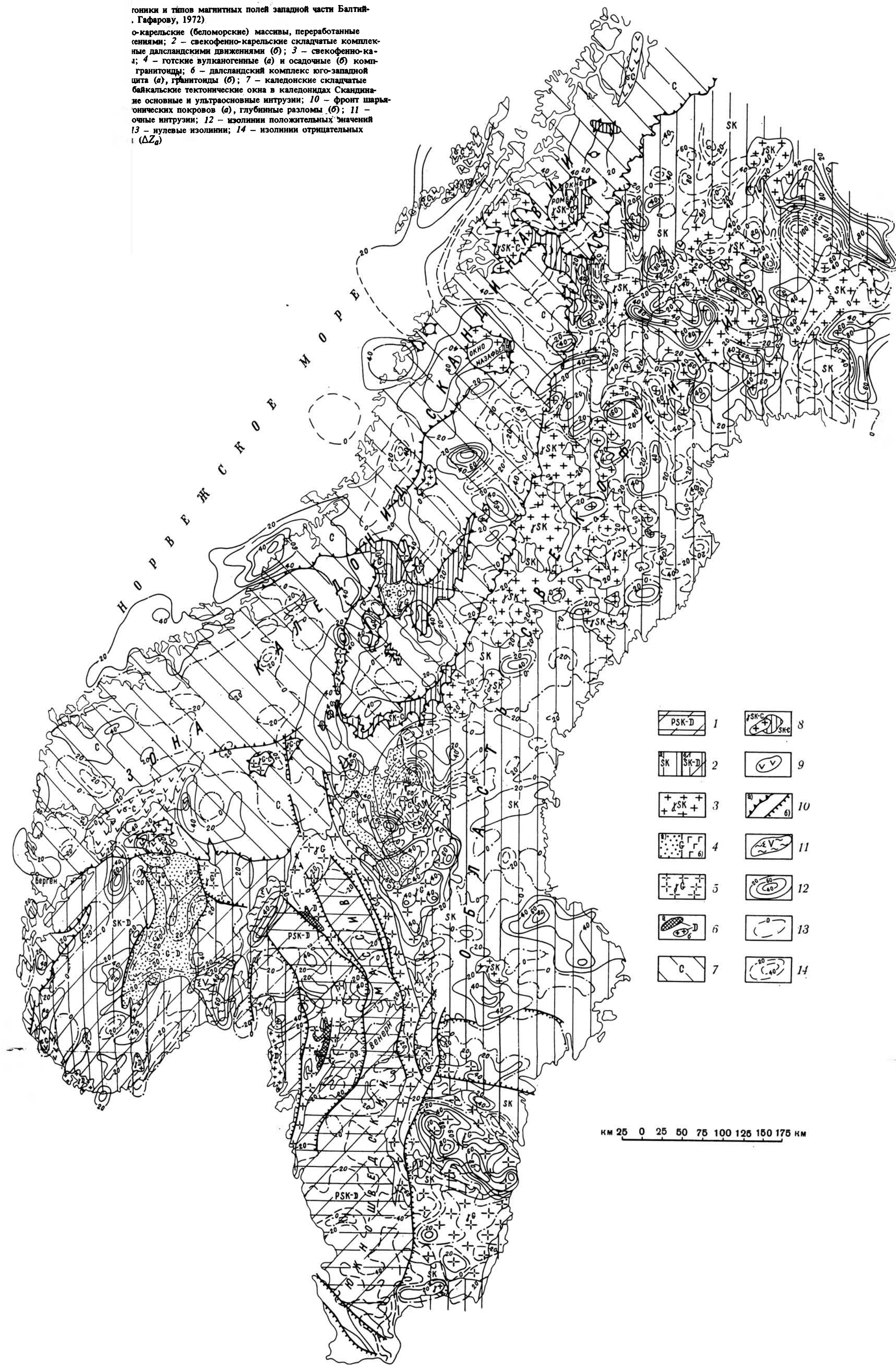
Рис. 7. Схема сопоставления основных элементов гравитационных и магнитных аномалий  $\Delta T_a$  (по Р.А. Гафарову, 1972)  
 1 - максимумы аномального магнитного поля  $\Delta T_a$ ; 2 - минимумы магнитного аномального поля  $\Delta T_a$ ; 3 - обобщенные контуры максимумов силы тяжести; 4 - обобщенные контуры минимумов силы тяжести

Рис. 10. Карта внутреннего строения докембрийского фундамента Восточно-Европейской платформы (составил Р.А. Гафаров, 1973)  
 Области докембрийско-карельских складчатостей (древнее 2600 млн. лет): 1 - докембрийско-карельский складчатый комплекс или его аналоги (беломорский комплекс Балтийского щита и др.), 2 - докембрийско-карельские массивы и их аналоги под платформенным чехлом или под морем, 3 - докембрийско-карельские гранитоиды, выступающие на поверхность (а), скрытые под платформенным чехлом (б). Области свекофенно-карельской складчатости и ее аналогов (2600±100 - 1750±50 млн. лет): 4 - докембрийско-карельские и подобные им массивы, переработанные свекофенно-карельской складчатостью (а), скрытые под платформенным чехлом (б), 5 - свекофенно-карельский комплекс западной части Балтийского щита и его аналоги, 6 - ранние свекофенно-карельские восточной части Балтийского щита (2600-2100 млн. лет): а - антиклинорные зоны (местами докембрийско-карельские переработанные массивы), б - синклинозные зоны, 7 - ранние свекофенно-карельские, скрытые под платформенным чехлом, 8 - поздние свекофенно-карельские: а - восточная часть Балтийского щита (2100-1750 млн. лет), б - скрытые под платформенным чехлом, 9 - нерасчлененный свекофенно-карельский комплекс и его аналоги под платформенным чехлом или под морем, а также под надрывами западного склона Урала, 10 - свекофенно-карельские гранитоиды (а), скрытые под платформенным чехлом (контур показан пунктиром); 11 - основные и ультраосновные интрузии (а), скрытые под платформенным чехлом (б). Готский комплекс (1750-1120 млн. лет): 12 - магматический комплекс (а) и осадочно-вулканогенные формации (б), отвечающие готской эпохе кратонизации Восточно-Европейской платформы, в том числе нотийская формация Балтийского щита, вольно-овручский комплекс Украины (1200 млн. лет), эффузивно-осадочная моласса массивов Смоленск и Дала, 13 - готские гранитоиды (а) массива Смоленск (граниты типа рапакиви), массивы гранитоидов типа рапакиви под платформенным чехлом или под морем (б), 14 - докембрийско-карельские массивы (а) и свекофенно-карельские зоны (б), переработанные глубокими движениями готской эпохи. Далекий комплекс (1200-850 млн. лет): 15 - доалекийские массивы, переработанные глубокими движениями готской эпохи, 16 - далекий комплекс юго-западной части Балтийского щита, 17 - далекий комплекс и аналогичные им гранитоиды (массив Бокус и др.); 18 - платформенные щелочные интрузии. Области байкальской складчатости (850-550 млн. лет): 19 - рифейский складчатый фундамент, выступающий на поверхность, 20 - многоосинклиальная зона (а), предполагаемая эвгеосинклиальная зона (б) байкалд под платформенным чехлом или под морем, 21 - синклинория в составе зон байкалд, 22 - байкальские гранитоиды (а), скрытые под платформенным чехлом (б), 23 - основные и ультраосновные интрузии, в том числе скрытые под платформенным чехлом. Области каледонской складчатости: 24 - выступы докембрийского складчатого фундамента в тектонических "окнах" зон каледонид, 25 - докембрийские нерасчлененные гранитоиды в тектонических "окнах", 26 - складчатые зоны каледонид (а), скрытые под платформенным чехлом или под морем (б). Области варисийской (герцинской) складчатости: 27 - древние массивы (байкальский и неустановленного возраста), переработанные палеозойскими складчатостями под платформенным чехлом или под морем; 28 - выступы древних структур (РР, Сп) в ядрах антиклинориев; а - зоны развития эвгеосинклиальных формаций, б - зоны развития эвгеосинклиальных и орогенных формаций; 29 - нижний и верхний структурные ярусы варисид, нерасчлененные (О-О<sub>1</sub>); 30 - варисиды карельские; 31 - основные и ультраосновные интрузии; 32 - краевые прогибы, заполненные молассами; 33 - области платформ с фундаментом палеозойского (местами байкальского) возраста. Области альпийской складчатости: 34 - нерасчлененные альпийские складчатые комплексы, 35 - краевые прогибы, заполненные молассами. Обозначения тектонических структур: 36 - общие простирания (прерывистая линия под платформенным чехлом и на дне моря), 37 - оси синклиналей, 38 - границы массивов (ядер ранней консолидации и др.); 39 - контуры зеленокаменных прогибов в составе свекофенно-карельских складчатых зон под платформенным чехлом; 40 - контуры антиклинориев в составе складчатых зон свекофенно-карельских; 41 - контуры рифейских прогибов платформенного чехла; 42 - гипотетические "окна" базальтового слоя земной коры в пределах Прикаспийской впадины; 43 - глубинные разломы, включая краевые швы, ограничивающие платформы; 44 - разломы в фундаменте платформ: а - проникающие в чехол, б - не захватившие чехол; 45 - сбросы (а), флексуры (б); 46 - разрывные нарушения неустановленного типа; 47 - фронт шарьяжей (границы тектонических покровов); 48 - оси магнитных аномалий; 49 - зоны дробления, тектонического разлуживания, интенсивного кливажа





гоники и типов магнитных полей западной части Балтий-  
 . Гафарову, 1972)  
 о-карельские (беломорские) массивы, переработанные  
 сениями; 2 – свекофенно-карельские складчатые комплек-  
 ные далсландскими движениями (б); 3 – свекофенно-ка-  
 и; 4 – готские вулканогенные (а) и осадочные (б) комп-  
 гранитоиды; 6 – далсландский комплекс юго-западной  
 цита (а), гранитоиды (б); 7 – каледонские складчатые  
 байкальские тектонические окна в каледонидах Скандина-  
 ие основные и ультраосновные интрузии; 10 – фронт шарья-  
 онических покровов (а), глубинные разломы (б); 11 –  
 очные интрузии; 12 – изолинии положительных значений  
 13 – нулевые изолинии; 14 – изолинии отрицательных  
 ( $\Delta Z_a$ )



- |  |   |  |    |
|--|---|--|----|
|  | 1 |  | 8  |
|  | 2 |  | 9  |
|  | 3 |  | 10 |
|  | 4 |  | 11 |
|  | 5 |  | 12 |
|  | 6 |  | 13 |
|  | 7 |  | 14 |

км 25 0 25 50 75 100 125 150 175 км



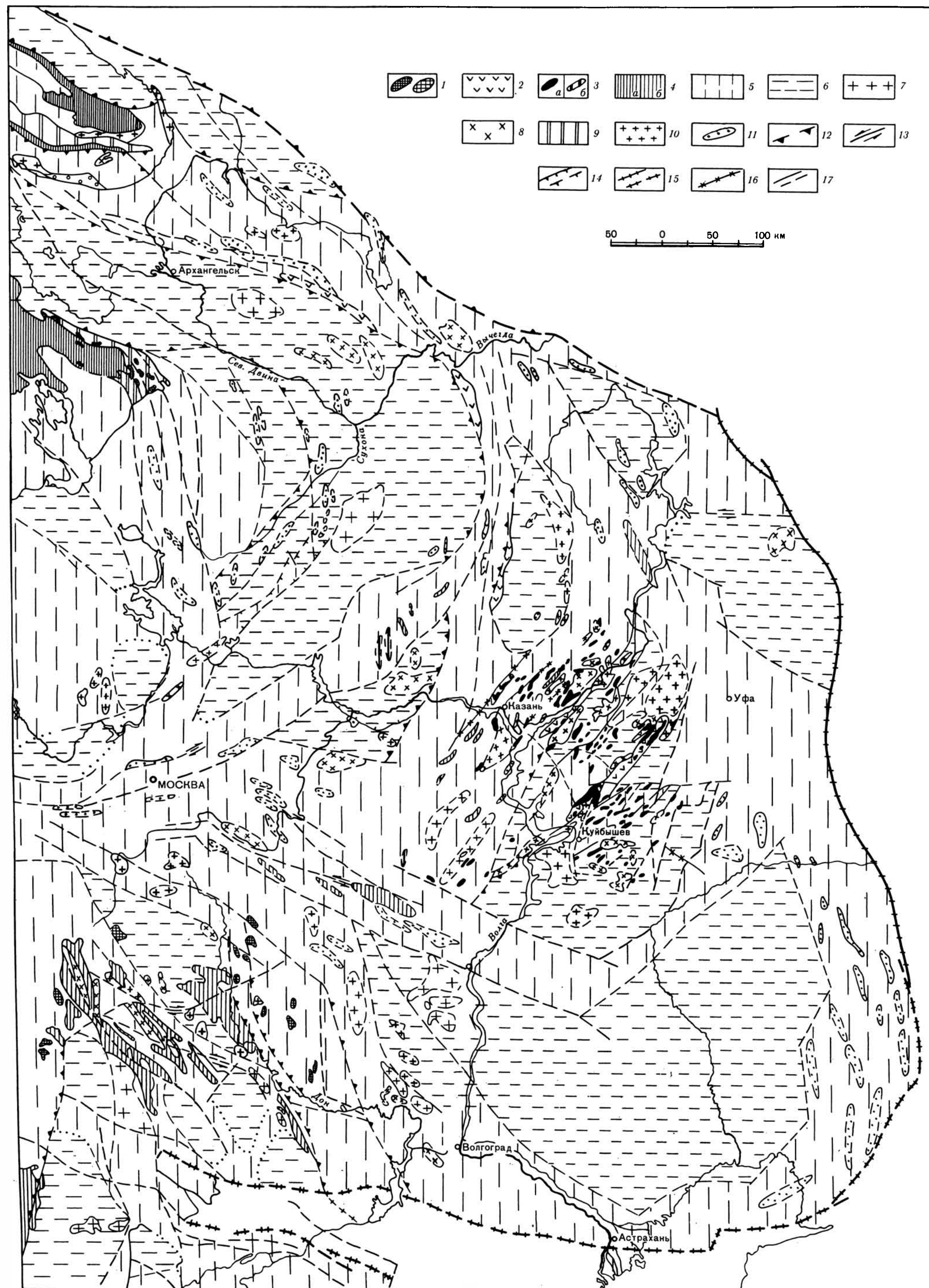


Рис. 21. Схематическая карта строения и развития фундамента центральных и восточных районов Русской плиты (Составили Р.А. Гафаров, С.В. Богданова, 1974).

Комплексы меланократового фундамента: 1 – массивы и тела гипербазитов (перидотиты, пироксениты, серпентиниты), 2 – массивы габбро-анортозитов и анортозитов (а), по данным бурения и геофизики (б). Комплексы структур раннепротерозойской континентальной коры (время формирования гранитного слоя – 1,8–2,4 млрд. лет): 3 – комплексы нерасчлененных образований меланократового фундамента и океанической стадии – (габбро-нориты, габбро, габбро-амфиболиты, двупироксен-плагиоклазовые кристаллические сланцы (а), по данным бурения и геофизики (б), 4 – комплексы океанической стадии – основные и ультраосновные метавулканы, джеспилиты и сланцы криворожской, гимольской, курской и сармановской серий раннего протерозоя (а), по данным бурения и геофизики (б), 5 – комплексы нерасчлененных образований меланократового фундамента и океанической стадии, испытавших плагиогранитизацию в условиях гранулитовой и амфиболитовой фаций (нижняя часть кольской, обоянская серии), 6 – комплексы переходной и океанической стадий (высокоглиноземистые кристаллические сланцы и гнейсы, основные метавулканы и др.), испытавшие гранитизацию в условиях гранулитовой и амфиболитовой фаций (верхняя часть кольской серии, большечеремшанская серия); 7 – чарнокиты и плагиограниты архея; 8 – диорит-плагиогранитная формация гранитоидов; 9 – комплексы переходной стадии (ятулийская серия, сариолийский комплекс Балтийского щита, байгоровская толща Восточно-Воронежской зоны, кварцито-сланцы и сланцы андалузитового типа метаморфизма и др.); 10 – комплекс существенно калиевых гранитов, гранодиорито-гранитной фации (комплексы континентальной стадии); 11 – магнитоактивные тела с повышенной интенсивностью намагниченности (в основном базиты и ультрабазиты, железорудные комплексы и др.); 12 – глубинные надвиги; 13 – сдвиги; 14 – сбросы; 15 – краевые швы ограничения платформ; 16 – зоны бластомилонитов; 17 – разломы неуставленного типа

**M O P E**

**M O P E**

**Л А П Т Е В Ы Х**

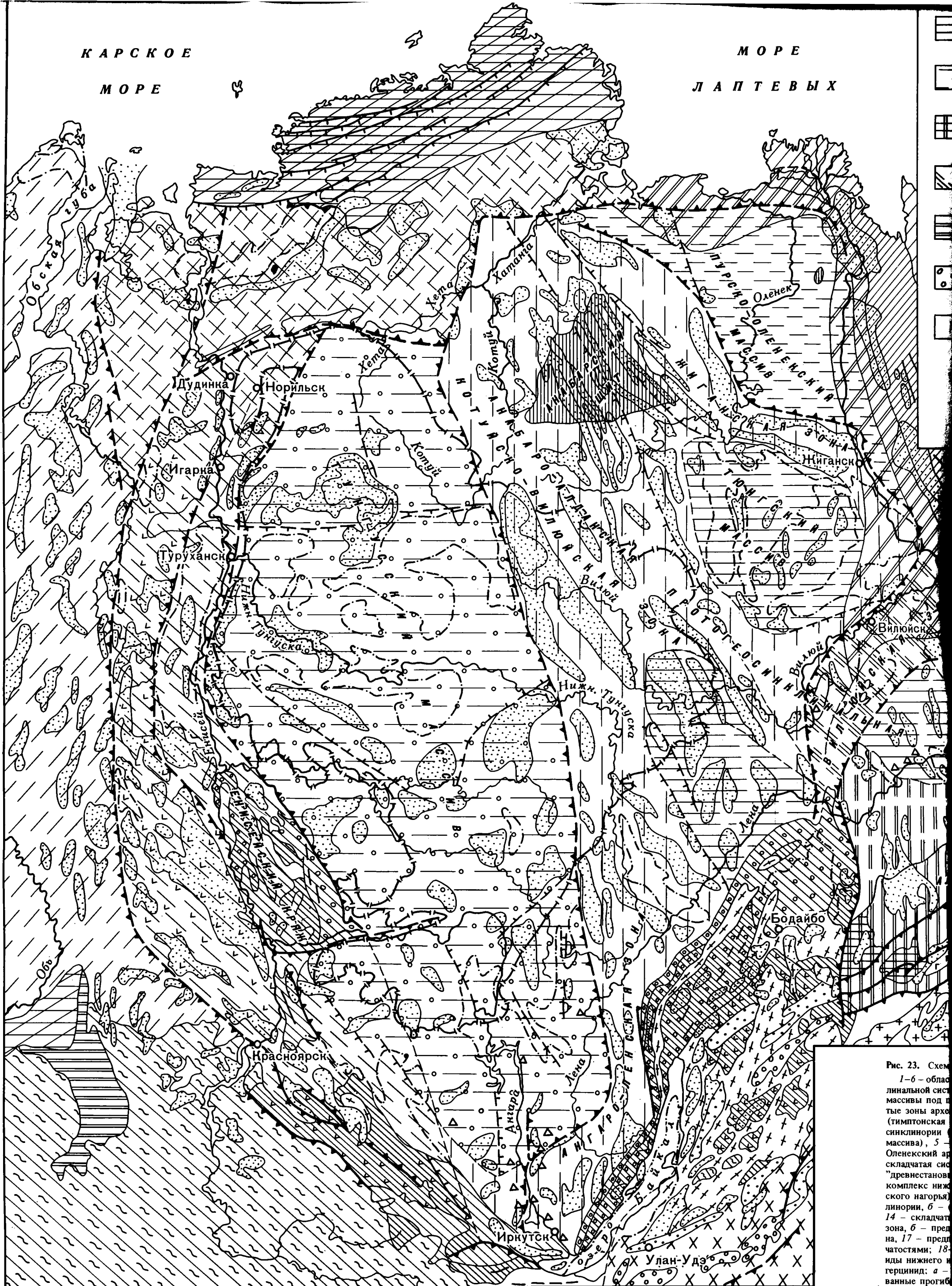


Рис. 23. Схем

1-6 - область интрузивной системы; 7 - массивы подпорок; 8 - зона архейских пород; 9 - синеклизия; 10 - Оленевский складчатый комплекс; 11 - "древнестановленный" комплекс нижнего нагорья; 12 - линии; 13 - 14 - складчатая зона; 15 - предгорья; 16 - предгорные частоты; 17 - 18 - иды нижнего герцинида; а - ванные прогибы; б - антиклиналь; в - внещняя зона; г - межгорные шовные породы; д - складчатые области; е - установленные; ж - графитовые породы; з - гранитные породы; и - магнитных пород.

## ИСТОРИЯ И МЕТОДЫ ИЗУЧЕНИЯ ТЕКТониКИ ФУНДАМЕНТА ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ, СИБИРСКОЙ И СЕВЕРО-АМЕРИКАНСКОЙ ПЛАТФОРМ

В истории изучения геологического строения Восточно-Европейской<sup>1</sup>, Сибирской и Северо-Американской древних платформ намечается несколько основных этапов широкого развития геологических и геофизических исследований и их обобщения. Каждый из них характеризуется как все более широким территориальным охватом и возрастающей детальностью геологических исследований, так и появлением новых, более совершенных методик изучения строения, возраста и состава фундамента древних платформ (геофизические и геохимические методы, радиометрия, глубокое бурение и т.д.).

В нашем очерке излагаются лишь наиболее важные исследования, которые, с точки зрения автора, привели к новым принципиальным выводам о тектонике фундамента и геологии Восточно-Европейской, Сибирской и Северо-Американской древних платформ. При этом, естественно, сравнительно полно может быть рассмотрена история изучения тектоники фундамента Восточно-Европейской платформы — классического образца тектонотипа древних платформ.

### ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКАЯ ПЛАТФОРМА

В истории изучения крупнейших структур Земли Восточно-Европейская платформа занимает особое место. А.Д. Архангельский указывает, что "... с познанием средних и восточных частей платформы связана разработка самого понятия о тех важнейших структурных элементах земной коры, которые известны под именем древних платформ и типом которых справедливо считается Русская платформа" (Архангельский, 1934, стр.16). Разработка этой проблемы в основном принадлежит А.Д. Архангельскому, Н.С. Шатскому, С. Бубнову и Г. Штилле.

Первый этап исследований Восточно-Европейской платформы — 1886—1922 гг. — связан с именами А.П. Карпинского, Э. Зюсса, Ф.Н. Чернышева и др. А.П. Карпинский (1894, 1919) был первым исследователем геологии Восточно-Европейской платформы в целом. Еще в 1887 г. в классической работе "Очерк физико-географических условий Европейской России в минувшие геологические периоды" он впервые высказал предположение о том, что складчатые докембрийские образования, подстилающие кембрийские осадочные отложения Прибалтики, распространены под чехлом осадочных пород на всей территории Восточно-Европейской равнины, вплоть до Тимана и Урала.

В дальнейшем А.П. Карпинский (1919) дал первую схему простираний докембрийских образований фундамента Восточной Европы в виде огромных дуг, обращенных выпуклостью на восток. В этот период А.П. Карпинский (1894), Э. Зюсс (Suess, 1881—1909) и Э. От (Haug, 1914) на примере Европейской России разработали важнейшие тектонические понятия: "платформа", "плита" и "щит". Так,

<sup>1</sup> В понимании А.Д. Архангельского (1932, 1941) и Н.С. Шатского (19466; Шатский и др., 1957).



Э. Зюсс и А.П. Карпинский впервые выделили Балтийский (Скандинавский) щит и Русскую плиту в качестве важнейших структурных элементов Европы.

Э. Зюсс, противопоставляя континентальные области складчатым горным сооружениям, выделил на описанной А.П. Карпинским (1894) континентальной площади Европейской России область пологого залегания отложений — Russische Tafel (Русскую плиту) — и область, где на поверхность выходит их складчатое, метаморфизованное основание — Baltischer Schild (Балтийский щит). При издании книги А. Зюсса "Лик Земли" на французском языке эти термины были переведены как "plateforme Russe" (Русская платформа) и "bouclier Baltique" (Балтийский щит). В это же время Э. От (Naug, 1914) предложил объединить щиты и плиты в единицы более крупного масштаба, названные им "aire continentale" (континентальные площади), скорее, в палеогеографическом и морфологическом, чем в тектоническом смысле.

Название "Русская плита", данное Э. Зюссом, было произвольно распространено Э. Отом и вскоре многими другими геологами на всю платформу, в состав которой входит эта плита. В русской геологической литературе платформой стали называть обе эти крупнейшие области (Карпинский, 1919; Архангельский 1923). В дальнейшем эти два термина "платформа" и "плита" долгое время употреблялись в литературе, особенно в нашей стране, как синонимы.

В 1921 г. Л. Кобер (Kober, 1921) ввел в литературу понятие о "кратоне" как синониме древних платформ.

Г.Штилле, видимо, одним из первых показал неправомерность использования термина "Русская плита" для обозначения всей платформы (кратона) и с 1922 г. стал применять для ее обозначения название "Фенносарматия". Однако лишь после обобщающих работ А.Д. Архангельского (1923, 1934, 1941) и Н.С. Шатского (1946б, 1947) понятия "платформа", "щит" и "плита" приобрели свое современное значение.

В конце XIX и начале XX в. появляются первые обобщения по геологии докембрия Финляндии, Швеции, Норвегии, а также территории Кольского полуострова и Карелии, к которым относятся работы В. Рамзая, И. Седерхольма, А. Тернебома, В. Бретгера, А.А. Иностранцева, П. Эскола, А.А. Полканова и др. Среди этих работ особо выделяются исследования В. Рамзая (Ramsay, 1890, 1898), который впервые указал, что Кольский полуостров, Карелия, Финляндия и Скандинавия составляют геологически единый комплекс. Он предложил называть эту часть Европы Фенноскандией. Термин этот сохранился до настоящего времени. В. Рамзаем (Ramsay, 1909) была также выделена зона и предложен термин "свекофенниды". Обширные исследования генезиса гранитов и пегматитов были выполнены И. Седерхольмом (Sederholm, 1899, 1932), которые так же, как и его работы по геологии Карелии, получили мировую известность.

В этот ранний период изучения геологии Восточно-Европейской платформы Ф.Н. Чернышевым (1902, 1915) впервые были установлены основные черты строения Тимана, где в течение многолетних полевых исследований он собрал и обобщил все материалы по геологии ранее почти не изученных областей. Это послужило в дальнейшем основой построений А.П. Карпинского, А.Д. Архангельского, Н.С. Шатского, Э. Зюсса, Г. Штилле, С. Бубнова, У. Хольтедаля и др.

Важный этап изучения структуры Восточно-Европейской (Русской) платформы начинается с исследований А.Д. Архангельского (1923), в которых впервые широко используются имевшиеся к тому времени геофизические данные (простирающие гравитационных и магнитных аномалий), а также данные Н.С. Шатского и М.М. Тетяева о строении фундамента Русской плиты.

Особо должна быть отмечена ранняя классическая работа А.Д. Архангельского "Введение в изучение геологии Европейской России" (1923), в которой было показано, что гнейсовое основание платформ разбито разломами на ряд горстов и впадин. Эта работа не потеряла своего значения и до настоящего времени.

В начале и середине 30-х годов начинается новый важный период развития геофизических работ в СССР, которые стали с этого времени проводиться по единому плану.



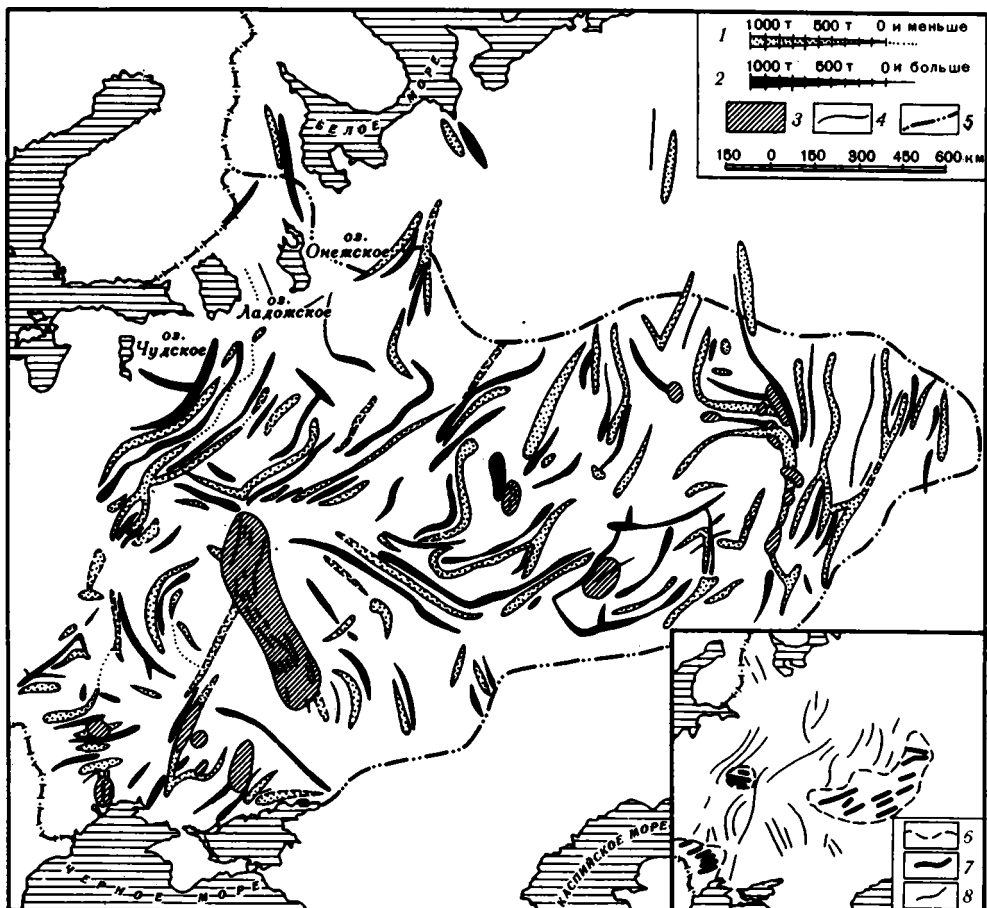


Рис. 1. Схема магнитных аномалий Европейской части СССР (на 1935 г.). Составили А.Д. Архангельский, В.В. Колюбакин, А.П. Падеревская, 1937 г.

1 — положительные аномалии; 2 — отрицательные аномалии; 3 — область распространения крупных аномалий; 4 — простираие крупных аномалий; 5 — граница сплошной магнитной съемки на 1935 г; на карте-врезке: 6 — граница древнейших глыб; 7 — простираие древнейшей складчатости; 8 — простираие молодой докембрийской складчатости

Результаты общей гравиметрической съемки и геологическое значение аномалий силы тяжести были обобщены А.Д. Архангельским совместно с М.М. Михайловым, В.В. Федынским и Е.Н. Люстихом (1937а) в широко известной работе.

Данные генеральной магнитной съемки на территории СССР, проводившейся в этот же период (1931–1937 гг.), были использованы А.Д. Архангельским совместно с В.В. Колюбакиным, Н.В. Розе и другими (1937б) для выяснения основных черт строения фундамента Восточно-Европейской платформы. На схеме В.В. Колюбакина и А.И. Падеревской (рис. 1), положенной в основу выводов А.Д. Архангельского, аномалии изображены в виде осей. Анализируя схему магнитных аномалий платформы, А.Д. Архангельский установил, что "... полосы аномалий располагаются не беспорядочно, но образуют некоторую достаточно закономерно построенную систему". В результате тектонического анализа магнитных и гравитационных съемок А.Д. Архангельский сделал важный вывод о том, что в закрытой части (в области плиты) фундамент платформы так же неоднороден, как и на Балтийском щите, и состоит из элементов различного возраста. Древнейшим из них, по А. Д. Архангельскому, является огромная Окско-Уфимская глыба, в которой складчатость имеет почти широтное простираие, соответствующее общему простираию свионийских пород Финляндии. Всю остальную часть платфор-

мы с субмеридиональными магнитными аномалиями он относил к докембрийским складчатым сооружениям карельского возраста.

Ко времени обобщения А.Д. Архангельским данных о тектонике фундамента Восточно-Европейской платформы были составлены в 1930–1935 гг. первые сводные геологические карты Кольского полуострова и Карелии (В.М. Тимофеев, Б.М. Куллетский, А.А. Полканов, П.А. Борисов и др.) и предложены стратиграфические схемы докембрия этих обширных территорий.

Фактический материал по геологии восточной части Балтийского щита, а также и по всей территории щита неоднократно обобщался в сводных работах А.А. Полканова (1937). Следует также отметить работы этого периода П. Эскола (Eskola, 1932, 1936) по геологии докембрия Финляндии.

Материалы по геологии докембрия Азово-Подольского массива (Украинского щита) были сведены несколько ранее В.И. Лучицким (1930) и С. Бубновым (Bubnoff, 1926, 1936).

В 1937 г. была опубликована работа Н.С. Шатского о тектонике Восточно-Европейской платформы. В этой работе и ранее в статье, посвященной тектонике Сибирской платформы и Арктики, Н.С. Шатский (1932, 1935) сделал новые выводы о том, что в пределах северо-восточной окраины Восточно-Европейской платформы (на Тимане) в ее фундаменте развиты протерозойские складчатые сооружения, которые прослеживаются на Тимане и полуострове Канин и протягиваются далее на полуостров Рыбачий и Варангер-Фиорд. В этом отношении его выводы вполне совпадали со взглядами, высказанными А.А. Полкановым (1937) и У. Хольтедалем. Весьма интересны выводы Н.С. Шатского в этот период по сравнительной тектонике платформы. Так, в противоположность древним платформам, имеющим докембрийский фундамент, платформы, возраст складчатости основания которых палеозойский, Н.С. Шатский (1935, 1938) предложил называть молодыми (или эпипалеозойскими).

В 1938 г. М.М. Тетяев в работе "Геотектоника СССР" дал новую схему карельской структуры, согласно которой он отнес большую часть Восточной Европы к докарельской платформе, окруженной с юго-запада и северо-востока геосинклинальными складчатыми системами.

В конце 30-х годов получили развитие представления о древнепалеозойском возрасте складчатости фундамента Русской плиты. В 1939–1940 гг. это воззрение на строение платформы было подробно разработано А.Д. Архангельским (1940), а также А.Н. Мазаровичем, Е.В. Милановским и др. А.Д. Архангельский (1940) дал в этот период совершенно иное геологическое истолкование карте магнитных аномалий В.В. Колюбакина и А.Н. Падеревской (Архангельский и др., 1937б). Он пришел к заключению, что фундамент Восточно-Русской впадины вместе с Подмосковной котловиной сложен складчатыми сооружениями древнепалеозойского возраста, названными им тимано-волгидами. Этот вывод А.Д. Архангельского основывался на отнесении складчатости Тимана к каледонскому циклу и на его представлениях о непосредственной связи Тимана с валлообразными структурами Восточно-Русской впадины, которые он считал унаследованными от складок каледонид основания. Н.С. Шатский в 1940 г. на основании данных бурения под Москвой и в Волго-Уральской области опроверг эти представления.

Концепции Д.А. Архангельского о тимано-волгидах противоречили данные глубоких скважин, вскрывших породы фундамента, представленные гнейсами архея.

В 1937–1941 гг. А.Д. Архангельским (1940, 1941) и Н.С. Шатским (1937, 1938, 1940) было разработано определение платформ, обосновано их двухъярусное строение и показано, что возраст фундамента является естественной основой для разделения платформ. На примере Восточно-Европейской платформы особенно полно было развито учение о докембрийских, или древних, платформах, или кратонах (Архангельский, 1941).

В результате геологических и геофизических исследований в годы Великой Отечественной войны был получен обширный фактический материал по геологии Волго-Уральской и Тимано-Печорской областей, что позволило выявить характер структур по глубоким горизонтам платформенного чехла.

Крупные сводные обобщения по тектонике Восточно-Европейской платформы, основанные на новом материале, появляются с 1944 г. Эти работы знаменуют новый период изучения тектоники платформы: исследуются структуры и по глубоким горизонтам, анализируются характер и история тектонических движений, применяются новые методы исследований, в том числе широко используются геофизические данные.

В 1945 г. была опубликована обобщающая работа Н.С. Шатского (1945б) по тектонике Волго-Уральской области и западного склона Урала. На основании структурного анализа был выявлен Волго-Уральский свод, что дало направление нефтепоисковым работам в Волго-Уральской области.

В 1946 г. выходит работа Н.С. Шатского "Основные черты строения и развития Восточно-Европейской платформы", являющаяся первой частью исследования по сравнительной тектонике древних платформ. В работе изложены основные данные о форме Восточно-Европейской платформы, о строении ее складчатого основания, о последовательном развитии платформы как единой крупнейшей тектонической структуры. В этой работе Н.С. Шатский впервые описал границы Восточно-Европейской платформы в их структурном выражении. Для нас особенно интересен раздел, в котором рассматривается строение докембрийского складчатого основания платформы. Вся история изучения фундамента платформы, подчеркивает Н.С. Шатский, показала, что важнейшим методом его исследования в закрытой части является гравиметрия и магнитометрия.

Н.С. Шатский указал на большое значение метода составления карт аномалий и в этой связи подчеркнул, что следует отказаться от способа изображения магнитных аномалий в виде магнитных осей. На основании значительно более полного материала магнитных съемок Н.С. Шатский подошел к интерпретации магнитных аномалий иначе, изобразив контуры максимумов и заштриховав их в зависимости от интенсивности (рис. 2). Тем самым создается возможность более конкретно судить о природе магнитовозмущающих масс.

В результате анализа геологии докембрия щитов платформы и данных геофизики Н.С. Шатский дает существенно новое представление о структуре докембрийского основания платформы (рис. 2). В составе ее фундамента он различает четыре системы складчатостей. Наиболее молодая из них, названная им тиманидами, развита на северо-востоке платформы в фундаменте Тимана и Печорской впадины. Это обстоятельство следует подчеркнуть особо. Н.С. Шатский называл древними платформы с разновозрастным, но докембрийским, и в том числе с байкальским складчатым фундаментом. Как известно, позднее вопрос о правомерности включения областей с байкальским складчатым фундаментом в состав древних платформ неоднократно обсуждался и окончательно не решен. Представляется, что в настоящее время нет убедительных оснований для пересмотра определения древних платформ, сделанного Н.С. Шатским.

В конце 40-х годов было начато систематическое детальное геологическое картирование докембрия Карелии и Кольского полуострова, по материалам которого М.А. Гилярова, К.О. Кратц и Л.Я. Харитонов значительно уточнили стратиграфию и тектонику протерозойских образований. В период с 1945—1948 гг. в пределах большей части этих территорий была выполнена аэромагнитная съемка (Е.А. Каспарова и др.), с помощью которой было выявлено большое количество интенсивных магнитных аномалий.

Тогда же, т.е. в конце 40-х годов были получены в результате исследований А.А. Чернова, В.А. Варсановичевой, Н.Н. Тихоновича, А.Н. Розанова, П.Е. Оффмана, А.Я. Кремса и других новые важные данные о тектонике Тимана и Печорской синеклизы. В работах Н.Н. Тихоновича (1946) и А.А. Чернова (1947) развиваются представления о докембрийском и раннепалеозойском возрасте фундамента Тимана, которые были близки представлениям Н.С. Шатского (1932, 1935) о возрасте и природе тиманских дислокаций. П.Е. Оффман (1946, 1961) обосновывает платформенную природу структур осадочного чехла Тимана и высказывает идею о существовании глубинных разломов вдоль Тимана, тектонику которого определяют широкие ступени очень полого лежащих отложений палеозоя. Факты



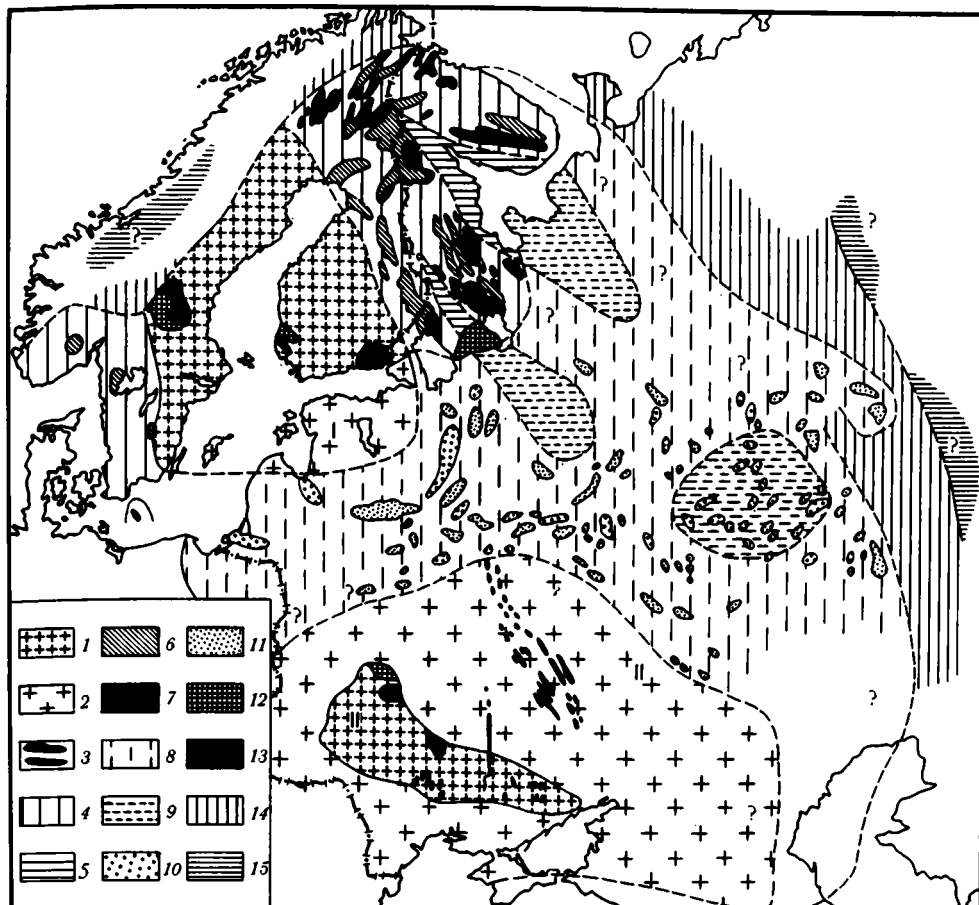


Рис. 2. Строение докембрийского основания Восточно-Европейской платформы (Н.С. Шатский, 19466)

1 – докарельские (архейские) массивы, выходящие на поверхность; 2 – докарельские (архейские) массивы, покрытые осадочным чехлом; 3 – саксаганиды (железистый кварцит), аномалии  $Z_0 - 10\,000 - 20\,000 \gamma$  (магнетитовые кварциты – магнитные хребты Курских аномалий); 4 – область карельской складчатости, обнажающаяся на поверхности; 5 – внутрикарельские массивы на поверхности; 6 – выходы осадочного карельского комплекса; 7 – выходы эффузивного карельского комплекса; 8 – область карельской складчатости под осадочным чехлом; 9 – внутрикарельские массивы под осадочными образованиями; 10 – аномалии  $Z_0 - 100 - 2500 \gamma$ ; 11 – аномалии  $Z_0 - 200 - 1000 \gamma$ ; 12 – иотнийские (овручские) песчаники; 13 – граниты рапакиви; 14 – область распространения рифейской складчатости (тиманиды, спаргмит); 15 – вероятное распространение рифейских формаций типа внутренних частей геосинклинальной области

пологого залегания палеозойских пород осадочного чехла П.Е. Оффман распространил и на породы сланцевого фундамента и тем самым вступил в резкие противоречия с данными других исследователей о складчатой природе метаморфического основания Тимана.

А.А. Борисов в книге "Нефтяные месторождения Второго Баку" (1948) разрабатывает в этот период, в развитие построений Н.С. Шатского, сравнительно подробную схему тектоники фундамента центральных районов и Волго-Уральской области платформы, применив оригинальную методику комплексного представления гравитационных и магнитных аномалий.

В 1947 г. началось бурение глубоких скважин на территории страны с целью выяснения геологического строения и выявления перспектив нефтегазоносности отдельных ее районов. Это – новый этап в познании глубинного строения Вос-

точно-Европейской платформы. В совокупности с данными глубокого разведочного бурения и региональных геофизических исследований опорное бурение позволило за сравнительно короткий срок выявить строение осадочного чехла и поверхности фундамента обширной территории востока и севера платформы и открыть ряд новых погребенных поднятий и впадин (Токмовское поднятие и т.д.). Материалы опорного и глубокого разведочного бурения на Русской плите в этот период послужили основой для ряда обобщающих работ А.А. Бакирова (1954), М.Ф. Мирчинка и А.А. Бакирова (1951), Н.С. Шатского (1955), М.М. Толстихиной (1952), В.Д. Наливкина и коллектива авторов (1956) и других, в которых анализировалось строение и история формирования чехла платформы. Вместе с тем в результате бурения были получены многочисленные данные о петрографическом составе пород фундамента, наиболее полные для центральных районов и Волго-Уральской области.

В 1952–1954 гг. В.П. Флоренский и Т.А. Лапинская разработали схему подразделения пород фундамента восточной части платформы на нижний и верхний архей и нижний и верхний протерозой. Они обосновали сопоставление пород фундамента Волго-Уральской области с архейскими и протерозойскими образованиями Балтийского и Украинского щитов и КМА (Флоренский, Лапинская, 1952).

На основании подобных сопоставлений в этот период были сделаны выводы о том, что в центральных и восточных районах платформы в строении фундамента основная роль принадлежит архейским (докарельским) складчатым образованиям. Однако уже в то время на общем фоне развития архейских образований местами (например, в зоне Сурско-Мокшинских поднятий, на восточном погребенном склоне Воронежского выступа, в Саратовском Поволжье и в других районах) были установлены значительные участки и зоны распространения пород протерозойского возраста (Флоренский, 1955; Педашенко, 1959).

В 1955–1957 гг. наступает новый этап в изучении тектоники фундамента Восточно-Европейской платформы в связи с проведением первоначально в ее северных и восточных областях региональной аэромагнитной съемки  $\Delta T$  (Р.А. Гафаров, 1954–1957 гг.; М.И. Залипухин, 1957–1958 гг.; В.А. Рыманов, О.Н. Соловьев, 1955–1958 гг.; и др.). На основании широкой интерпретации материалов аэромагнитной съемки в комплексе с другими геолого-геофизическими данными в этот период были получены важные данные о строении, составе и глубинах залегания фундамента обширных территорий и особенно северной малоизученной части платформы. Совместно с материалами гравиметрии и бурения данные аэромагнитной съемки были положены в основу ряда схем тектоники Тимано-Печорской и Волго-Уральской областей.

В 1958–1959 гг. О.А. Калининой и Э.Э. Фотиади (1959), В.С. Журавлевым и Р.А. Гафаровым (1959) были разработаны тектонические схемы, в основу которых были положены представления о неоднородности рифейского складчатого фундамента Печорской синеклизы, образованного многоэпизодическими формациями рифея на западе и вулканогенно-осадочными эвгеосинклинальными формациями того же возраста на востоке. В этот период появляется ряд важных обобщений методического характера, сыгравших большую роль в интерпретации данных региональных геофизических исследований (Андреев, 1955; Неволин, 1957). В 1955 г. Б.А. Андреев рассмотрел вопросы методики интерпретации магнитных аномалий Русской платформы. Наряду с разработкой методов определения глубины залегания магнитных масс большое внимание он уделяет физико-геологической природе магнитных аномалий. Б.А. Андреев (1955) подчеркнул, что большинство полосовых магнитных аномалий платформы связано с разнообразными метаморфическими породами, образующими ее фундамент.

В 1958 г. была опубликована большая сводная работа Э.Э. Фотиади "Геологическое строение Русской платформы по данным региональных геофизических исследований и опорного бурения" (1958), в которой подробно разбираются вопросы методики геологической интерпретации данных геофизических исследований и классификации геофизических аномалий. Э.Э. Фотиади разработал методику разложения аномального поля силы тяжести на поля, обусловленные влиянием оса-

дочного покрова, структуры фундамента и глубинных факторов. Так называемые остаточные аномалии силы тяжести, полученные после вычитания влияния осадочного чехла, положены Э.Э. Фотиади в основу схемы внутреннего строения складчатого фундамента Восточно-Европейской платформы, отражающей также его вещественный состав и зоны крупных глубинных разломов.

В 1958 г. Л.И. Салоп на схеме расположения главнейших структурных элементов на территории СССР в раннем протерозое показал очень схематично их распределение и на территории Восточно-Европейской платформы (Сарматская, Украинская и Свекофеннская платформы, саксаганиды и т.д.).

К 1959–1960 гг. были накоплены значительные данные по определению абсолютного возраста пород фундамента Восточно-Европейской платформы как в пределах ее щитов, так и по материалам бурения на Русской плите (Виноградов и др., 1960; Полканов, Герлинг, 1960; Семененко и др., 1960).

Возраст кристаллического фундамента Русской плиты, по данным определений абсолютного возраста, был рассмотрен А.П. Виноградовым, А.И. Тутариновым, К.Г. Кноре и коллективом авторов (1960).

Данные геохронологических исследований были также широко использованы в ряде сводок по геологии докембрия щитов и фундамента Русской плиты Восточно-Европейской платформы. В работах К.О. Кратца (1960), Л.Я. Харитоновой (1960) и других проводится разбор геологии и составлены схемы тектоники докембрия восточной части Балтийского щита. По данным определений абсолютного возраста было установлено, что свекофениды Финляндии и Швеции (1750–1850 млн.лет) одновозрастны с карелидами.

В 1960 г. была опубликована геологическая карта фундамента Русской платформы, составленная под редакцией Л.А. Варданянца, которая стала первой сводкой еще немногих данных бурения о фундаменте платформы, накопленных вплоть до 1958 г. В 1961–1965 гг. Л.А. Варданянцем, С.Н. Тихомировым и другими была составлена вторая обзорная Геологическая карта кристаллического фундамента Русской плиты в масштабе 1:2 500 000 (1966). При сопоставлении этих карт геофизические данные были использованы недостаточно, северные районы платформ остались нерассмотренными.

В конце 50-х и начале 60-х годов мной (Гафаров, 1959, 1961, 1963б) в ряде статей и в монографии "Строение докембрийского фундамента севера Русской платформы (по данным региональных геофизических исследований)" (1963а), кроме составленной по материалам аэромагнитной съемки  $\Delta T$  карты магнитного поля, были опубликованы схемы внутреннего строения фундамента и строения поверхности складчатого основания этой обширной малоизученной части платформы, которые в дальнейшем были уточнены и детализированы (Гафаров, 1966). Также обосновывалось распространение карелид под платформенным чехлом до Тимана на северо-востоке, байкальский возраст фундамента Тимана и Большеземельской тундры, а также было значительно уточнено строение фундамента в пределах восточного склона Балтийского щита, Московской и Печорской синеклиз и северной части Волго-Уральской антеклизы. Выявление новых структур фундамента сыграло в этот период существенную роль при выборе первоочередных направлений нефтепоисковых работ на обширных и малодоступных пространствах севера платформы.

В начале 60-х годов во многих работах анализируются основные черты тектоники Балтийского и Украинского щитов в связи с разработкой проблемы об особенностях развития земной коры в раннем докембрии (Виноградов и др., 1960; Полканов, Герлинг, 1960; Павловский, 1962; Семененко и др., 1960).

Материалы аэромагнитных съемок были сведены в 1961–1962 гг. на схематической карте аномального магнитного поля СССР в масштабе 1:2 500 000, составленной во ВСЕГЕИ под редакцией Т.Н. Симоненко (1963) и использованной затем во многих тектонических обобщениях. Данные аэромагнитной съемки в комплексе с материалами по геологии докембрия щитов и бурения с привлечением имевшихся других геолого-геофизических данных были использованы (Гафаров, 1963б,в) для изучения строения складчатого фундамента Восточно-Европейской



платформы в целом. Кроме того, были использованы различные магнитные карты Финляндии и Швеции в области Балтийского щита, а также сравнительно детальные карты Польши (Dabrowski, Karaszun, 1956) и ГДР (Lauterbach, 1953—1954, 1959).

На Международной тектонической карте Европы (1962 г.) в этот период разрабатывается расчленение докембрия Балтийского и Украинского щитов (Кратц и др., 1964; Семененко, 1964). На основе систематизации магнитных аномалий платформы в зависимости от возраста и характера структур складчатого докембрия были выделены основные типы магнитных полей (области мозаичных полей и систем полосовых аномалий). Таким образом, на рассматриваемом этапе стало возможным принципиально по-новому производить тектоническую интерпретацию значительно более точных аэромагнитных данных, т.е. от районирования по простираниям отдельных аномалий перейти к районированию по типам магнитных полей. Как было установлено (Гафаров, 1963б), в области Балтийского и Украинского щитов массивы гнейсов архея характеризуются мозаичным полем, а разделяющие и опоясывающие их линейные складчатые зоны (карелид, свекофеннид, саксаганид) — системами полосовых максимумов и минимумов. В то же время байкалиды Тимана и Большеземельской тундры фиксируются резко отличными по типу Тиманским региональным минимумом и Большеземельской зоной больших широких максимумов, образующих общую систему северо-западных простираний. На простирании складчатых зон докембрия Балтийского и Украинского щитов в фундаменте Русской плиты были прослежены погребенные линейные складчатые зоны карелид и крупные угловатые массивы гнейсов архея со сложным внутренним строением, ограниченные системами протяженных глубинных разломов. Позднее уточненные варианты карты внутреннего строения Восточно-Европейской платформы были неоднократно опубликованы (Гафаров, 1970а, 1971а,б, 1973; см. рис. 10).

Для отдельных областей и платформы в целом в этот период было проведено обобщение петрографических данных о составе и строении пород фундамента, сопровождавшееся составлением геологических карт обычно с использованием геофизических данных. М.М. Веселовская (1963) опубликовала итоги петрографического изучения фундамента Русской плиты, охарактеризовала основные типы пород и их распределение в центральных ее районах, отметила, что древние толщи глубоко метаморфизованных осадочных и вулканогенно-осадочных образований архея и протерозоя значительно преобладают в этих районах. Итоги обширных петрографических исследований фундамента Волго-Уральской области были обобщены в этот период Т.А. Лапинской (1966), которая представила детальное описание типов пород, их физических свойств, разработала стратиграфическую схему фундамента Волго-Уральской области и сопоставила основные его комплексы с архейскими и протерозойскими образованиями щитов и других областей Русской плиты.

Основные данные о строении и возрасте фундамента Восточно-Европейской платформы названных и многих других исследователей были использованы А.А. Богдановым (1964) при разработке вопросов тектоники древних платформ. Фундамент Восточно-Европейской платформы состоит, по А.А. Богданову, из архейских массивов, которые можно рассматривать как древние ядра консолидации, окруженные складчатыми образованиями карельского возраста. Развитие и расширение площади этих ядер в результате привело к формированию фундамента древних платформ. М.В. Муратов (1965, 1966) в ряде обобщающих работ рассмотрел строение фундамента Восточно-Европейской платформы. Он отмечает, что основание платформы весьма гетерогенно и состоит из разновозрастных частей. Остов Восточно-Европейской платформы образует обширная складчатая область карелид — свекофеннид, включающая крупные массивы протоплатформ (Украинско-Воронежский массив и др.) и обросшая с северо-востока и, возможно, юго-востока системами байкалид.

В 1967 г. была опубликована большая монография А.А. Борисова "Глубинная структура территории СССР по геофизическим данным", обобщающая итоги его многолетних исследований. В ней наряду с разработкой методики геологической интерпретации геофизических данных для познания глубинного строения земной

коры приводятся обширные фактические материалы о глубинном строении земной коры по основным геотектоническим элементам территории СССР. В составе фундамента Русской плиты А.А. Борисов выделяет линейные и массивные (положительные и отрицательные) региональные блоки, обращая особое внимание на возможность переработки внутренней структуры этих блоков в платформенную стадию развития. А.А. Борисов делает вывод о существовании в фундаменте платформы значительных плотностных неоднородностей земной коры и верхней мантии (Сарматский щит, Прикаспийская синеклиза и др.), имевших, видимо, весьма существенное значение при заложении и формировании крупнейших структур платформенного чехла.

В 1967 г. выходит в свет книга В.Н. Зандера и его соавторов "Геологическое строение фундамента Русской плиты" (1967), в которой использованы имевшиеся к 1965 г. геолого-геофизические материалы, особенно данные аэромагнитной съемки, наиболее полно и равномерно проведенные на всей площади платформы. Авторами была широко применена методика построения карты магнитных пород, являющаяся одним из способов геологического анализа магнитных аномалий, которая положена ими в основу изучения фундамента Русской плиты. В работе приводится схематическая геологическая карта кристаллического основания Русской плиты, более полная и детальная по сравнению с картами под редакцией Л.А. Варданянца.

На схеме геотектонического районирования Русской плиты и восточной части Балтийского щита выделяются архейские срединные массивы и верхнеархейские складчатые системы, а также нижнепротерозойские (карельские и свекофенские) и ниже-среднепротерозойские (готские) складчатые системы. Дальнейшим ее

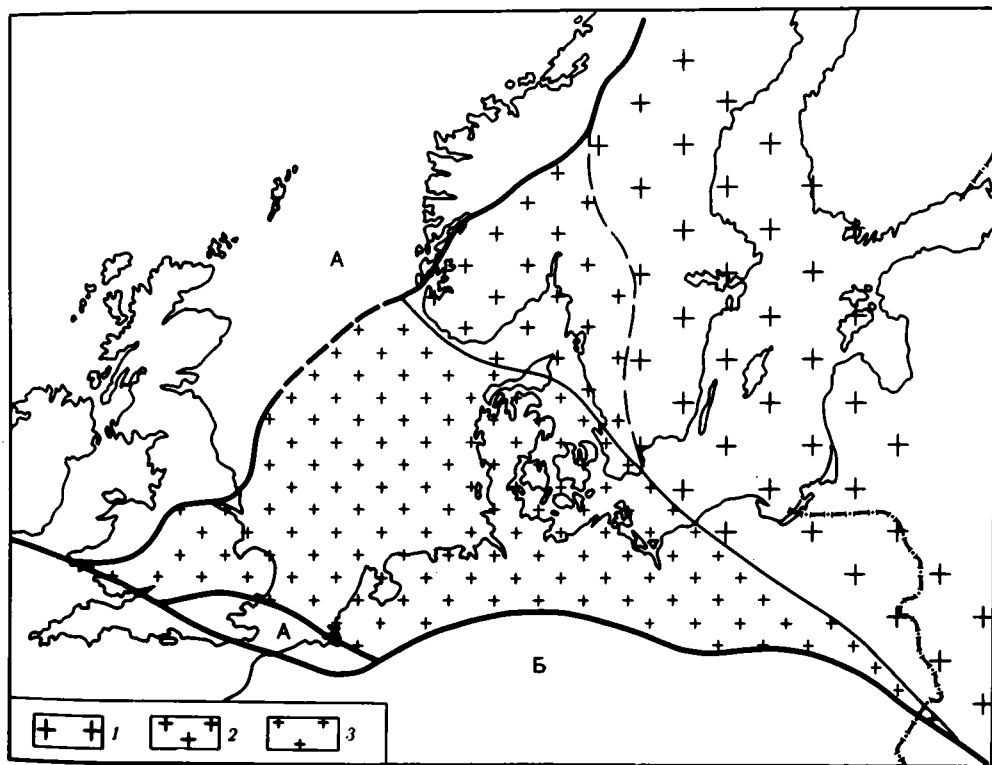
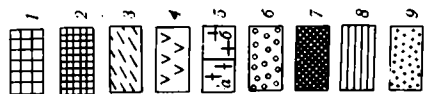


Рис. 3. Возраст фундамента западного угла Европейской платформы (по А.А. Богданову, 1968)

1 — области, в пределах которых кристаллический фундамент сложен свекофенским комплексом, подвергшимся переработке тектоно-магматическими процессами готской эпохи; 2 — то же, кроме того, подвергшимся далсландской переработке; 3 — то же, позднее частично переработанным байкальскими и каледонскими движениями; А — каледониды; Б — варискиды



развитием является схема тектонического районирования фундамента Русской плиты, составленная В.А. Дедеевым (1972а,б).

Проблема тектонического расчленения докембрийских образований фундамента Восточно-Европейской платформы была рассмотрена А.А. Богдановым (1967, 1968б) в связи с синтезом тектонического строения и тектонической истории Европы и других материков. На основании материалов проходившего в 1966 г. в Швеции коллоквиума, посвященного тектоническому расчленению докембрия Балтийского щита, А.А. Богданов (1967) дает характеристику свекофеннского геосинклинального комплекса (и сопоставление его с карелидами), а также готского и далсландского комплексов. Тектоническое значение и место двух последних в развитии фундамента платформы, как известно, стали предметом острых дискуссий (Семененко, 1964, 1972). А.А. Богданов (1967) приходит к важному выводу о том, что вся готская эпоха является "... временем становления платформенного режима Восточно-Европейской платформы, временем процесса ее "кратонизации" " (стр. 23).

Наряду с рассмотрением строения докембрийских складчатых образований фундамента Восточно-Европейской платформы в целом А.А. Богданов (1968а,б) особенно подробно анализирует строение фундамента западного угла платформы, названного им Западным перикратонным прогибом (рис. 3). Как отмечает А.А. Богданов (1968а), Польско-Германская низменность, Северное море и примыкающие к ним пространства по многим признакам могут сравниваться с другими перикратонными прогибами углов Европейской платформы. Учитывая приуроченность этих впадин к внешним углам древней платформы, В.С. Журавлев (1964, 1972) предлагает называть их краеугольными, или экзогональными, впадинами. В.С. Журавлев (1972) подчеркивает, что экзогональные впадины заложились на наращенных байкальской складчатостью внешних углах Восточно-Европейской платформы. В связи с этим он особо рассматривает вопрос о правомерности включения областей с байкальским складчатым фундаментом в состав древних платформ, который неоднократно обсуждался и окончательно не решен. Как известно, Н.С. Шатский называл древними платформы с разновозрастным, но докембрийским, в том числе с байкальским складчатым фундаментом. По мнению В.С. Журавлева (1972) оснований для пересмотра определения древних платформ, сделанного Н.С. Шатским, нет.

Основные черты геологического строения фундамента Восточно-Европейской платформы были рассмотрены в последнее время в ряде работ Н.В. Невוליным (1971а,б; Неволин и др., 1968) на основании комплексного анализа геолого-геофизических материалов. В фундаменте Восточно-Европейской платформы, по мнению Н.В. Невוליной, отчетливо выделяются три доминирующие системы дислокаций, различные по возрасту и простиранию: северо-западная, северо-восточная и северо-северо-западная. При этом предполагается лишь спорадическое развитие протерозойских пород в строении основания Северо-Русской впадины в виде реликтов в тектонических депрессиях архейского ложа. В рассматриваемой схеме строения фундамента, по-видимому, недоучитывается и сужается значение карельской складчатости, сформировавшей фундамент Восточно-Европейской платформы.

Важнейшая роль складчатых систем нижнего и среднего протерозоя в строении фундамента последней недавно вновь была подчеркнута М.В. Муратовым (1970) в сравнительном обзоре складчатых систем докембрия континентов (рис. 4), а

←

Рис. 4. Схема расположения древних платформ и докембрийских складчатых систем и поясов. Составил М.В. Муратов (1970)

1 — древние (дорифейские) платформы, нерасчлененные; 2 — архейские массивы в пределах древних платформ; 3 — нижне-среднепротерозойские (карельские) складчатые системы: 1 — Карельская, 2 — Кольская, 3 — Волжско-Камская, 4 — Биримская, 5 — Дарварская, 6 — Восточно-Готская — Сатпурская, 7 — Усть-Гилуйская (Станового хребта), 8 — Утай-Хуто; 4 — Свекофеннская система; 5а — Гудзонская система; 5б — гранитизированные массивы, связанные с Гудзонской системой; 6 — Далсландская система; 7 — система Гренвилля; 8 — внутривулканические складчатые пояса; 9 — большие геосинклинальные пояса рифейской эры: Средиземноморский, Атлантический, Урало-Монгольский, Тихоокеанский, Арктический



также в ряде больших сводных работ по глубинному строению Восточно-Европейской платформы (Дедеев, 1972а,б; Кропоткин и др., 1971). В сводке В.А. Дедеева (1972а), посвященной сравнительному анализу тектоники фундамента молодых и древних платформ, на примере Европейской части СССР, Западной Сибири и Средней Азии, по данным анализа тектоники докембрия Балтийского и Украинского щитов и геофизическим данным (главным образом аэромагнитным), обосновывается выделение в составе фундамента Восточно-Европейской платформы различных архейских массивов и ниже-среднепротерозойских складчатых систем. В.А. Дедеев характеризует основные этапы формирования фундамента платформы, которые, по его мнению, заканчивались обновлениями и существенными перестройками. Кардинальная роль свекофено-карельской складчатости в формировании фундамента Восточно-Европейской платформы и других древних платформ северных материков Земли была отмечена в работах автора (Гафаров, 1970а, 1971а, 1973), а также в сводной монографии П.Н. Кропоткина и коллектива авторов книги "Глубинная тектоника древних платформ" (1971).

Современный период изучения тектоники фундамента Восточно-Европейской платформы характеризуется грандиозным размахом геолого-геофизических исследований. Характерная их черта — детальность, комплексность и стремление к выяснению глубинной тектоники земной коры в целом. Среди этих исследований особое место занимают глубинное сейсмическое зондирование (ГСЗ), которое впервые в нашей стране (Литвиненко, 1963, 1968а,б; Субботин и др., 1968, 1971; Соллогуб, 1970) было проведено на Балтийском и Украинском щитах, и региональные сейсмические исследования методом КМПВ (Березина, Беляева, 1971) и др.

Обширные районы платформы изучены бурением, при этом многие скважины достигли фундамента (Максимов и др., 1972). Общее число скважин достигает 50 000. Вся площадь Восточно-Европейской платформы покрыта разнообразными геофизическими исследованиями (в том числе на значительных площадях и сейсмическими). Однако современная изученность платформы все же неравномерная. Наряду с детально изученными бурением Волго-Уральской областью, Воронежской антеклизой, многими районами Белоруссии, Украины и Прибалтики остаются малоисследованными области Мезенской и Канда拉克шской впадин, некоторые районы Московской синеклизы, область Большеземельской тундры и др.

В то же время успехи изучения тектоники докембрия Балтийского и Украинского щитов, данные бурения на значительных площадях и материалы региональных геофизических исследований позволяют сделать широкие обобщения о строении фундамента Восточно-Европейской платформы. В числе таких сводок могут быть названы карта фундамента территории СССР (Кратц, Дедеев, 1970), карта фаций регионального метаморфизма (Кратц, Глебовицкий, 1972) и карта внутреннего строения фундамента платформы, осуществленная в рамках составления тектонической карты Европы второго издания.

### СИБИРСКАЯ ПЛАТФОРМА

В работах, рассматривающих историю геологического строения Сибири, обычно выделяют на раннем этапе две группы основных тектонических идей, или направлений, одно из которых связано с именами И.Д. Черского, П.А. Кропоткина, В.А. Обручева, Э. Зюсса, а другое — Л.де Лонэ, А.А. Борисяка, Н.С. Шатского, А.Д. Архангельского. В тектонических построениях исследователей первого направления определенно доминировали расколы и опускания по вертикали отдельных глыб древней жесткой коры. Однако Э. Зюсс (Suess, 1881—1909) в его широких обобщениях придавал больше значение данным о дугообразном расположении складок юга Сибири, последовательно причленявшихся к выделенному им древнему темени Азии.

В 1915 г. В.А. Обручев пришел к принципиально новому выводу о том, что для тектоники всей Азии дизъюнктивные дислокации имеют громадное значение,

более существенное, чем им отводил Э.Зюсс. Сохранившиеся части древнего течения Азии и Средне-Сибирская платформа, по В.А. Обручеву, возникли в результате раскола древнейшего щита и опускания последней.

В построениях Л.де Лонэ ядром структуры Северной Азии является Сибирская глыба (в пределах Енисейско-Ленской плоской возвышенности и Алданской плиты), которая последовательно обрамляется с запада, юга и востока каледонидами, герцинидами и альпидами. Схема Л.де Лонэ была подвергнута в части отдельных фактических данных суровой критике со стороны В.А. Обручева и его многочисленных сторонников. Но вместе с тем его идеи были поддержаны и развиты А.А. Борисяком, М.М. Тетяевым, А.Д. Архангельским, Н.С. Шатским и др. А.А. Борисяк (1923) ввел термин "Сибирская платформа".

В 1932 г. была опубликована работа Н.С. Шатского "Основные черты тектоники Сибирской платформы", представляющая крупное тектоническое обобщение по этой обширной малоизученной территории. Сопоставляя географическое распространение и особенности строения наиболее крупных стратиграфических комплексов методами структурного анализа и путем сравнений с тектоникой Русской плиты, Н.С. Шатский выделил на обширной, ранее нерасчлененной площади платформы ее основные структурные элементы. Выделив ряд тектонических областей, он сделал вывод, что одни из них представляют устойчивые древние участки земной коры такие, как Северо-Сибирская и Алданская глыбы, а другие, как Ленско-Вилуйская впадина и Ленско-Енисейское палеозойское поле, — более молодые и подвижные. Н.С. Шатским было показано также, что "древнее течения Азии", в понимании В.А. Обручева (1923—1924), представляет собой гетерогенное образование.

В упомянутой работе Н.С. Шатский впервые говорит о байкальском возрасте фундамента Тимана. Тектоническая схема Н.С. Шатского, на которой, по существу, впервые дано подробное тектоническое районирование всей Сибирской платформы, в течение многих лет служила основой для всех дальнейших исследований и до настоящего времени не утратила своего значения.

Для познания строения и состава фундамента Сибирской платформы большое значение имели проведенные Д.С. Коржинским (1936, 1939) в середине 30-х годов исследования стратиграфии и состава докембрия Алданского щита (включая Становой хребет). Д.С. Коржинским была предложена первая общая схема стратиграфии Алданского щита, включающая три серии (снизу вверх): иенггскую, тимптонскую и джелтулинскую. Эта схема в качестве основы сохранилась до настоящего времени. Д.С. Коржинский (1939), а ранее В.А. Обручев отмечали, что архейские образования Алданского щита вполне сопоставимы с докембрием Анабарского массива. Ю.А. Билибин в этот период изложил основные представления о структурах алданского архея и впервые установил, что мощный комплекс архейских образований собран в систему крупных линейных складок выдержанного северо-западного простирания. Позднее Е.В. Павловским была обоснована линейная складчатая структура большей части щита и составлена первая схема тектоники архейского фундамента этой области. Основа этих представлений сохранилась и в последующих тектонических картах Алданского щита (Дзевановский, 1958; Лазько, 1956).

После выхода в свет рассмотренной работы Н.С. Шатского (1932) до середины 50-х годов (периода разворота на Сибирской платформе региональных геофизических съемок) был предложен ряд новых тектонических схем (Зайцев, 1954; Мордовский, 1951). Тектонические схемы названного периода отличались сравнительно детальным показом структур платформенного чехла Сибирской платформы. Однако ввиду отсутствия данных бурения и геофизики они не отражали строения его глубоких горизонтов.

Наиболее характерной и содержательной является тектоническая карта южной части Сибирской платформы, составленная в 1954 г. Н.С. Зайцевым. Он более полно по сравнению с другими исследователями обобщил материалы по тектонике Сибирской платформы, уточнил границы Тунгусской синеклизы и выделил целый ряд структурных форм чехла.

В рассмотренный период стало возможным выявление некоторых закономерностей распространения траппового вулканизма платформы и выделение основных типов вулканических структур. В обобщающей работе П.Е. Оффмана (1959) был дан анализ траппового вулканизма центральной части Сибирской платформы, главным образом с точки зрения тектоники ее чехла, и выделены основные типы составляющих ее разновозрастных тектонических форм.

Тектоническое строение Сибирской платформы в целом было отображено на Тектонической карте СССР обоих изданий (1953, 1956), составленных под руководством Н.С. Шатского, и тектонической карте Т.Н. Спижарского (1956 г.). Большое значение для понимания тектоники Сибирской платформы имела также геологическая карта масштаба 1:1500 000, составленная коллективом геологов ВСЕГЕИ и других организаций.

Е.В. Павловский (1959) выделил в этот период на примере Ангаро-Ленского прогиба особую категорию крупнейших пограничных структур платформ и складчатых геосинклинальных областей — зоны перикратонных опусканий, характеризующиеся, прежде всего, необычайной длительностью развития, а также обширными размерами. Аналогичные структуры были выявлены затем на окраинах многих древних платформ.

В конце 50-х и начале 60-х годов наступает принципиально новый этап в изучении тектоники фундамента Сибирской платформы в связи с проведением в ее пределах региональной аэромагнитной съемки  $\Delta T$  (Е.А. Каспарова, 1957–1960 гг.; Е.Г. Херувимова, 1956–1958 гг.; Б.Ю. Левин, 1956–1958 гг.; Г.З. Гриневецкий, 1958 г.; Л.В. Булина, 1957–1958 гг. и многие другие).

Данные аэромагнитных съемок были сведены на схематической карте аномального магнитного поля СССР под редакцией Т.Н. Симоненко. Аэромагнитной съемкой было выявлено уникальное интенсивно-варьирующее аномальное поле над траппами Тунгусской синеклизы, нигде более не развитое на территории СССР. Материалы аэромагнитной съемки на Сибирской платформе были широко использованы и интерпретированы совместно с другими геолого-геофизическими данными Э.Э. Фотиади (1961; Фотиади, Кузнецов, 1964), а также С.М. Замираевым (1961, 1965), Б.Г. Лутцем, К.К. Мокшанцевым, А.А. Николаевским (1962), К.А. Савинским (1965), А.И. Красновым (1964) и многими другими.

В 1961 г. Э.Э. Фотиади рассмотрел основные черты тектонического строения Сибири и Дальнего Востока по данным региональных геологических и геофизических исследований. Геофизические данные были широко использованы в этот период в основном при построении рельефа поверхности фундамента Сибирской платформы и Западно-Сибирской плиты. Судя по доминирующим в восточной половине Сибирской платформы простираниям магнитных аномалий, близким к простираниям архейских складчатых комплексов на Алданском и Анабарском щитах, архейский возраст фундамента принимается им для всей восточной части платформы. Вместе с тем, по характеру гравитационного поля было высказано мнение о том, что архейские комплексы щитов спаяны сравнительно узкой полосой протерозойской складчатости (Уринской протерозойской побочной геосинклинальной ветвью), отходящей к северо-востоку от байкалид Патомского нагорья (Салоп, 1958).

Следует отметить исследования Л.В. Булиной (1961; Булина, Спижарский, 1965) по количественной интерпретации данных аэромагнитной съемки с целью определения глубины залегания и интенсивности намагниченности пород фундамента и тектонического районирования последнего.

В ряде обобщающих работ Ю.А. Косыгин (1962, 1969) дал разбор развития Сибирской платформы в докембрии и выделил в ее составе архейское ядро (кратон), составляющее ее фундамент, докембрийскую плиту, покрытую платформенным чехлом, и перикратонные опускания. Под редакцией Ю.А. Косыгина составлена также карта докембрийской тектоники Сибири в масштабе 1:5000 000 (1962) и объяснительная записка к ней, а также карта докембрийской тектоники континентов (Косыгин и др., 1972), явившиеся важным обобщением данных многочисленных исследователей.

В работах Н.В. Фроловой (1961, 1962) анализируются условия формирования метаморфических толщ архея Алданского щита, которые, как она показала, имеют преимущественно осадочное происхождение (причем плоскости гнейсовидности совпадают с плоскостями первичной слоистости) и источником формирования которых были основные породы типа базальта. Этот вывод открывал широкие возможности для изучения тектоники архея.

Е.В. Павловский (1962, 1964, 1970) провел сравнительный анализ строения и развития архейских образований Алданского щита и Анабарского массива Сибирской платформы и щитов других древних платформ. Во многом на примере Алданского щита и Анабарского массива им были сформулированы представления о протогеосинклиналях. Архейская первичная геосинклиналь Восточной Сибири, как отмечает Е.В. Павловский, протягивалась, по крайней мере, от Алданского щита до Анабарского массива. В подобных областях впервые в истории развития Земли возникли системы линейных складчатых структур, удивительно выдержанных по простиранию на огромных площадях.

Т.Н. Спизарский (1964) и Л.В. Булина (Булина, Спизарский, 1965) обосновывали по геологическим и геофизическим данным гетерогенность строения фундамента Сибирской платформы. В составе фундамента были выделены разные по времени образования комплексы структур, составляющих обширные архейские блоки: Алданский, Анабарский, Тунгусский, Оленекский, Ангарский.

Работа по систематизации и тектонической интерпретации аномальных магнитных полей Сибирской платформы в зависимости от возраста и характера структур ее докембрийского фундамента была также выполнена нами (Гафаров, 1965). Анализ карт магнитных аномалий Сибирской платформы в связи с данными о строении и составе складчатого докембрия ее щитов позволил наметить пространственное распределение и соотношение основных складчатых элементов фундамента под платформенным чехлом. Уточненные варианты этой схемы публиковались позднее (Гафаров, 1970а, 1971б, рис. 56). Надо подчеркнуть, что складчатые зоны Алданского щита и Анабарского массива образуют единую обширную Анабаро-Алданскую протогеосинклинальную область северо-западных и субмеридиональных линейных структур, фиксирующихся системой полосовых магнитных максимумов и минимумов, которая охватывает всю восточную часть Сибирской платформы. Фундамент западной и центральной частей Тунгусской синеклизы образует крупнейший катархейский массив, характеризующийся своеобразным мозаичным магнитным полем. Вероятным аналогом Тунгусского катархейского ядра является Оленекский массив. Было отмечено также резкое отличие Сибирской платформы от Восточно-Европейской по характеру магнитных полей, что явно свидетельствует о значительных различиях тектонического развития складчатого основания этих двух древних платформ.

В 1967 г. строение фундамента Сибирской платформы рассматривается В.К. Пятницким и Г.Г. Ремпелем. Они представили схему рельефа поверхности фундамента платформы, основанную на обширных материалах количественной интерпретации аэромагнитных данных.

В 1968 г. Н.Н. Дашкевич, Д.И. Мусатов, Е.Б. Фейгин, М.Л. Шерман, В.И. Яскевич рассмотрели глубинное строение западной части Сибирской платформы и связь с ним траппового магматизма на основании новых материалов геологических, гравиметрических и аэромагнитных съемок. Они выделяют два типа структур фундамента, различающихся по возрасту и внутреннему строению. К западу от Саяно-Анабарского глубинного разлома расположен, как и на схемах Т.Н. Спизарского (1964) и Р.А. Гафарова (1965), раннеархейский (?) блок фундамента, который фиксируется мозаичным магнитным полем. Относительно более молодые (позднеархейские — нижнепротерозойские) геосинклинальные структуры анабарского типа слагают большую часть фундамента восточной части Сибирской платформы, Иркутского амфитеатра и Канско-Тасеевской депрессии, отражаясь линейными аномалиями.

За последние годы появились крупные обобщающие работы по геологии и геофизике Сибири.



В 1967 г. была опубликована крупная монография "Геологические результаты геофизических исследований в Сибири и на Дальнем Востоке", составленная под руководством и общей редакцией Э.Э. Фотиади. В этой работе впервые проводится обобщение обширных геофизических материалов по Сибири и Дальнему Востоку. Наиболее глубоко проанализированы данные региональных геофизических исследований в плане их геологического истолкования, использования для тектонического районирования и познания строения глубинных зон земной коры. В работе приводятся и первые сведения о строении и мощности земной коры Сибири. В разделе, касающемся районирования докембрийского фундамента Сибирской платформы по возрасту складчатых комплексов, Э.Э. Фотиади и Ф.С. Моисеенко отмечают, что древнейшими эвгеосинклинальными складчатыми сооружениями Сибири являются раннеархейские структуры Оленекско-Алданской зоны. Несколько позднее сформировались эвгеосинклинальные структуры Анабаро-Алданской зоны. Фундамент западной части платформы (Тунгусская синеклиза) сложен, по Э.Э.Фотиади (1967), архейско-протерозойскими комплексами.

В 1968 г. была опубликована крупная сводка "Геохронология докембрия Сибирской платформы и ее складчатого обрамления" (1968). В работе дается обобщение всех радиохимических данных (примерно с 1950 г.) по докембрию Восточной Сибири, выявляются закономерности в распределении изотопных значений возраста и их связь с геологической эволюцией метаморфических и интрузивных комплексов, а также рассматривается геологическая сущность процессов омоложения. В развитии докембрийских образований Восточной Сибири намечается пять этапов. Для подразделений докембрия приняты следующие границы (Мануйлова и др., 1969): между нижним и верхним археем 3000—3500 млн. лет, между археем и ранним протерозоем 2500—2700 млн. лет, между ранним и средним протерозоем 1960—2100 млн. лет, между средним и поздним протерозоем 1550—1650 млн. лет. За верхнюю границу докембрия принимается рубеж в 550—600 млн. лет. Отмечается, что с рубежом в 1550—1650 млн. лет связано начало формирования осадочного чехла на большей части дорифейской Сибирской платформы.

В последние годы (1968—1974) в Восточной Сибири проведены глубинные сейсмические исследования с сейсмическими станциями "Земля" по шести профилям и глубинное сейсмическое зондирование (ГСЗ) по многим профилям в юго-западных и юго-восточных и центральных районах Сибирской платформы (Пузырев и др., 1970; Крылов и др., 1967, 1970а, б, 1971; Савинский, 1969; Беляевский и др., 1972; Притула и др., 1973).

Важнейшей задачей региональных геофизических исследований и глубокого бурения является выяснение еще малоизученных соотношений глубинной и поверхностных структур Сибирской платформы.

## СЕВЕРО-АМЕРИКАНСКАЯ ПЛАТФОРМА

Особое место в истории изучения докембрийского складчатого фундамента древних платформ занимает, как и Восточно-Европейская, Северо-Американская платформа.

Северная Америка, в первую очередь Канада, является классической страной изучения докембрия; оно было начато здесь более 100 лет назад Логаном (Logan, 1863). Он подразделил "прапороды" Канады на древние — лаврентьевские (представленные главным образом гнейсами) и более молодые — гуронские (преимущественно слюдястые сланцы, филлиты и др.).

В этот же период Дж. Холл выделил в области Внутренних низменностей (западные районы штата Нью-Йорк) палеозойские свиты пологозалегающих и не подвергшихся каким-либо изменениям отложений от ордовика на северо-востоке до миссисипийской системы на юго-западе, заложив, таким образом, основы знаний об осадочном чехле плиты Северо-Американской платформы.

В 1863 г. Дж.Дэна (более 100 лет назад) было отмечено также, что структуры Скалистых гор образовались в условиях геоантиклинального, по современной

терминологии, как указывает Н.С. Шатский (1945а), платформенного режима. Эти представления Дж. Дэна поддержаны впоследствии Э. Зюссом, Н.С. Шатским, Г. Штилле.

Э. Зюсс (Suess, 1881–1909) принимал очертания древней глыбы Лаврентии в границах, более обширных, чем это прежде предполагалось. Под этим названием ранее понималось лишь то пространство, в котором докембрийский фундамент севернее р.Святого Лаврентия и Великих озер выступает на поверхность или покрыт только тонким палеозойским чехлом. Следовательно, речь шла об области, называемой Канадским щитом ("Protaxis", по Дж. Дэну). В качестве характерной особенности этой области Э. Зюсс указывал, что "... всюду, где обнажаются отложения докембрия, они залегают горизонтально" (Suess, 1881–1909). Таким образом, Э. Зюсс, по-видимому, впервые дал сравнительно развернутое определение Северо-Американской платформы. Как отмечает Н.С. Шатский (1945а), М.Бертран (Bertrand, 1887) и Э. Зюсс (Suess, 1881–1909) были первыми исследователями, которые использовали сравнительный метод для решения основных тектонических вопросов континентов Северной Америки и Европы.

В 1908 г. К. Ван-Хайз сформулировал основные критерии отделения альгонка (протерозоя) от архея, которые были разработаны на примере Канадского щита, и подчеркнул, что эти подразделения должны выделяться и в других районах земного шара. По К. Ван-Хайзу, верхней границей альгонка (протерозоя) служит подошва кембрия. В 1913 г. А. Лоусон (Lawson, 1913, 1934) предложил новое деление докембрия района оз. Верхнее, включив в состав альгонка серии Анимики и Кивино.

Не ставя своей задачей сколько-нибудь полного освещения истории изучения докембрия Канадского щита, отметим лишь, что вслед за работами Логана, К.Ван-Хайза, А. Лоусона и других целым рядом исследователей проводится изучение докембрийских отложений в районе, прилегающем к Великим озерам, где были открыты крупнейшие железорудные месторождения Северной Америки, залегающие в отложениях гуронской системы. В результате проведенных многолетних исследований (Dunbar, 1949) был установлен классический разрез канадского докембрия, включающий снизу вверх архейские серии киватин и тимискаминг, разделенные лаврентьевской орогенцией, и протерозойские серии гурон и кивино, ограниченные сверху пенокенским орогенезом.

В период с конца 30-х годов до середины 50-х годов исследователи Канадского щита (М. Wilson, 1956; Gill, 1952; J. Wilson, 1949, 1957) выделили в его пределах ряд провинций с различным геологическим строением. Так, Дж. Т. Вильсон в составе Канадского щита выделяет следующие провинции: Гренвилл, Большого Медвежьего озера, Лабрадор, Черчилл, Йеллоунайф, Киватин, или оз. Верхнего. Весьма важным тектоническим обобщением стало выявление Дж. Т. Вильсоном в Канаде, Африке и Австралии так называемых зеленокаменных ядер континентов "... древнее 2 млрд. лет, возможно имеющих возраст порядка 2,5 млрд. лет" (J. Wilson, 1957).

В начале 40-х годов Г. Штилле и Н.С. Шатским были опубликованы важные обобщения о сравнительной тектонике Северо-Американской и Восточно-Европейской платформ, в которых заложены основы учения о сравнительной тектонике древних платформ вообще.

Г. Штилле (1964) в работах "Введение в строение Америки" и "Тектоническое развитие Америки как восточного обрамления Тихого океана" развил общие представления о древнейших блоках земной коры (кратонах) в качестве элементов, определяющих тектонику Америки и ее позднейшее развитие. Г. Штилле показал, что древнейшая глыба Северной Америки расширилась в ходе геологического развития благодаря пристройкам более молодых складчатых зон.

Кратон Северной Америки (Лаврентия — Северо-Американская платформа) показана Г. Штилле (Stille, 1942) в границах, более обширных, чем это прежде предполагалось. Г. Штилле вместе с Э. Зюссом понимает под Лаврентией всю область от плато Колорадо и плато Льяно-Эстакадо на юге до горных цепей крайнего севера Америки и Скалистых гор на западе, до Аппалачей и Ньюфаунд-

ленда на востоке. Структура Скалистых гор определяется им как "германотипная".

Н.С. Шатский (1945а, 1946а, 1947) в целом ряде статей рассмотрел проблемы сравнительной тектоники Северо-Американской и Восточно-Европейской платформ. Главнейшей задачей при этом для Н.С. Шатского стало выяснение взаимоотношений между структурами платформ и строением смежных с ними геосинклинальных складчатых систем. До него этот вопрос не подвергался сравнительно-тектоническому изучению.

К последующим сравнительно-тектоническим работам подобного направления можно отнести лишь немногие работы А. Ирдли (1954), М. Кзя (1955), Ф. Кинга (1961) и ряд других, в общих чертах затрагивающие вопросы тектоники Северо-Американской платформы.

В ряде работ Ф. Кинга (1961; King, 1950) рассматривается как геологическое развитие Северной Америки в целом, так и весьма подробно строение осадочного чехла плиты Северо-Американской платформы. Ф. Кингу принадлежит также первая сводка по тектонике США, опубликованная в 1932 г. в путеводителе XVI Международного геологического конгресса. Новейшие работы Ф. Кинга (1967, 1969) широко используются нами в последующих разделах.

В 40-х годах появляются первые сводные тектонические карты по отдельным странам Северной Америки. В 1944 г. была издана Тектоническая карта США в масштабе 1:2 500 000. В дальнейшем было еще несколько стереотипных изданий: в 1949, 1951, 1961 гг. (Кинг, 1967) и др. До того времени подобных карт такой большой и разнообразной по геологическому строению территории, как Соединенные Штаты, не было. Платформенная тектоника США получила на этой карте, как отметил Н.С. Шатский, весьма полное выражение, в то же время строение складчатых зон осталось нераскрытым.

Тектонические структуры всей древней Северо-Американской платформы на тектонической карте США выражены стратонизогипсами (по 19 горизонтам), включая Скалистые горы, представляющие своеобразную структурную зону древней платформы. Изображение этим методом тектоники такой большой площади, как США, сделано на карте впервые. Однако в целом рассматриваемая карта является чисто структурной. Обозначения возрастные, указывающие на тектоническое развитие территории, на ней либо отсутствуют, либо имеют подчиненное значение.

В 1950 г. была издана Тектоническая карта Канады, которая в принципах, положенных в основу ее легенды, сходна с картой США, хотя и отличается от нее в деталях. Эта карта в основном структурная; данные о тектоническом развитии территории Канады недостаточны. На карте оказались невыделенными даже основные тектонические единицы. Однако в целом опубликование тектонических карт таких больших и разнообразных по геологическому строению стран, как США, Канада и Мексика, представляло крупное событие в геологической науке.

В рассматриваемый период (конец 30-х — 40-е годы) в пределах Северо-Американской платформы в США и Канаде достаточно широко используются геофизические методы разведки.

Изучение глубинного строения земной коры Северной Америки и, в частности, Северо-Американской платформы, было начато в 40-х годах работами Б. Гутенберга, Б. Байерли, Х. Рихтера и др. На первом этапе эти исследования базировались главным образом на сейсмологических данных. Более точных и детальных исследований почти не было.

В начале 50-х годов вышли в свет первые обобщающие работы, в которых были собраны и систематизированы полученные результаты. Данные до 1961 г. были обобщены Дж. Штейнхартом и Р.Мейером (Steinhart, Meyer, 1961; см. последующие разделы работы, глава II). Ряд последних сводок о строении земной коры Северной Америки принадлежит Е. Канасевичу (Kanasewich, 1966; Kanasewich, Clowes, 1968).

Гравиметрические данные по территории США и частью Канады обобщались в ряде сводных карт, новейшей из которых является Карта гравитационных аномалий Буте США, изданная под редакцией Дж. Буллларда (Bouguer gravity anomaly

map of the United States, 1964) в масштабе 1:2 500 000, и Карта аномалий Буге Канады (Bouguer gravity anomaly map of Canada, 1967) в масштабе 1:2 500 000.

В 1944 г. началось практическое использование аэромагнитной съемки в Канаде и США, где этот метод благодаря большой скорости покрытия площади получил быстрое развитие. Наибольшее применение аэромагнитный метод на первых этапах получил при поисках железорудных месторождений. Большие залежи магнитных железных руд были найдены в штатах Южная Калифорния, Западная Невада, Миссури, Пенсильвания и во многих других районах США (Reford, Sumner, 1964), в Квебеке, на полуострове Лабрадор и в юго-восточной части штата Онтарио.

Основные результаты аэромагнитной съемки в Канаде и США, ее современное состояние и применяемая методика интерпретации рассмотрены в обзорной статье М. Рефорда и Д. Самнера (Reford, Sumner, 1964). Полный обзор магнитных исследований за ряд лет был дан Н. Остенсо (Ostenso, 1966). Этот обзор был подготовлен к Международному симпозиуму, состоявшемуся в апреле 1966 г. в США.

Геологическая служба Канады публикует множество магнитных карт, составленных в соответствии с программой исследования Канадского щита с помощью аэромагнитной съемки. Геологическая служба США также осуществляет длительную программу магнитных исследований и уже подготовила к опубликованию карты отдельных штатов, которые еще далеко не полностью охватывают территорию страны.

В пределах США, а также в западных районах Канады данные аэромагнитной съемки широко используются при нефтяных исследованиях для изучения строения поверхности фундамента, выявления его основных структурных элементов и зон разломов. Значительный объем специальных аэромагнитных съемок в пределах Северной Америки был проведен в связи с выполнением Международной программы "Магнит" с целью составления мировых карт напряженности геомагнитного поля, а также в соответствии с "проектом Верхняя мантия" поперек США в полосе шириной в 160 км (Zietz, 1969; Ziet a.o., 1966). Несмотря на большой объем аэромагнитных съемок, выполненных в пределах Северной Америки, к настоящему времени издана лишь карта магнитных аномалий Канады в масштабе 1:5 000 000 (Magnetic anomaly map of Canada, 1968), которая охватывает большую часть Канадского щита, но еще не опубликованы сводные магнитные карты по территории США или Северо-Американской платформы в целом.

Таким образом, можно отметить, что аэромагнитные данные не были еще достаточно широко использованы для изучения строения и состава фундамента Северо-Американской платформы в целом. Здесь можно лишь отметить некоторые подобные исследования в штате Альберта в Канаде (Garland, Burwash, 1959; Burwash, Krupicka, 1970), в пределах Среднего Запада США (Rudman, Blakely, 1965) и некоторые другие. По-видимому, это объясняется в первую очередь отсутствием сводных магнитных карт для территории США и Канады. В то же время следует еще раз подчеркнуть, что для отдельных районов Северо-Американской платформы выполнены, по данным аэромагнитной съемки, бурения и других геофизических методов, весьма детальные исследования с применением новейших методов количественной интерпретации.

В конце 50-х и начале 60-х годов появляются первые обобщения радиометрических исследований пород фундамента Северо-Американской платформы (J. Wilson, 1949, 1959). Г. Гестил (Gastil, 1960) в 1960 г. впервые дал возрастное расчленение фундамента всей Северо-Американской платформы. Он статистически обработал данные радиометрических определений и выделил семь эпох минерализации для континента Северной Америки. При этом более древние комплексы располагаются преимущественно в центральных частях материка, а более молодые — на периферии. Поддерживая предположения Дж. Т. Вильсона о нарастании континента от центра материка, Г. Гестил в то же время отмечает, что древние ядра материка скорее следует рассматривать как области, ставшие стабильными очень давно.

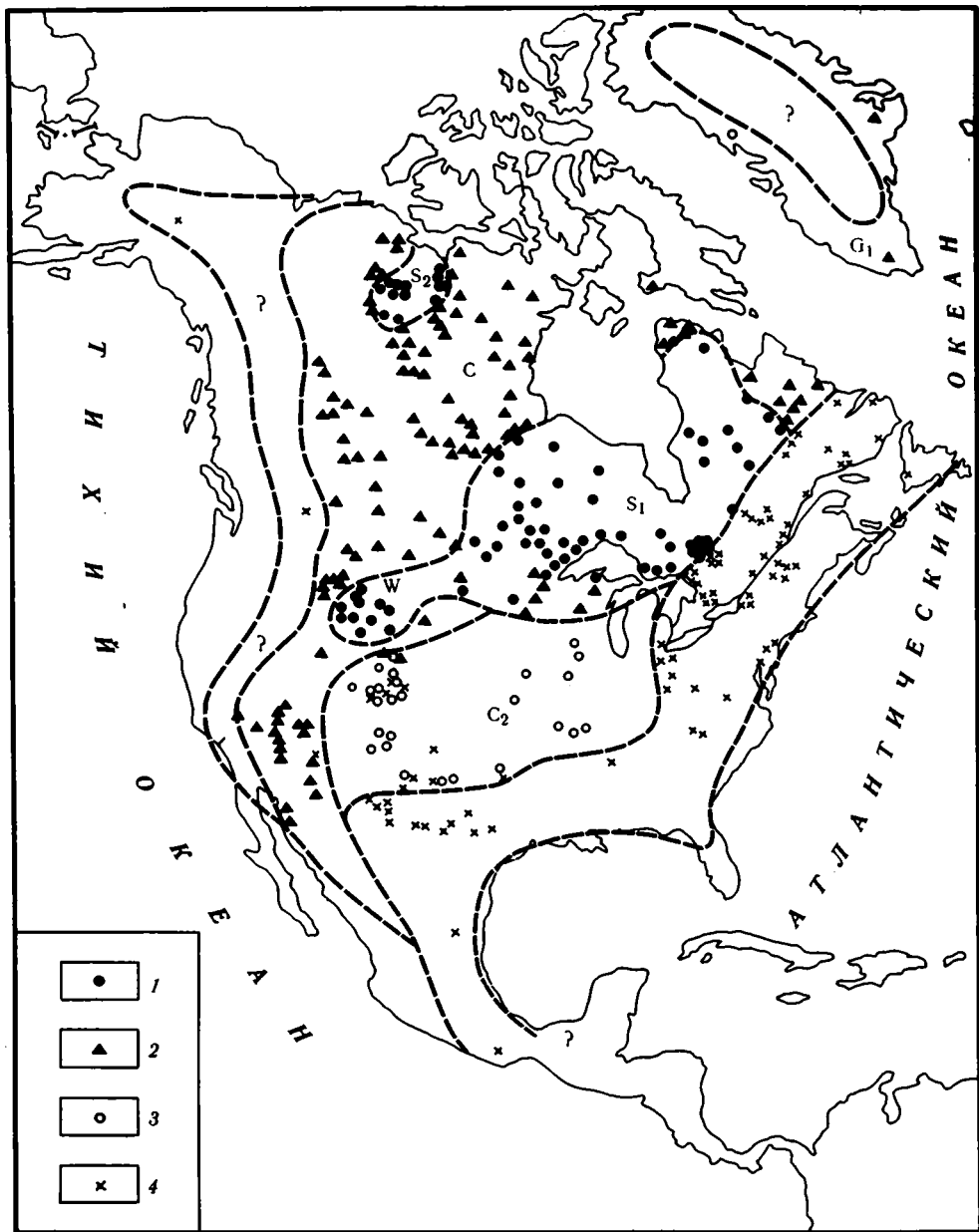


Рис. 5. Докембрийские геологические провинции Северной Америки (по А. Engel, 1963)

Возраст гранитных пород и их местонахождение: 1 –  $2,5 \cdot 10^9$  лет, 2 –  $1,8 \cdot 10^9$  лет, 3 –  $1,4 \cdot 10^9$  лет, 4 –  $1,0 \cdot 10^9$  лет. Провинции: Киватин ( $S_1$ ), Большого Невольничьего озера ( $S_2$ ) и Вайоминг (W) – с возрастом  $2,5 \cdot 10^9$  лет; Черчилл ( $C_1$ ),  $> 1,8 \cdot 10^9$  лет; Центральная ( $C_2$ ),  $> 1,4 \cdot 10^9$  лет; Гренландская ( $G_1$ ),  $> 1,3 \cdot 10^9$  лет

А. Энгель (Engel, 1963) обработал значительно более полные радиометрические данные, чем Г. Гестил, и выделил четыре возрастных уровня, соответствующих кульминационным эпохам складчатости и гранитообразования на Северо-Американском континенте и отмечаемые датами 1000, 1400, 1800 и 2500 млн. лет (рис. 5). В тоже время эти эпохи соответствуют наиболее широко распространенным докембрийским провинциям Северной Америки.

Строение и особенности развития земной коры в раннем докембрии Канады были рассмотрены в этот период в работах Е.В. Павловского (1962, 1964) и



М.С. Маркова (1962). Здесь, как и на других щитах, были выявлены особенности начальной стадии становления преимущественно базальтовой земной коры, характеризовавшейся мощными излияниями спилитовых лав и характерными куполовидными формами. Е.В. Павловский предложил назвать эту начальную стадию развития земной коры нуклеарной. На примере Канадского щита Е.В. Павловский (1964) сформулировал понятие о протоплатформах, наиболее древних структурах платформенного типа в пределах материков, с фундаментом, сложенным нуклеарными и протогеосинклинальными комплексами, и сравнительно интенсивно дислоцированным и метаморфизованным чехлом.

Тектонике и истории развития докембрия Канадского щита были посвящены работы К.Х. Стоквелла (Стоквелл, 1967; Stockwell, 1965 a, b), М. Уилсона (1968), А. Гудвина, (Goodwin, 1967); сопровождавшиеся схемами тектонического районирования.

Сводку радиометрических определений возраста пород фундамента для центральных и южных частей Северо-Американской платформы дал в последнее время Г. Голдич (Goldich a.o., 1966).

Анализ строения и истории развития докембрия Северо-Американской платформы по радиологическим данным был проведен А.И. Тутариновым и Г.В. Войткевичем (1966, 1970) в обобщающих сводках по докембрийской геохронологии материков.

За последние годы были выполнены также крупные картографические обобщения по геологии Северо-Американской платформы в целом и Канадского щита, в частности. В числе таких сводок достаточно назвать Геологическую карту Северной Америки в масштабе 1:5 000 000 (Geologic map of North America, 1965), Тектоническую карту Канады, составленную под руководством К.Х. Стоквелла (Tectonic map of the Canadian Shield, 1965), и Тектоническую карту Северной Америки под редакцией Ф. Кинга (Tectonic map of North America, 1969) в том же масштабе. Две последние имеют особое значение, так как на первой из них впервые отображен в изогипсах рельеф поверхности фундамента в области плиты Северо-Американской платформы и на обеих картах дано расчленение основных тектонических комплексов докембрия Канадского щита в общем по тем же принципам, которые были приняты для Балтийского щита Европейской платформы. При построении тектонических карт Канадского щита и Северной Америки в целом были также использованы данные разнообразных геофизических исследований и в первую очередь аэромагнитной съемки.

#### **НЕКОТОРЫЕ ИТОГИ И ЗАДАЧИ ИЗУЧЕНИЯ ФУНДАМЕНТА ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ, СИБИРСКОЙ И СЕВЕРО-АМЕРИКАНСКОЙ ПЛАТФОРМ**

При рассмотрении истории изучения фундамента Восточно-Европейской, Сибирской и Северо-Американской платформ следует подчеркнуть в первую очередь их неравномерную и неравноценную изученность. Это обстоятельство, естественно, усложняет возможности сравнительного анализа тектоники фундамента трех рассмотренных древних платформ северного полушария.

В истории изучения Восточно-Европейской, Сибирской и Северо-Американской платформ выделяется несколько далеко не равноценных этапов. Наряду с постоянным значением все более углубленного изучения тектоники докембрия щитов и материалов бурения чрезвычайно важное значение, значительно ускорявшее изучение тектоники фундамента платформ в целом на тех или иных этапах, имели данные региональных геофизических исследований. Среди данных региональных геофизических исследований последних 10–15 лет следует особо выделить данные аэромагнитной съемки. Их роль особенно наглядно видна на примере Восточно-Европейской и Сибирской платформ, где материалы аэромагнитных съемок в 50–60-х годах в комплексе с другими геолого-геофизическими данными и бурением позволили в короткий срок составить достаточно обоснованные

схемы и карты строения фундамента этих платформ в целом. В этом наглядно можно видеть огромный объем и результаты работ большого коллектива советских геофизиков, выполненных за последние десятилетия. В тоже время изученность тектоники фундамента плиты Северо-Американской платформы значительно менее полна, ввиду отсутствия сводных аэромагнитных карт по ее территории в целом, что затрудняет комплексный сравнительно-тектонический анализ имеющихся геолого-геофизических данных. Между тем, опыт изучения строения фундамента в пределах плит древних и молодых платформ со всей очевидностью показывает большие возможности структурного анализа аномальных магнитных полей (трансформация различных типов полей, дифференциация простираций аномалий, построение карт магнитных пород и т.д.). Можно утверждать, что обобщения, основанные лишь на данных редкого бурения, гравиметрии и радиометрии, не могут дать сколько-нибудь полного отображения сложных соотношений разновозрастных и разнородных складчатых комплексов внутри фундамента древних платформ.

В крупных обобщениях последних десятилетий по тектонике Восточно-Европейской и Сибирской платформ, основанных на комплексном анализе геолого-геофизических данных, развивались научные идеи и направления, заложенные еще в 30-х и 40-х годах в работах А.Д. Архангельского и Н.С. Шатского. Вместе с тем нельзя не отметить коренное различие между работами этого периода и обобщениями последних 10—15 лет в области изучения строения земной коры древних платформ геофизическими методами. Это различие состоит в резком увеличении объема и повышения уровня геофизической информации о строении земных недр и особенно для территории СССР, которое произошло за последние 10—15 лет.

Наряду с этим многие вопросы тектоники фундамента как рассматриваемых, так и древних платформ вообще еще недостаточно разработаны. В их числе можно назвать такие проблемы, как сравнительный анализ внутреннего строения фундамента, основные закономерности и этапы развития фундамента, роль горизонтальных движений при его формировании, соотношение глубинной и поверхностной структуры древних платформ и многие другие.

## ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ ДРЕВНИХ ПЛАТФОРМ ПО ГЕОЛОГИЧЕСКИМ И ГЕОФИЗИЧЕСКИМ ДАННЫМ

Последние годы характеризуются быстрым и широким поступлением разнообразных геолого-геофизических данных о глубинном строении земной коры древних платформ. Это обстоятельство создает возможность анализа соотношений глубинной и поверхностной структуры древних платформ, характеризующихся многими своеобразными особенностями строения и состава земной коры и верхней мантии.

Древние платформы выделяются как крупнейшие структурные элементы земной коры и верхней мантии, обладающие определенным возрастом, составом и спецификой внутренней структуры.

Строение древних платформ определяется двумя основными структурными ярусами — геосинклинальным складчатым фундаментом, сложенным формациями геосинклинального типа, и чехлом, образованным платформенными формациями.

Главный отличительный признак древних платформ, как отмечал Н.С. Шатский (1946б, 1947), — докембрийский (в том числе байкальский) возраст их складчатого фундамента. Синонимами понятия "древняя платформа" стали термины "докембрийская платформа" (Шатский и др., 1957; Косыгин, 1958; Хаин, 1964), "эпипротерозойская платформа" (Шатский, 1946б), "кратон" (Штилле, 1964; Мазарович, 1952). Однако в последние два десятилетия было установлено, что в составе чехла ряда древних платформ континентов принимают участие рифейские отложения, которые в геосинклинальных комплексах (формациях) часто широко распространены по периферии древних платформ. Было установлено также, что на древних платформах перерыв между консолидацией фундамента и началом формирования чехла достигает 500—600 млн. лет. Поэтому возник вопрос о правомерности включения в состав древних платформ областей с рифейским складчатым фундаментом. Во многих работах в настоящее время в качестве древних выделяются платформы лишь с добайкальским (дорифейским) возрастом их складчатого фундамента (Богданов, 1964; Тектоника Евразии, 1966).

В то же время, в южном полушарии, в отличие от северных материков Земли, байкальская складчатость сыграла важнейшую роль в формировании фундамента Африканской, Индийской и других древних докембрийских платформ (Муратов, 1966; Штрейс, 1964). Наряду с этим в последнее время были высказаны мнения, что эпибайкальские плиты являются промежуточным звеном в едином историческом ряду между древними и молодыми платформами (Дедеев, 1972б). Таким образом, вопрос об определении понятия "древняя платформа" — весьма дискуссионный и требует дальнейшего углубленного изучения. В нашей работе зоны с рифейским возрастом фундамента в значительной мере условно рассматриваются в составе древних платформ. Как было подчеркнуто еще Н.С. Шатским (1947), тектонические формы чехла обычно не связаны со структурами древнего складчатого основания, что является важнейшим признаком древних платформ. Поэтому на древних платформах в отличие от молодых платформ наблюдается преимущественно наложенный стиль строения.

Древние платформы образуют самостоятельные крупнейшие массивы материковой коры и в пределах континентов со всех сторон окружены более молодыми геосинклинальными складчатыми системами. В настоящее время очевидно, что

области докембрийского геосинклинального развития существенно отличались от более молодых областей по специфике внутреннего строения и жесткости фундамента, степени его метаморфизма, гранитизации, специфичности формаций и особенностям строения чехла.

Таким образом, условия становления фундамента древних платформ были весьма специфичны и, видимо, были характерны лишь для докембрия с его особым термическим режимом, широким развитием процессов метаморфизма и гранитизации, а также длительными перерывами между консолидацией фундамента и началом формирования чехла в процессе общих поднятий. Позднее в истории развития земной коры подобные условия не повторялись.

Установление двухъярусного строения платформ имело важнейшее теоретическое значение. Возраст фундамента стал естественной основой для деления платформ на возрастные типы. Вместе с тем современные геолого-геофизические данные позволяют более детально судить об особенностях строения крупнейших структурных ярусов платформ. Земная кора древних платформ, состоящая из "базальтового" и "гранитного" слоев (складчатого фундамента) и платформенного чехла, характеризуется значительной сложностью и неоднородна в вертикальном и латеральном направлениях, что отражает сложную историю их формирования.

Успехи изучения фундамента и чехла древних платформ при помощи бурения и различных геофизических методов позволяют судить как об общих особенностях строения, мощности и состава земной коры в целом, так и структуре ее отдельных слоев.

Общая мощность земной коры древних платформ Восточно-Европейской, Сибирской и Северо-Американской составляет около 40–41 км с отклонениями до 35 и 60 км (близ орогенических зон). При этом "базальтовый" слой составляет больше половины общей мощности земной коры (Беляевский и др., 1970, 1972).

Мощность осадочного слоя платформенного чехла обычно не превышает 1–3 км. Однако в отдельных впадинах названных древних платформ (Днепровско-Донецкой, Прикаспийской, Вилуйской, и др.) она достигает 10–15 км и более.

В последние годы резко повысилась детальность изучения строения поверхности фундамента и структуры платформенного чехла по данным бурения и геофизики. Структурные карты поверхности фундамента дают наиболее полную и важнейшую геометрическую характеристику древних платформ, которые отражают глубины залегания фундамента, с одной стороны, и мощности платформенного чехла, с другой. Значительные успехи в этом отношении для Русской плиты Восточно-Европейской платформы, Сибирской и Северо-Американской платформ отображены соответственно на тектонических картах Евразии (Тектоника Евразии, 1966), Европы (второе издание) и Северной Америки. Если структура и состав осадочного чехла и строение поверхности фундамента Восточно-Европейской, Сибирской и Северо-Американской древних платформ изучены в настоящее время достаточно детально, то строение коры в целом и особенно верхней мантии стали известны лишь в последние годы по данным геофизических исследований. Сравнительное изучение общих особенностей глубинного строения земной коры рассматриваемых древних платформ открывает новые возможности для решения проблемы соотношения глубинной и поверхностной структур и анализа движений земной коры.

В настоящем разделе в основном проводится анализ имеющихся данных глубинных сейсмических исследований на территории Восточно-Европейской, Сибирской и Северо-Американской платформ с целью общей характеристики глубинного строения земной коры, среди которых особое значение имеют данные ГСЗ.

### ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКАЯ ПЛАТФОРМА

Строение земной коры Восточно-Европейской платформы исследовано значительно более полно и детально, чем на других платформах, как при помощи бурения глубоких скважин, так и широкого комплекса разнообразных геофизических ме-

тодов разведки, в том числе сейсморазведки и региональных профилей ГСЗ. Детальность исследований глубинного строения в отдельных районах платформы (Балтийский и Украинский щиты, Воронежская и Волго-Уральская антеклизы и др.) такова, что позволяет судить не только о мощности и составе основных слоев земной коры (осадочного, "гранитного" и "базальтового"), но и о их некоторых структурных особенностях и соотношениях.

Наиболее детально изучено бурением и геофизическими методами строение поверхности фундамента ("гранитного" слоя) Восточно-Европейской платформы, важнейшей структурной поверхности, определяющей мощность и структуру платформенного чехла (осадочного слоя). Строение поверхности фундамента платформы рассмотрено во многих обобщающих работах (Богданов, 1964; Борисов, 1967; Гафаров, 1961, 1963а; Дедеев, 1972а; Зандер и др., 1967; Косыгин, 1958, 1969; Кропоткин и др., 1971; Неволин, 1971а; Неволин и др., 1968; Максимов и др., 1972). Наиболее полными являются сводки, выполненные Н.В. Неволиным (1971 а; Неволин и др., 1968), Б.М. Валяевым (Кропоткин и др., 1971), С.П. Максимовым и соавторами (1972).

На примере Русской плиты Восточно-Европейской платформы хорошо видно, что ее фундамент сильно расчленен и образует ряд обширных поднятий и впадин. Отметим лишь некоторые их особенности.

В северной и южной частях платформы находятся крупный Балтийский и меньший по размерам Украинский щиты. В пределах Русской плиты крупнейшими положительными структурами являются Белорусская и Воронежская антеклизы, Токмовский свод, Котельническо-Сысольское, Коми-Пермяцкое поднятие, крупное глыбовое поднятие Тимана и многие др. Наиболее интересны новые данные о мощности осадочного чехла в пределах крупнейших впадин платформы. Так, в пределах Московской впадины, размеры которой составляют 700 x 1200 км, по данным Ю.А. Косыгина (1969), фундамент погружен до глубин около 4 км. В то же время, в области Прикаспийской впадины (700 x 900 км), занимающей юго-восточный угол платформы, фундамент залегает, по данным ГСЗ, на глубинах около 16–18–20 км и, возможно, еще больших. Помимо этих крупных, почти изометричных впадин по поверхности фундамента платформы выделяются сравнительно узкие грабенообразные впадины, такие, как Днепровско-Донецкая (150 x x 1000 км) с глубинами до 10–12 км, Пачелмская (50–400 км) с отметками 5–6 км. В пределах северо-восточного угла платформы выделяется сложная по строению Печорская впадина эпибайкальского фундамента с глубинами около 3–4 до 5–6 км.

Наиболее важным открытием последних 10 лет является выявление широкой сети грабенообразных прогибов (авлакогенов) в основании чехла Восточно-Европейской платформы (авлакогенная стадия его развития).

Далее рассматриваются основные итоги изучения глубинного строения земной коры Восточно-Европейской платформы методом глубинного сейсмического зондирования, которые были начаты в 1956 г. в Советском Союзе.

## БАЛТИЙСКИЙ ЩИТ

Сейсмические исследования глубинного строения земной коры Балтийского щита начаты лишь в последние годы. Первые детальные исследования методом глубинного сейсмического зондирования (ГСЗ) на щите древней платформы выполнены в СССР в 1958 г. в комплексе с другими геофизическими методами в Северной Карелии вдоль профиля г.Кемь — г.Ухта (Литвиненко, Некрасова, 1962).

Опорные профили ГСЗ в комплексе с другими геофизическими методами пересекают в восточной части Балтийского щита ряд крупнейших тектонических зон: Беломорский массив, Кольскую и Карельскую зоны.

В западных частях Балтийского щита глубинное строение земной коры исследовалось в 1958–1971 гг. с помощью сейсмических взрывов (Шустова, 1966; Клосс, 1972; Fentillä, 1963; Sellevoll, 1971).



Как отмечает И.В. Литвиненко (1968а), по результатам региональных исследований в восточной части Балтийского щита выделены сейсмические границы двух типов. Первый тип их выражен спокойно и полого залегающими отражающими и преломляющими границами, максимумы которых отмечаются в интервалах глубин 10–15 и 30–40 км. Границы подобного типа, по-видимому, фиксируют расхождение коры по упругим свойствам в вертикальном разрезе земной коры. Однако не исключено, что они в ряде случаев отражают поверхности пологих тектонических надвигов и поверхностей срывов и скольжения. Второй тип сейсмических границ представлен крутопадающими отражающими поверхностями, которые отмечаются в интервале глубины до 10 км, подчеркивая блоковое строение и разломы земной коры. Л.Е. Шустова, В.А. Дедеев, К.О. Кратц (1973) также отмечают, что на глубине 3–8 км в восточной части Балтийского щита прослеживается самая резкая сейсмическая граница. При этом различные трансформации гравитационных карт указывают на то, что основные плотностные неоднородности сосредоточены в верхнем слое мощностью около 6 км.

Глубина залегания поверхности Мохоровичича (со скоростями распространения упругих волн 8,1–8,3 км/сек), соответствующей подошве земной коры, в восточной части Балтийского щита изменяется от 32 до 40 км, что отвечает в условиях щита мощности консолидированной земной коры. Вместе с тем мощность и строение земной коры в пределах отдельных тектонических зон и структурных единиц щита испытывают значительные изменения.

Земная кора по профилю г.Кемь – г.Ухта имеет отчетливое слоистое строение (Литвиненко, Некрасова, 1962). Наиболее четкими сейсмическими границами здесь являются поверхность "базальтового" слоя и раздел Мохоровичича. На поверхности "базальтового" слоя граничная скорость продольных сейсмических волн составляет 6,6 км/сек, глубина залегания этой границы изменяется в пределах 10–15 км. Поверхность Мохоровичича прослежена на глубинах 34–38 км и характеризуется граничной скоростью 8,1 км/сек. Общая мощность земной коры вдоль профиля составляет около 37–38 км, уменьшаясь на северо-востоке близ побережья Белого моря до 34 км.

В пределах регионального сейсмического профиля, пересекающего северо-западную часть Кольского полуострова и южную часть Баренцева моря (Литвиненко, Анкудинов, 1971), прежде всего выделяются два основных гетерогенных блока земной коры: Балтийский щит и Баренцево море (Литвиненко, 1968б). Поверхность Мохоровичича вдоль профиля залегает на глубине около 40 км, поднимаясь от 40 км на южном конце профиля до 35 км в Баренцевом море. В средней части профиля намечается крупное поднятие поверхности Мохоровичича с амплитудой 5–6 км и углами наклона до 6°. Вместе со слоистостью земной коры на профиле Балтийский щит – Баренцево море отмечаются зоны нарушений типа глубинных разломов. На стыке архея Кольского полуострова и зоны байкалитид полуострова Рыбачьего выделяется глубинный разлом на основании резкого изменения разрезов земной коры Баренцева моря и щита. Вдоль него установлена мощная интрузия гранитов (Литвиненко, 1968б).

Следующая к югу зона разломов с южным падением намечается в кольских гнейсах Мурманского массива. В пределах Печенгского прогиба устанавливаются две крупные зоны разломов широтного простирания, имеющие южное падение, которые можно рассматривать как пологие глубинные надвиги (Литвиненко, 1968б).

В 1964 г. в центральной части Кольского полуострова методом ГСЗ (Литвиненко и др., 1968) было изучено глубинное строение Имандра-Варзутского зеленокаменного прогиба (синклиниория) и Центрально-Кольского антиклинория (см. рис. 15). Поверхность Мохоровичича установлена лишь в северной части профиля, отмечается ее погружение с севера на юг с глубины от 36 до 39 км. Для верхней части разреза до глубины 10–12 км характерно расчленение на блоки различного порядка, тогда как для нижних частей разреза коры, от 15 км и до поверхности М отмечено почти горизонтальное залегание большинства сейсмических границ. В то же время в пределах Центрально-Кольского антиклинория подобное расло-



В более западных и юго-западных районах Балтийского щита сейсмические исследования строения земной коры проводились в Финляндии в 1958–1971 гг. с помощью сейсмических взрывов (Pentillä, 1963; Клосс, 1972). Основные работы были проведены вдоль северного побережья Финского и северо-западного побережья Ботнического залива, в Норвегии и Швеции (рис. 6). На профиле Ханко — Хамина общая мощность земной коры возрастает с запада на восток от 29 до 37 км. В этом же направлении отмечается увеличение мощности "гранитного" слоя с  $V_T$ , по Пентилла (Pentillä, 1963), от 18,4 до 20,8 км. Поверхность Конрада характеризуется здесь граничной скоростью порядка 6,6–6,65 км/сек, что хорошо согласуется с данными, полученными советскими исследователями в восточной части Балтийского щита.

Поверхность Мохоровичича отличается граничными скоростями 8,2–8,25 км/сек на юге Финляндии и 8,38 км/сек в более северных районах. Граничная скорость на поверхности "базальтового" слоя на севере также несколько повышена и достигает 6,67 км/сек. Мощность консолидированной коры на севере Финляндии составляет 34–36 км.

По мнению финских исследователей (Pentillä, 1963), уменьшение общей мощности земной коры Финляндии с юга на север обусловлено уменьшением мощности гранитного слоя в этом направлении.

Таким образом, результаты сейсмических исследований в Финляндии показывают, что в юго-западной части Балтийского щита мощность земной коры несколько меньше, чем на северо-востоке. В то же время мощность "гранитного" слоя значительно выше. Это обстоятельство чрезвычайно интересно в связи с выявленной по геологическим данным спецификой строения и развития зоны свекофениид в пределах Балтийского щита (Муратов, 1970), характеризующихся грандиозными масштабами процессов гранитизации. Не исключено, однако, что эти различия в мощности земной коры обусловлены различиями в методике интерпретации сейсмических данных у советских и финских исследователей.

В Скандинавии, в области каледонид Норвегии, мощность земной коры составляет 45–50 км, уменьшаясь в смежных областях щита до 30–35 км (Деменишкая, 1967; Шустова и др., 1973; Клосс, 1972; Sellevoll, 1971). В западной части Восточно-Европейской платформы, на территории юго-восточной Польши и в районе г. Гданьска глубинным сейсмозондированием глубина залегания поверхности Мохоровичича определена в 44–48 км (Uchman, 1968). По данным Р.М. Деменишской (1967), основная северная и северо-западная части Европы имеют относительно постоянную толщину земной коры порядка 30–35 км. Сходная толщина коры, как и на материке, наблюдается в южной части Северного моря и на островах Великобритании (Collette a.o., 1970). Обращает на себя внимание резкое уменьшение толщины гранитного слоя в Дании, по данным Х.Клосса (1972). В противоположность северной, южная часть Европы характеризуется общим утолщением земной коры.

#### УКРАИНСКИЙ ЩИТ

В последние годы проведены исследования методом ГСЗ вдоль нескольких профилей, пересекающих основные тектонические элементы Украины — Украинский щит, смежные области Русской и Скифской плит, а также альпийскую зону Крыма и Карпат (Соллогуб и др., 1970; Субботин и др., 1968). Всего выполнено пять профилей ГСЗ северо-северо-восточного направления и два субширотных связующих профиля (см. рис. 18). Глубинное строение земной коры в пределах южной части Восточно-Европейской платформы изучено также вдоль меридионального пересечения методом ГСЗ Черное море — Воронежская антеклиз (Соллогуб и др., 1966). На юге Восточно-Европейской платформы мощность земной коры изменяется от 34 до 56 км.

В пределах Украинского щита наибольшие глубины до поверхности Мохоровичича, достигающие 50–65 км, приурочены к его северной части, образуя, однако,

наибольшие утолщения на участках субмеридиональных глубинных разломов и приуроченных к ним синклиналиев криворожской серии. Как было установлено исследованиями ГСЗ по профилю Таганрог — Кировоград (Соллогуб, Трипольский, 1969), в рельефе поверхности Мохоровичича Украинского щита устанавливаются углубления и поднятия меридионального простирания, которые прослеживаются и на юг, и на север за пределы щита, пересекая Днепровско-Донецкую впадину, в пределы Воронежской антеклизы и Степного Крыма (см. рис. 18). Четкие углубления поверхности Мохоровичича с глубинами до 53—65 км соответствуют Криворожско-Кременчугскому синклинорию. В то же время Приднепровскому массиву отвечает общий подъем поверхности М до 33—35 км (Соллогуб, Трипольский, 1969).

Поверхность "базальтового" слоя на Украинском щите располагается на глубинах 17—20 км, однако в отдельных районах (Белозерском, Коростеньском) он воздымается до глубин 5—8 км (Субботин и др., 1968).

Данные сейсмических и других геофизических исследований в пределах Украинского щита и смежных областей убедительно свидетельствуют о том, что земная кора характеризуется сложным сочетанием пологих границ и крутонаклонных разломов, создающих ее сложное блоково-слоистое строение. Выясняется, что многие глубинные разломы не вертикальные, а наклонены с более или менее пологим падением в ту или иную сторону.

Так, разломы, ограничивающие Днепровско-Донецкую впадину, падают навстречу друг другу в ее центральных частях. Субширотные глубинные разломы южного ограничения Восточно-Европейской платформы и прилегающих складчатых зон падают в северном направлении под платформу. Подобное региональное падение глубинных разломов, наблюдаемое на большой территории, по мнению С.И. Субботина и авторов совместной работы (1968), позволяет предполагать возможность горизонтального смещения верхней части земной коры Восточно-Европейской платформы в южном направлении в пределах Украины.

## РУССКАЯ ПЛИТА

На региональном разрезе ГСЗ по профилю Черное море — Воронежская антеклиза (Соллогуб и др., 1966) мощность земной коры под северным и южным бортами Днепровско-Донецкой впадины достигает 50 км, уменьшаясь к центру впадины на локальных участках до 35—40 км. При этом мощность консолидированной коры Днепровско-Донецкой впадины сокращается с 48—50 до 28—30 км за счет утонения гранитного и главным образом базальтового слоев. Мощность отложений платформенного чехла юго-восточной части Днепровско-Донецкой впадины около 10—12 км (Субботин и др., 1968).

Вместе с тем, новейшие данные ГСЗ (Соллогуб и др., 1970; Субботин и др., 1971) вносят усложнения в рассмотренную картину строения и мощности земной коры Днепровско-Донецкой впадины, указывая, что более ранние профили ГСЗ, возможно, случайно попали на участки локальных выступов поверхности Мохоровичича. Последние являются, видимо, лишь осложнениями на общем фоне погружения этой поверхности под Днепровско-Донецкой впадиной до глубин 50—55 км. Очевидна необходимость дальнейшего изучения глубинной структуры земной коры и верхней мантии этой крупнейшей впадины.

Результаты глубинных сейсмических зондирований в западной части Донбасса по профилю Ногайск — Константиновка — Свитово (Гаркаленко и др., 1970) свидетельствуют о резком отличии его от Днепровско-Донецкой впадины по строению земной коры. Мощность палеозойских, слабо консолидированных отложений составляет здесь 18—20 км. По поверхности Мохоровичича под Донбассом отмечается изгиб (с глубинами до 48—50 км), повторяющий основание Донецкого прогиба.

Глубинное строение земной коры Воронежской антеклизы было изучено по профилю городов Куляنس — Липецк (Тарков и др., 1971), продолжающему региональный профиль Черное море — Воронежская антеклиза который

пересекает с юго-запада на северо-восток всю Восточно-Европейскую платформу, вплоть до Пай-Хоя и полуострова Ямал. На профиле Купянск — Липецк устанавливается блоковое и слоистое строение земной коры Воронежской антеклизы. Продольные волны для консолидированной коры в этом районе характеризуются величинами 7,0–7,3 км/сек и для поверхности Мохоровичича — более 8 км/сек.

Мощность консолидированной земной коры изменяется от 36–38 км на юго-западе до 48–50 км на северо-востоке. Мощность гранитного слоя составляет от 10–11 км на юго-западе профиля до 20–21 км на северо-востоке.

В 1963–1964 гг. методом ГСЗ были проведены наблюдения по субмеридиональному профилю Волгоград — Нахичевань (Краснопевцева и др., 1967), общей длиной более 1000 км. На большей северной части профиля границы раздела земной коры и поверхность Мохоровичича залегают в целом согласно. Поверхность прослежена в пределах Прикаспийской впадины на глубине 43–45 км. От Волгограда на юг наблюдается постепенное погружение всех поверхностей. Мощность "гранитного" слоя вдоль профиля остается почти постоянной (около 26–27 км), а мощность "базальтового" слоя изменяется от 16–18 км вблизи Волгограда до 22–25 км в зоне перехода к прогибу Большого Донбасса в области эпигерцинской платформы.

В более восточных районах Прикаспийской впадины выполнены комплексные региональные исследования методами КМПВ, МОВ и МТЗ по многим региональным профилям (Панкратов и др., 1964; Гарецкий, Сапожников, 1970; Гарецкий и др., 1972). Исследования методом глубинного сейсмического зондирования выполнены по субширотному региональному профилю Актюбинск — Хобда и далее с некоторым разрывом на Арал Сор, по профилю, идущему от последнего к юго-востоку, на Южно-Эмбенское поднятие и, наконец, по субмеридиональному профилю Шучка — Эльтон. Как показывают данные ГСЗ, земная кора Прикаспийской впадины характеризуется существенным сокращением ее консолидированной части и огромными мощностями платформенного чехла (Журавлев, 1972; Гарецкий и др., 1972). Глубина поверхности Мохоровичича в пределах Прикаспийской впадины изменяется от 40 км на ее бортах до 26–28 км во внутренних частях (районы Хобдинского и Аралсорского максимумов силы тяжести). Мощность же платформенного чехла, по данным ГСЗ, достигает 14–19 и даже 22–25 км (Гарецкий и др., 1972). В центре Прикаспийской впадины, следовательно, устанавливается существенное утонение "базальтового" слоя до 4–7 км, характеризующегося в целом повышенным залеганием, и резкое сокращение мощности и выклинивание гранитного слоя с образованием обширных "окоп". В пределах последних платформенный чехол Прикаспийской впадины мощностью до 22–23 км залегает непосредственно на "базальтовом" слое земной коры.

Впервые в пределах Восточно-Европейской платформы исследования глубинного строения земной коры юго-восточной части Волго-Уральской области были начаты в 1956 г. под руководством Ю.Н. Година (1962); они сыграли весьма важную роль в методическом отношении.

В настоящее время уже могут быть отмечены достаточно определенно некоторые общие особенности строения земной коры Волго-Уральской области. Общая ее мощность составляет в среднем 35–40 км, местами — до 43–45 км. Земная кора Волго-Уральской области имеет сложное слоистое строение. Как отмечают А.Я. Ярош и Г.Г. Кассин (1968), сопоставление поверхности Мохоровичича с рельефом фундамента, а также со схемой поверхности "базальтового" слоя выявляет в основном их обратные соотношения. Так, Татарскому и Коми-Пермяцкому поднятиям соответствуют относительные погружения поверхности Мохоровичича, оконтуренные изолинией 40 км (Ярош, Кассин, 1968). В то же время Осинско-Сарапульской впадине, Предуральскому прогибу и западному склону Урала соответствует несколько более приподнятое положение поверхности Мохоровичича до 38 и даже 34 км (на юго-востоке).

Мощность отдельных комплексов земной коры Волго-Уральской области изменяется довольно резко. По данным И.В. Померанцевой и М.В. Марголевой (1962), большей мощностью обладает "гранитный" слой, а по данным А.В. Егоркина

(1962) — "базальтовый". Более детально этот вопрос был изучен А.Я. Ярошем, Г.Д. Дементьевой и Г.Г. Кассиным (1968), отмечающими, что мощность "гранитного" слоя (из которого они исключают так называемый переходный слой) изменяется от 3 до 9 км, но преобладают мощности от 7 до 9 км.

Мощность консолидированной земной коры Волго-Уральской области закономерно уменьшается в восточном и юго-восточном направлениях. Так, в пределах Татарского, Коми-Пермяцкого и Сысольского поднятий мощность консолидированной коры — около 38 км. В восточном и юго-восточном направлениях мощность закономерно уменьшается до 32–34 км, а в восточной части Сарапульско-Осинской впадины, в южной части Предуральского прогиба и частью вдоль западного склона Урала — и до 24 км. Лишь в пределах Башкирского поднятия на восточной окраине платформы мощность консолидированной коры, видимо, достигает 36 км (Ярош и др., 1968).

Как показывает проведенный анализ сейсмических и других геофизических (в основном гравиметрических) данных, земная кора в различных областях Восточно-Европейской платформы существенно различна как по мощности, так и по глубинному строению и составу. При этом, если общая мощность земной коры платформы варьирует сравнительно в узких пределах (от 35 до 50 км), то изменения мощности консолидированной части земной коры значительно больше и достигают 25 км. Среди областей, изученных сейсмическими методами, наиболее мощной консолидированной корой обладают области длительных поднятий (Украинский щит, отчасти Балтийский щит и Воронежская антеклиз), а наиболее тонкой — области длительных погружений (Прикаспийская впадина, Днепровско-Донецкая впадина). Внутри консолидированной земной коры соотношения "гранитного" и "базальтового" слоев также неодинаковы в различных районах. В области преобладающих поднятий (на щитах) основную роль играет "базальтовый" слой (до 80% общей мощности коры и более). Возможно, это обусловлено длительной эрозией первоначально существовавшего мощного "гранитного" слоя. В пределах длительных устойчивых поднятий отмечается наиболее четко выраженная слоистость земной коры. Гравитационное поле Восточно-Европейской платформы (см. рис. 7 на вкладке) на целом ряде участков плохо согласуется с данными ГСЗ о мощности и структуре земной коры.

Для интерпретации наблюдаемых величин аномалий силы тяжести во многих случаях оказывается необходимым предполагать более или менее крупные плотностные неоднородности как в слоях земной коры, так и верхней мантии. При этом оказывается, что за счет разницы в плотности того или другого слоя приходится относить в ряде случаев значительные (до 100 мГл и более) различия между наблюдаемыми и рассчитанными по данным ГСЗ величинами гравитационных аномалий. Таким образом, получаются аномальные по плотности участки земной коры и верхней мантии, которые не укладываются в выводимые многими авторами (Гурарий, Соловьева, 1963; Борисов, 1967) зависимости между величинами аномалий силы тяжести и мощностью земной коры (или глубиной залегания поверхности Мохоровичича).

Выявленные крупные области уплотнения в верхней мантии (Гурарий, Соловьева, 1963; Борисов, 1967) приурочены к существенно различным тектоническим структурам. Так, повышенная плотность верхней мантии в Прикаспийской впадине могла бы быть связана с длительным и устойчивым прогибанием здесь земной коры. Однако в других областях, на Украинском щите и Воронежской антеклизе, подобная повышенная плотность верхней мантии наблюдается в области длительного поднятия. По-видимому, повышение плотности верхней мантии на отдельных участках обусловлено различными глубинными процессами и составом.

Отмеченные особенности связей глубинного строения земной коры отдельных районов Восточно-Европейской платформы с характером их тектонических движений и гравитационных полей в течение платформенной стадии их развития могут быть истолкованы с принципиально разных позиций.

Высказываются предположения о том, что в изменении глубинного строения земной коры платформ основную роль играет процесс "базификации" (Субботин



и др., 1968; Борисов, 1962, 1963, 1967), заключающийся в уплотнении и повышении основности всех слоев земной коры и миграции вверх как поверхности Мохоровичича, так и внутренних границ разделов в коре. При этом, очевидно, допускается предположение, что к моменту становления платформы консолидированная кора была примерно одинакова по мощности и глубинному строению. В противном случае все допущения об изменении во времени структуры коры отдельных участков платформ неправомерны. Не менее вероятно и противоположное предположение, что к началу платформенного развития отдельных областей строения земной коры в их пределах не было однородным, т.е. наблюдаемые в настоящее время различия в строении земной коры отдельных участков платформ (Восточно-Европейской, в частности) являются результатом неравномерного и неоднородного по площади формирования коры и латерального перераспределения ее в пространстве в процессе доплатформенного, геосинклинального этапа развития. Следовательно, наблюдаемые различия в глубинном строении отдельных областей платформ сформировались еще в глубоком докембрии, а не являются следствием каких-либо процессов базификации. Так, в пределах Украинского и Балтийского щитов и Воронежской антеклизы, по-видимому, уже к этапу становления платформы была сформирована наиболее мощная кора.

Следовательно, представляется наиболее правдоподобным, что в период платформенной стадии развития территорий отмечается уменьшение толщины "гранитного" слоя процессами эрозии в области поднятий и размыва, но сколь-нибудь существенных изменений во внутренней структуре консолидированной кристаллической коры не происходит. Вероятно, исключения представляют линейные глубокие прогибы (типа Днепровско-Донецкой впадины) в пределах платформ. Подобные структурные формы — авлакогены (Шатский, 1964) — по особенностям глубинного строения их земной коры, скорее всего, являются структурами растяжения (Кропоткин, 1964а,б; Чекунов, 1970).

### СИБИРСКАЯ ПЛАТФОРМА

Изучение глубинного строения земной коры Сибирской платформы до недавнего времени проводилось по данным гравиметрии и аэромагнитной съемки в сочетании с материалами по геологии докембрия Алданского и Анабарского щитов и редкого бурения. Исследование методом глубинного сейсмического зондирования совместно с сейсмическими наблюдениями со станцией "Земля" и методами электроразведки магнитно-теллурическими и частотными зондированиями, позволяющими получить информацию о глубинах и условиях залегания как нижних горизонтов осадочного чехла и поверхности фундамента, так и более глубоких горизонтов земной коры, в настоящее время на Сибирской платформе только начинаются.

Относительно более детально изучено строение рельефа поверхности фундамента на основании многочисленных расчетов по магнитным аномалиям глубины залегания верхних кромок магнитных масс, а также сейсморазведки и редких данных бурения. Структура поверхности фундамента платформы анализируется во многих обобщающих работах Э.Э. Фотиади (1961, 1967), С.М. Замараева (1961, 1965), Г.К. Ремпеля и В.К. Пятницкого (1967), К.А. Савинского (1965, 1969; Савинский и др., 1971), Д.А. Туголесова (1970), Г.И. Штеха (1965), Ю.А. Трапезникова (Кропоткин и др., 1971), В.К. Пятницкого и Э.А. Шонтара (1974) и многих других. Поверхность фундамента Сибирской платформы сильно расчленена, и глубины ее залегания под платформенным чехлом колеблются от нескольких сот метров до 10–12 км в крупных впадинах. Наиболее уверенные данные о глубине поверхности фундамента относятся к лучше изученным южным и северо-восточным районам платформы, менее надежные — к слабо изученной области Тунгусской синеклизы, где его рельеф может быть отражен лишь ориентировочно.

В современной структуре поверхности фундамента Сибирской платформы выделяются Алданский щит и Анабарский массив, а также выступы байкалид Ени-

сейского кряжа, Байкало-Патомской зоны, Туруханского поднятия и др. Наиболее крупные и глубокие впадины — Тунгусская, Вилюйская и Присяно-Енисейская. В этих впадинах фундамент погружен до глубин 8–10 км и отличается сильной расчлененностью.

Рельефно выделяется зона Ангаро-Ленского перикратонного опускания (Павловский, 1959), состоящего из ряда прогибов и впадин (с глубинами до 9–10 км в пределах Северо-Патомской впадины). Крупные тектонические формы поверхности фундамента сформировались в результате сложной и длительной истории развития Сибирской платформы. Большая часть названных впадин и прогибов заложилась уже в рифее, на долю которого падает значительная часть мощности осадочного чехла синеклиз Сибирской платформы.

Общие особенности структуры земной коры и поверхности Мохоровичича на Сибирской платформе рассматривались по гравиметрическим и другим геолого-геофизическим данным в сводных работах Э.Э. Фотиади (1967; Фотиади, Каратаев, 1963), А.А. Борисова (1962, 1967), Р.М. Деменицкой (1960, 1967). Более детально строение земной коры отдельных районов Сибирской платформы анализировалось А.П. Булмасовым (1962), В.М. Владимировым, Ю.А. Зориним, М.М.Одинцовым, П.М. Хреновым (1969) в Прибайкалье, К.А. Савинским (1965, 1969), И.М. Штутиным и авторами совместной работы (1970) в Иркутском амфитеатре, Ю.А. Притулой и авторами указанной работы (1973) для Тунгусской синеклизы, А.А. Николаевским (1968) и Г.И. Штехом (1965) в Якутии, С.В. Крыловым и всеми авторами его совместных работ (1967, 1970а) по юго-западной части платформы и др.

Схемы поверхности Мохоровичича Сибирской платформы, составленные разными исследователями, сходны лишь в самых общих чертах, часто отличаясь по значениям мощности земной коры и морфологии многих обширных поднятий и впадин этой поверхности.

В последние 10–12 лет (1961–1973 гг.) на Сибирской платформе проведены глубинные сейсмические исследования методом КМПВ с сейсмическими станциями "Земля" и глубинные сейсмические зондирования по профилям в юго-западных, южных и юго-восточных ее районах. Исследования методом точечных ГСЗ проведены по широтному профилю через Енисейский кряж и западную часть Сибирской платформы до села Кова на востоке, в районе оз. Байкал, на широтном профиле и к западу от г. Якутска, на профиле, пересекающем Вилюйский прогиб в направлении на г. Мирный, а также по профилю г. Мирный — Мунское поднятие. Несмотря на сравнительно небольшие объемы исследований, этими сейсмическими методами впервые были получены данные, характеризующие глубинные сейсмологические особенности разреза земной коры Сибирской платформы. Весьма эффективными в условиях последней оказались исследования строения поверхностей фундамента и Мохоровичича, проведенные сейсмической станцией "Земля".

Данные глубинных сейсмических исследований последних лет дали не только непосредственную информацию о строении поверхности Мохоровичича, но и позволили установить зависимость между мощностью земной коры и величинами аномалий Буге в условиях Сибирской платформы. Новые данные ГСЗ и других сейсмических методов (Крылов и др., 1970а; Крылов и др., 1970б) использованы К.А. Савинским (1969), а также Н.А. Беляевским, А.А. Борисовым, И.С. Вольвовским (1967; Беляевский и др., 1970; Вольвовский, 1973), которыми составлена схема поверхности Мохоровичича территории СССР, на которой отражено и глубинное строение Сибирской платформы. При этом глубины до поверхности Мохоровичича, определенные ГСЗ и станциями "Земля", принимались за опорные, а гравиметрические данные — для интерполяции между этими значениями.

Поверхность Мохоровичича в пределах Сибирской платформы залегает на глубинах 30–40 км с относительными изменениями ее рельефа до 10 и даже 25 км (Савинский, 1969; Притула и др., 1973). По другим оценкам (Беляевский и др., 1970) средняя мощность земной коры Сибирской платформы составляет 41,8 км. Как было установлено глубинным сейсмическим зондированием (Крылов и др.,

1970), мощность земной коры в юго-западной части Сибирской платформы составляет 38–41 км.

Наиболее глубокое залегание поверхности Мохоровичича (до 40–45 км) характерно для Алданского щита и для области горных сооружений Верхоянья, Прибайкалья и Восточного Саяна, обрамляющих с северо-востока, юго-востока и юго-запада Сибирскую платформу. Мощность земной коры в 43 км для Прибайкальского хребта установлена по данным глубинного сейсмического зондирования (Крылов и др., 1971). Вместе с тем профилем ГСЗ установлены отчетливые "корни гор" под Енисейским кряжем с утолщением земной коры до 46–47 км (Крылов и др., 1967, 1970).

В последние годы методом ГСЗ и методом глубинного магнито-теллурического зондирования было изучено строение земной коры Байкальской рифтовой зоны (Крылов и др., 1970б; Горностаев и др., 1970). Мощность земной коры в области рифта равна 36–37 км, не отличаясь существенно от значений мощностей коры для южных районов Сибирской платформы. Было установлено, что Байкальская рифтовая зона не имеет "корня" или "антикорня" земной коры. Важно отметить, что рифтовой зоне свойственны здесь аномально низкие значения сейсмических волн в верхней мантии порядка 7,8 км/сек, по данным ГСЗ (Пузырев и др., 1970а, б; Крылов и Мишенькин, 1970б), что указывает на ее разуплотнение. Впадина Байкальской рифтовой зоны приурочена, по данным ГСЗ к глубинному разлому, пронизывающему всю земную кору и уходящему в верхнюю мантию.

Важные особенности глубинного строения Сибирской платформы устанавливаются при анализе мощностей консолидированного комплекса земной коры. В условиях Сибирской платформы, где поверхность фундамента и граница Мохоровичича имеют четкие геофизические характеристики и уверенно прослеживаются, подразделение земной коры на консолидированный комплекс и осадочный комплекс платформенного чехла весьма показательно.

Мощность консолидированного комплекса земной коры Сибирской платформы варьирует в больших пределах, чем мощность всей земной коры, изменяясь от 42–45 км на щитах и в областях складчатого обрамления до 12–17 км в наиболее глубоких впадинах платформы. Средняя мощность консолидированного комплекса земной коры во внутренних районах Сибирской платформы составляет 34–37 км (Савинский, 1969). Почти всем крупным поднятиям внутри платформы и на ее обрамлении соответствует увеличенная по мощности консолидированная кора. Наоборот, обширные впадины платформы (особенно их осевые части) характеризуются сокращением мощности консолидированного комплекса за счет увеличения мощности осадочных отложений платформенного чехла платформы и резких выступов в рельефе поверхности Мохоровичича. Так, консолидированный комплекс земной коры сокращен до 12 км в пределах Вилуйской синеклизы, до 17–23 км в Тунгусской синеклизе и до 20–22 км в Присаяно-Енисейском прогибе.

В южных окраинных поднятиях платформы, на Енисейском кряже, в Восточном Саяне, Прибайкалье мощность консолидированного комплекса значительно возрастает.

В целом для Сибирской платформы может быть отмечена доминирующая роль консолидированного комплекса в строении земной коры. Соотношения "гранитного" и "базальтового" слоев в составе консолидированного комплекса земной коры Сибирской платформы далеко не однозначны. В общем для платформы характерно некоторое преобладание мощности "базальтового" слоя над "гранитным" (Фотиади, 1967; Николаевский, 1968). Наименьшие мощности гранитного слоя наблюдаются в пределах Анабарского (до 11 км) и Алданского (около 16–17 км) щитов (Фотиади, 1967).

В восточной части Сибирской платформы мощность "гранитного" слоя изменяется от 10 до 26 км. В центральной части Вилуйской синеклизы мощность "гранитного" слоя около 15–16 км, тогда как мощность "базальтового" слоя сокращается до 12–13 км (Николаевский, 1968). Таким образом, поднятию поверхности Мохоровичича здесь соответствуют прогибы поверхностей консолидированного комплекса и "базальтового" слоя земной коры.

В восточных и центральных частях Тунгусской синеклизы мощность земной коры около 30–36 км. В северных ее районах в строении земной коры большое значение имеет "базальтовый" слой, тогда как мощность "гранитного" слоя сокращена здесь, по аэромагнитным и гравиметрическим данным, до 11–12 км. В южных районах Тунгусской синеклизы в разрезе земной коры также доминирует базальтовый слой (до 24–25 км), но возрастает и мощность "гранитного" слоя до 16–17 км (Савинский, 1969; Фотиади, 1967). В целом на Сибирской платформе устанавливается резкое сокращение мощности "гранитного" слоя в глубоких впадинах (вплоть до его выклинивания).

В Прибайкалье, в Западном Верхоянье и других районах отмечаются зоны повышенных мощностей "гранитного" слоя до 19–20 км. В остальных районах платформы мощность "гранитного" слоя составляет 13–15 км (Фотиади, 1967).

Изменение мощности "базальтового" слоя в пределах Сибирской платформы менее контрастное. Средняя мощность этого слоя около 20 км. Она увеличивается к югу и востоку, к областям неотектонической активизации (Прибайкалье, Забайкалье, Верхоянье) и уменьшается к северу. В восточной части Сибирской платформы мощность "базальтового" слоя изменяется от 12 до 30 км (Николаевский, 1968).

Алданскому щиту по поверхности Мохоровичича соответствует прогиб до 45–55 км (и 35–40 км в смежных районах к северу). Изменения общей толщины коры (консолидированного комплекса) происходит за счет "гранитного" слоя, мощность которого от южной границы щита до северной уменьшается от 25 до 12 км. Мощность базальтового слоя в пределах Алданского щита и его склонов, как показывают расчеты гравитационных и магнитных аномалий (Николаевский, 1968, 1969), изменяется незначительно и составляет 20–26 км.

Анабарский массив по особенностям глубинного строения земной коры достаточно резко отличается от Алданского щита. В рельефе поверхности Мохоровичича Анабарскому массиву соответствует моноклинал с глубинами в 35–40 км, полого наклоненная в сторону Тунгусской синеклизы. Мощность "базальтового" слоя в общем достаточно выдержана и плавно изменяется в пределах 17–22 км. Нарастание мощности "базальтового" слоя происходит в направлении погружения поверхности Мохоровичича. "Гранитный" слой в пределах Анабарского массива утолщен по мощности до 18–20 км в его центральной части и сокращен до 14–16 км на южном и северном склонах (Николаевский, 1968).

В пределах Приверхоянского и Лено-Хатангского прогибов намечаются резко варьирующие мощности консолидированного комплекса земной коры порядка 30–35 км. При этом мощность "базальтового" слоя составляет 10–25 км и "гранитного" — 5–20 км (Николаевский, 1969). Приверхоянский прогиб в целом расположен на моноклинали по поверхности Мохоровичича, погружающейся в сторону Верхоянской складчатой системы мезозойд. Глубинное строение Лено-Хатангского прогиба отличается очень пологими структурными формами, особенно по поверхности Мохоровичича (Николаевский, 1969).

Между тектоническими формами поверхности фундамента (см. рис. 25) и глубинным строением земной коры Сибирской платформы намечаются различного рода закономерные связи. Для некоторых крупнейших структурных форм устанавливается обращенная, а для других прямая связь и согласное залегание. Значительному погружению фундамента Виллюйской синеклизы в центральной ее части соответствует подъем поверхности Мохоровичича с глубинами около 30 км, тогда как по периферии синеклизы отмечаются глубины 40–45 км. Следовательно, здесь имеют место резко выраженные обратные соотношения рельефа поверхности Мохоровичича и фундамента. Согласное залегание этой поверхности и фундамента отмечается для Сунтарского, Байкитского и некоторых других поднятий платформы. В целом в рельефе поверхности Мохоровичича находят прямое или обратное отражение все крупнейшие тектонические элементы Сибирской платформы.

Строение земной коры Северо-Американской платформы, как и всей территории континента Северной Америки, изучено значительно более полно, чем на других платформах и континентах, за исключением Европы и Восточно-Европейской платформы.

За последние годы была проведена сводка данных о тектонике платформенного осадочного чехла и поверхности фундамента Северо-Американской платформы, отображенных на тектонической карте Северной Америки, составленной под редакцией Ф. Кинга (1967; *The tectonic map of North America*, 1969). Складчатый докембрийский фундамент платформы (ее гранитный слой) выступает в пределах обширного Канадского щита, площадь которого достигает 7 млн. км<sup>2</sup>. Значительная северо-восточная часть щита в пределах Гренландии закрыта толщей льда. Южная и юго-западная части Северо-Американской платформы в пределах Внутренних равнин и равнин Западной Канады представляют собой плиту с мощным осадочным чехлом. В этой плите, как и на других платформах, с востока и запада выделяется ряд выступов основания и более или менее глубоких впадин. Отметим лишь некоторые черты их строения. На востоке платформы в Преаппалачском краевом прогибе, ограниченном складчатой системой Аппалач, фундамент погружен до 4–5 и 7–9 км в самых глубоких частях. Западнее, в полосе поднятий (выступы Нашвилл и Финдлей, поднятие Цинциннати) фундамент приподнят до глубин 1000–500 м. Далее к центру платформы располагается полоса внутренних синеклиз. Это — крупные округлые впадины Иллинойс и Мичиган с глубинами до 3500–4000 м и неглубокая (до 1000–1500 м) впадина Форис-Сити. Последняя с юга на север соответственно ограничена обширными поднятиями Озарк и Висконсин и Сиу, занимающими центральную часть плиты. В южной окраинной части платформы выделяются глубокая впадина Анадарко (с глубинами до 6 км), ограниченная резким горстом Вичита, и обширная впадина западного Техаса с глубинами также до 6 км.

В северо-западной части Северо-Американской плиты располагается обширная впадина Виллистон с глубинами до 3,5 км, которая на севере переходит в Предкордильерский краевой прогиб с глубинами в его западной части до 6–7 км. К западу от поднятия Сиу и впадины Виллистон прослеживается зона платформы, примыкающая к системе Скалистых гор, в пределах которой различаются глубокие впадины — Денвер и Паунд-Ривер с глубинами до 2–3,5 км.

Область плато Колорадо и центральных Скалистых гор охватывает своеобразная деформированная часть Северо-Американской платформы, ограниченная с запада надвигами складчатой системы Кордильер. Восточное ограничение этой деформированной области платформы проходит вдоль восточного склона хребтов Скалистых гор. Рельеф поверхности фундамента платформы расчленен здесь на выступы и впадины еще резче, чем рельеф современной поверхности этой горной области (от 3–4 км над уровнем моря на хребтах до 2–5 км во впадинах).

По данным сейсмологии и гравиметрии отмечается резкое увеличение толщины земной коры рассматриваемой своеобразной деформированной части Северо-Американской платформы.

Наиболее полные данные о глубинном строении земной коры Северо-Американской платформы получены за последние 10–15 лет разнообразными сейсмическими методами. Наряду с наблюдениями широкой сети сейсмических станций по детальной записи землетрясений, больших взрывов, анализу поверхностных волн в Северной Америке выполнен большой объем комплексных сейсмических исследований (методами отраженных и преломленных волн и др.), в том числе по сети профилей ГСЗ.

Комплексные геофизические исследования на территории Северо-Американской платформы и Северной Америки в целом к 1961 г. были систематизированы Дж. Штейнхартом и Р.Мейером (Steinhart, Mayer, 1961), составившими схемы мощностей земной коры территории США. Оценки мощности земной коры у названных исследователей в основном произведены по величинам аномалий силы тя-

жести. Экстраполируя данные сейсмических профилей и применяя выведенную ими зависимость величин гравитационных аномалий от мощности, Дж. Штейнхарт и Р. Мейер построили схему мощности коры в изолиниях с сечением через 1 км. Очевидно, подобная точность построения схемы земной коры у названных авторов не была обоснованной. Однако в целом схема Дж. Штейнхарта и Р. Мейера явилась очень важным обобщением; она содержит обширный фактический материал по отдельным районам Северо-Американского континента. Наиболее мощной корой по этой схеме обладает западная часть платформы, на восток мощность коры постепенно уменьшается согласно изменению интенсивности силы тяжести, и вся восточная часть платформы имеет кору мощностью менее 40 км.

Результаты названных и более новых сейсмических исследований были недавно обобщены Э. Канасевичем (Kanasewich, 1966; Kanasewich, Clowes, 1968), составившим карту изогипс толщины земной коры Северной Америки по данным сейсмозондирования методом преломленных волн. На указанной карте толщины земной коры линиями отмечены профили сейсмозондирования, цифрами — толщина в километрах (цифры в скобках получены по профилям, не проконтролированным обратным ходом, и являются менее надежными).

По характеру гравитационного поля Северо-Американская платформа значительно отличается от Восточно-Европейской. Если в пределах последней величины аномалий силы тяжести в редукции Буте не превышают первых десятков миллигал, то на Северо-Американской платформе абсолютная величина отрицательных аномалий достигает 200–300 мГл в ее западной, сильно деформированной части, где высота рельефа достигает 1500–4000 м (Центральные Скалистые горы, плато Колорадо).

При анализе аномалий поля силы тяжести Северо-Американской платформы (Bouguer gravity anomaly map of the United States, 1964; Bouguer Gravity anomaly map of Canada, 1967) в первую очередь обращает на себя внимание резкое различие ее западной и восточной частей по интенсивности, характеру и градиентам аномалий. Граница между западной и восточной областями разнородных гравитационных полей проходит примерно по 105° з.д. у подножия Скалистых гор.

Восточная часть платформы характеризуется спокойным, слабоотрицательным, близким к нулю аномальным полем. Абсолютные величины отрицательных аномалий обычно не превышают 20–40 мГл. По форме аномалии, как правило, изометричны. Линейные аномалии с резкими гравитационными ступенями прослеживаются лишь вдоль восточного и юго-восточного края платформы (Ewing, 1966). В целом эту часть платформы отличает отсутствие протяженных зон с высокими градиентами аномалий силы тяжести. Однако в центральной части Среднего Запада США, к юго-западу от оз. Верхнего прослеживается линейная зона аномалий силы тяжести, носящая название "срединно-континентального" максимума и представляющая одну из наиболее существенных особенностей гравитационного аномального поля Северной Америки в целом (Reford, Summer, 1964). По краям этой зоны наблюдаются очень высокие градиенты аномалий силы тяжести и минимумы до 100 мГл.

Западная деформированная и приподнятая часть платформы, примыкающая к складчатой системе Скалистых гор в США, характеризуется в целом отрицательными значениями аномалий силы тяжести порядка –50–150 мГл. В пределах же массива плато Колорадо, представляющего собой отторгнутую и высокоприподнятую часть Северо-Американской платформы, аномалии Буте достигают 200–300 мГл.

Таким образом, разница в абсолютной величине аномалий гравитационного поля в западной и восточной частях Северо-Американской платформы составляет около 120 мГл, а при сравнении с плато Колорадо — более 200 мГл. В то же время данные сейсмических исследований (если относить в области Скалистых гор слой со скоростями 7,2–7,6 км/сек к мантии) показывают, что общая мощность земной коры Северо-Американской платформы в целом примерно одинакова. Как в западной, так и в восточных частях платформы поверхность Мохоровичича залегает на глубине порядка 40 км (37–41 км на западе и 40–44 км на востоке). Подобные в общем незначительные для столь обширной территории разли-



чия в толщине земной коры не могут, конечно, обусловить резкие различия аномального поля силы тяжести восточной и западной частей Северо-Американской платформы.

Характерно, что центральная часть платформы, обладающая наиболее мощной корой (более 50 км), характеризуется не максимальными, а некоторыми средними значениями аномалий Буге, порядка 100–120 мгл. Таким образом, хотя между аномалиями силы тяжести в редукции Буге и мощностью земной коры (или глубиной залегания поверхности Мохоровичича) существуют средние корреляционные зависимости (Гуаррий, Соловьева, 1963; Борисов, 1967; Деменичкая, 1967), для отдельных различных тектонических и орографических областей эти зависимости имеют весьма специфический характер. При этом отклонения связаны, вероятно, в значительной мере с плотностными неоднородностями земной коры и в первую очередь верхней мантии.

Как отмечалось выше, для объяснения подобного рода несоответствия сейсмических и гравиметрических данных на Восточно-Европейской платформе необходимо предположение о неоднородности по плотности верхней мантии и "базальтового" слоя в горизонтальном направлении (Соловьева, 1971). К аналогичным выводам приходят и американские исследователи (Stewart, Stauder, 1965) на основании только сейсмических данных. Так, С. Стюарт и другие исследователи обнаружили, что к северо-западу от Мексиканского залива в штатах Техас и Оклахома скорости продольных сейсмических волн на границе Мохоровичича имеют максимальные значения до 8,4–8,5 км/сек. На этом основании названные исследователи полагают, что в этой области верхняя часть мантии имеет большую плотность, чем на остальной части Северо-Американской платформы. Действительно, в штатах Оклахома и Техас гравитационное поле характеризуется нулевыми или слабоположительными значениями аномалий Буге, тогда как мощность земной коры здесь повсеместно более 50 км. Эти данные согласуются лишь при предположении о повышенной плотности пород земной коры и мантии в этом районе. При этом сейсмические данные свидетельствуют о том, что аномальные плотности здесь свойственны породам верхней мантии.

В то же время западная часть платформы и смежные районы складчатой системы Кордильер характеризуются низкими значениями (менее 8,0 км/сек) скорости продольных волн на границе Мохоровичича. Большие абсолютные значения отрицательных аномалий Буге при сравнительно небольшой мощности коры в этой области заставляют предполагать относительное разуплотнение верхней мантии, что и подтверждается сейсмическими данными (Kanasewich, 1966).

Таким образом, комплексный анализ сейсмических, гравиметрических и других геофизических данных о строении земной коры Северо-Американской платформы позволяет предположить, как и для Восточно-Европейской платформы, резкую неоднородность коры по мощности и строению (соотношению мощностей "гранитного" и "базальтового" слоев на разных участках).

#### ИТОГИ И ПРОБЛЕМЫ ИЗУЧЕНИЯ ГЛУБИННОГО СТРОЕНИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ ДРЕВНИХ ПЛАТФОРМ

В качестве общей особенности следует подчеркнуть, что мощность и строение земной коры Восточно-Европейской, Северо-Американской и Сибирской платформ крайне неоднородны в пределах каждой из них. При этом объяснение различий между отдельными областями той или иной платформы вторичными процессами (переработкой коры в процессе накопления осадочного чехла, "базификацией" и т.д.) обычно весьма затруднительно. Во многих случаях крупные структуры, испытывавшие в платформенную стадию развития сходные по характеру движения и деформации, резко различаются по внутреннему строению коры. Распространены и обратные соотношения строения земной коры и характера ее движений.

Наблюдаемые неоднородности в глубинном строении древних платформ более обоснованно могут быть истолкованы как неоднородности, существовавшие в

земной коре к моменту становления ее "гранитного" слоя (складчатого фундамента). Очень важными в этом отношении были данные ГЗС на Украинском щите (Соллогуб и др., 1970), выявившие четкую связь между мощностью и возрастом архейских и нижнепротерозойских структур фундамента. Это предположение тем более вероятно, так как в пределах всех складчатых областей и современных геосинклинальных систем земная кора резко дифференцирована по мощности и глубинному строению. Не имеется достаточных оснований для предположений о том, что к моменту становления платформ (стабилизация фундамента и начало формирования чехла) эти различия сглаживаются, и кора становится однородной. Однако все гипотезы, предполагающие переработку, например, "базификацию" или "гранитизацию" коры древних платформ, неизбежно основываются на допущении, что первоначально внутреннее строение и мощность коры были иными и изменялись в процессе развития платформы. Следует подчеркнуть, что рассмотренные выше данные о глубинном строении земной коры Восточно-Европейской, Сибирской и Северо-Американской платформ не дают оснований для подобного рода допущений.

Комплексный анализ сейсмических и гравиметрических данных показывает, что характер гравитационного поля и величина аномалий в редукции Буге и мощности земной коры древних платформ не имеют строгой корреляционной связи, и соотношения их весьма неоднозначны в различных тектонических областях. В распространении областей аномальной плотности верхней мантии и земной коры не устанавливается видимой связи с поверхностными тектоническими формами. Подобные аномальные области выявляются лишь при сопоставлении гравиметрических и сейсмических данных. В настоящее время имеется достаточно оснований предполагать, что по аналогии с Восточно-Европейской и Северо-Американской платформами и на других древних платформах Земли существуют области с аномальными плотностями коры и верхней мантии.

Один из наиболее сложных и важных вопросов глубинного строения — природа пологих сейсмических границ в консолидированной земной коре. Наибольшие факты здесь, по-видимому, накоплены по древним платформам. При этом, если природа сейсмических границ в платформенном чехле и в верхней части консолидированной коры, отражающих поверхности литолого-стратиграфических комплексов и структурные границы, достаточно очевидна, вопрос о сейсмических горизонтах более глубоких частей консолидированной земной коры очень сложен. В настоящее время определенно установлено, что горизонтальная расслоенность земной коры характерна как для разновозрастных складчатых зон, так и для докембрийских платформ (Борисов, 1967). Существование пологозалегающих сейсмических разделов подтверждается также данными гравиметрии и магнитометрии.

Данные ГСЗ и детальных сейсмологических исследований (Булин, 1970; Рябой, 1966) в последнее время все шире выявляют расслоенность в верхней мантии. При этом характер расслоения консолидированной земной коры и верхней мантии до глубины 100–150 км во многом сходен и, видимо, обусловлен общими процессами.

Разбор представлений о природе пологих сейсмических границ был сделан в последнее время А.А. Борисовым (1967), Н.К. Булиным (1970), С.В. Крыловым (1970), а также в сборнике "Природа сейсмических границ в земной коре" (1971). По мнению многих исследователей (Белоусов, 1971; Борисов, 1967; Жданов, 1966), пологие сейсмические границы в консолидированной земной коре обусловлены процессами метаморфической дифференциации на заключительных стадиях развития геосинклинальных систем. Как отмечает А.А. Борисов (1967), горизонтальная расслоенность земной коры "... определяется поверхностями, которые соответствуют фронтам мигматизации, гранитизации, базальтификации, как правило, связанными со специфическими явлениями глубинного метаморфизма" (стр. 43).

Другие исследователи (Годин, 1962; Резанов, 1962; Вольвовский, 1973), которых меньше, считают сейсмические разделы первичными структурными поверхностями крупных разновозрастных метаморфических комплексов земной коры.

Наконец, разработаны гипотезы, рассматривающие слоистость консолидированной земной коры как совокупность наложенных структурных (тектонических) границ. Наиболее полно представления о тектонической природе субгоризонтальных сейсмических границ были развиты А.В. Пейве (1961, 1967). Как отмечает А.В. Пейве, в земной коре существуют многочисленные тангенциальные (горизонтальные) поверхности скольжения. Поверхность Мохоровичича, а также поверхность Конрада, возможно, также имеют тектоническое структурное значение, как и все другие аналогичные поверхности. При этом "... каждая из них не является сплошной непрерывной поверхностью, а представляет сложную и мощную тектоническую зону, в которой отдельные поверхности скалывания и течения масс могут кулисообразно заходить одна за другую" (Пейве, 1961, стр. 39). Новейшие данные ГСЗ на Кольском полуострове, Урале и на Карпатах (Литвиненко, 1968а; Дружинин и др., 1968; Чекунов, 1970), с нашей точки зрения, подтверждают эти предположения. Следовательно, в подавляющем большинстве существующих гипотез пологие сейсмические границы рассматриваются как наложенные границы, возникшие в ходе тектонического развития крупнейших блоков земной коры.

При попытках объяснения субгоризонтальной слоистости необходимо учитывать новые данные о тектонической напряженности земной коры, также отражающей, как и слоистость, ее современное состояние. При этом, как показано во многих работах (Турчанинов, Марков, 1966; Кропоткин, 1971, 1973), следует иметь в виду преобладающее значение горизонтальной составляющей в современном поле упругих тектонических напряжений. В связи с этим, очень интересны высказывания В.Б. Соллогуба (1970) и А.В. Чекунова (1970) о пологих преломляющих горизонтах в отдельных блоках Украинского щита на небольших глубинах (1–4 км), как возникших при горизонтальном воздействии тектонических напряжений и горизонтальном проскальзывании слоев относительно друг друга.

Таким образом, современные данные о горизонтальных перемещениях верхней части консолидированной коры (глубинные надвиги, шарьяжи), преобладание горизонтальной составляющей в современном поле упругих напряжений как в сеismoактивных, так и асейсмичных областях, приуроченности гипоцентров землетрясений и нижних кромок намагниченных образований к пологим сейсмическим границам и т.д. свидетельствуют о тектонической природе пологих сейсмических границ в консолидированной земной коре.

В последние годы были выяснены некоторые геофизические особенности верхней мантии древних платформ (Саваренский, 1966; Владимиров и др., 1969; Кропоткин и др., 1971), которые позволяют понять их характерную черту — "жесткость", неподатливость по отношению к складчатым движениям смежных систем. Складчатость обычно захватывает лишь окраины древних платформ. По-видимому, вследствие этой "жесткости" древние платформы образуют древние ядра отдельных континентов.

Как выяснено в настоящее время (Поляк, Смирнов, 1966), древние платформы и особенно их щиты характеризуются самым низким значением теплового потока среди всех типов тектонических элементов земной коры. На одинаковой глубине от уровня моря и при том же давлении температура в мантии на глубинах 80–300 км оказывается под ними значительно ниже (например, на 300–800° ниже, чем под океанами на такой же глубине), чем в остальных областях (Смирнов, 1967). К аналогичному выводу приводит изучение глубины залегания слоя пониженных скоростей (так называемого волновода Гутенберга) в пределах древних платформ. Этот слой характеризуется низкой вязкостью ( $10^{20}$  –  $10^{21}$  пуазов) и, по-видимому, некоторым разуплотнением вещества. Скорость продольных волн ( $V_{пр}$ ) в нем уменьшается до 7,9 км/сек по сравнению с 8,2 км/сек у подошвы коры, скорость поперечных волн — до 4,4 км/сек вместо 4,7 км/сек (Гутенберг, 1963). Такому понижению скорости соответствует уменьшение плотности на 0,06–0,08 г/см<sup>3</sup>. Подобное разуплотнение может быть связано с повышенной температурой рассматриваемого слоя. По мнению В.А. Магницкого (1965, 1968; Магницкий, Жарков, 1970), в слоях низких скоростей температура близка к точке плав-

ления. Пластичность слоя пониженных скоростей позволяет отождествить его с астеносферой — слоем, в котором происходят, согласно теории изостазии (Люстих, 1961), компенсационные горизонтальные течения.

Слой пониженных скоростей располагается под материками на глубине 100–200 км, тогда как под Тихим океаном — на глубине 50–60 км, под Атлантическим и Индийским — на глубине 20 км (Магницкий, 1965). В то же время, под древними платформами и особенно под щитами слой пониженных скоростей обнаруживается на гораздо большей глубине. Анализ таких сейсмических волн, которые проходят главным образом под древними платформами, указывает на глубину 200–300 до 600 км или даже вообще не позволяет обнаружить этот слой (Саваренский, 1966). Под Русской плитой слой пониженных скоростей, согласно детальным исследованиям В.И. Кейлиса-Борока, залегает на глубинах не менее 200 км, в пределах Балтийского щита и в областях, прилегающих к нему, астеносфера располагается на глубине значительно более 300 км. В то же время в областях интенсивной неотектонической активизации древних платформ отмечается резкий подъем поверхности астеносферы до 80–90 км в районе Байкала (Крылов и др., 1970б, 1971). По данным Б.А. Владимирова, Ю.А. Зорина, М.М. Одинцова, П.М. Хренова (1969), глубина залегания слоя повышенной электропроводимости, приближенно соответствующего астеносфере, в районе Байкала достигает 35–40 км, а в центральной части Иркутского амфитеатра около 120 км и в Забайкалье 60–70 км. Существование слоя повышенной электропроводимости, несомненно, обусловлено здесь разогревом вещества мантии.

Подобное расположение слоя пониженных скоростей показывает, как отмечает П.Н. Кропоткин (Кропоткин и др., 1971), что изогеотермы, приближающиеся к температуре плавления ультраосновного вещества мантии и лежащие под океанами на глубине 20–60 км, опускаются под древними платформами и особенно их щитами на глубины 200–400 км. Соответственно происходит изменение вязкости верхней мантии, которая быстро уменьшается по мере приближения к температуре плавления. Если под океаном в интервале глубин 50–200 км вязкость составляет  $10^{20}$  —  $10^{21}$  пуазов, то под древними платформами в том же интервале глубин вязкость составляет, по-видимому,  $10^{24}$  —  $10^{25}$  пуазов (Кропоткин и др., 1971). Судя по сейсмическим данным (Саваренский, 1966), пластичный слой пониженных скоростей залегает на платформах еще глубже, имея меньшую толщину и меньшую вязкость (порядка  $10^{22}$  пуазов), или выклинивается совсем. Таким образом, каждая древняя платформа спаяна с лежащей под ней жесткой глыбой мантии 200–300-километровой и более толщины, совместно с которой она участвует в тектонических движениях. По-видимому, можно достаточно определенно считать, что различия тектонических режимов древних платформ и геосинклинальных складчатых систем обусловлены не столько мощностями земной коры, ограниченной поверхностью Мохоровичича, сколько различиями в толщине литосферы, т.е. глубине залегания кровли астеносферы.

## МЕТОДИКИ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ИНТЕРПРЕТАЦИИ МАГНИТНЫХ АНОМАЛИЙ ДРЕВНИХ ПЛАТФОРМ

Важнейшая задача современных геолого-геофизических методов изучения фундамента платформ — комплексная интерпретация данных разнообразных методов разведки.

Обширные данные о строении, вещественном составе и рельефе фундамента платформ получены за последние 10—15 лет в результате комплексной интерпретации данных магнитных и гравиметрических съемок, которыми в настоящее время наиболее полно покрыта площадь Восточно-Европейской, Сибирской и Северо-Американской платформ. Совместно с данными бурения, сейсморазведки и электроразведки, более или менее полно проведенных в их пределах, магнитные и гравитационные данные положены в основу ряда крупных обобщений о строении фундамента этих древних платформ (Фотиади, 1958, 1967; Зандер и др., 1967; Неволин и др., 1968; Гафаров, 1963а, 1970а; Дедеев, 1972а). Важно подчеркнуть, что Восточно-Европейская, Сибирская и частью Северо-Американская платформы в настоящее время наиболее полно и равномерно изучены высокоточными аэромагнитными съемками, материалы которых дают возможность проведения широкой количественной интерпретации и разнообразных трансформаций магнитных полей. В связи с этим в настоящем разделе наибольшее внимание уделено рассмотрению методики геологической интерпретации магнитных аномалий, являющихся как бы каркасом, связывающим разнообразные геолого-геофизические данные.

Наиболее полные разработки по методике геологической интерпретации и детальному анализу региональных магнитных и гравитационных полей выполнены за последние 10—15 лет Э.Э. Фотиади (1958, 1967), А.А. Борисовым (1967), Р.А. Гафаровым (1961, 1963а,б, 1970а), В.А. Дедеевым (1972а), В.А. Зандером и всеми авторами этой работы (1967), Н.В. Неволлиным (1957, 1971а,б), А.А. Николаевским (1968, 1969) и многими другими исследователями.

### ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ О МАГНИТНОМ ПОЛЕ ЗЕМЛИ

Как известно, наблюдаемое геомагнитное поле ( $T$ ) образует геометрическую сумму нескольких полей, имеющих различные причины, т.е.  $T = T_0 + T + T_a + T_e$ , где основной член  $T_0$  — это вектор магнитного поля однородно намагниченной сферы (дипольное поле Земли),  $T$  — недипольное поле материковых (мировых) аномалий,  $T_a$  — поле региональных и локальных аномалий и  $T_e$  — переменное магнитное поле, связанное с внешними причинами, и поле вариаций (Яновский, 1964).

Сумма полей однородного намагничивания (дипольного) и недипольного поля материковых аномалий образует главное магнитное поле Земли (Яновский, 1964).  $T_a$  представляет собой аномальное поле, которое подразделяется на поле региональных аномалий и локальных аномалий. Современные данные о распределении магнитного поля на поверхности Земли позволяют, таким образом, рассматривать

наблюдаемое поле как сумму главного (нормального) поля и аномального поля, связанного с неоднородностями магнитных образований коры и верхней мантии (т.е. кристаллической оболочки Земли), расположенными выше "поверхности Кюри".

Исследования методом частотного анализа по выделению главного поля из наблюденного и определения основных характеристик аномальных полей по профилю вокруг Земли (Aldredge, 1963) и на территории СССР (Симоненко, 1968; Луговенко, 1973; Луговенко, Пушкин, 1971) убедительно показали разрыв в спектре геомагнитного поля. При таком анализе аномальное поле рассматривается как случайная функция по отношению к главному (нормальному) полю Земли. Разрывы в спектре геомагнитного поля над материками и океанами, несомненно, вызваны различием в физической природе главного и аномальных полей. Главное (нормальное) планетарное поле связано, как показывают исследования по магнитогидродинамике (Брагинский, 1967), по всей вероятности, с системой глубинных электрических токов, существующих во внешней, жидкой части земного ядра. Аномальное поле при этом рассматривается как поле вторичного происхождения, обусловленное намагничиванием земной коры и верхней мантии под воздействием главного поля Земли.

Оценка мощности магнитоактивного слоя коры и верхней мантии с помощью автокорреляционной функции дает величину около 60–70 км (Луговенко, 1973). Следовательно, на глубинах от 65 до 2900 км, т.е. до глубины ядра, видимо, не существует никаких магнитных масс. В этой области астеносферы, занимающей около 80% всего объема Земли ("Физика земной коры и верхней мантии", 1966), свободной от магнитных масс и имеющей температуру значительно выше точки Кюри (Магницкий, 1968; Магницкий, Жарков, 1970), не существует условий, которые необходимы для магнитогидродинамического возбуждения магнитного поля. Таким образом, разрыв в спектре геомагнитного поля отделяет поля, вызванные электрическими токами в наружной части ядра, от вариаций, обусловленных присутствием в земной коре и верхах мантии ферромагнитных минералов.

#### ПРИРОДА РЕГИОНАЛЬНЫХ И ЛОКАЛЬНЫХ МАГНИТНЫХ АНОМАЛИЙ ДРЕВНИХ ПЛАТФОРМ

Региональные и локальные магнитные аномалии древних платформ, весьма разнообразные по типам и морфологии, вызываются, как показали многочисленные исследования, в основном неоднородностью строения и состава их докембрийского складчатого фундамента. Изверженные и метаморфические породы, слагающие складчатый фундамент древних платформ, как правило, — высоко намагнитченные образования, достаточно резко различающиеся по своим магнитным свойствам. По сравнению с ними осадочные породы платформенного чехла (за исключением пород трапповой формации) практически немагнитны и не оказывают ощутимого влияния на формирование магнитного поля. В связи с этим карты магнитных аномалий древних платформ дают представление о внутренней структуре и составе фундамента, т.е. отображают его складчатую структуру. Вместе с тем они позволяют судить и о глубине залегания магнитных масс.

В настоящее время хорошо изучены следующие основные факторы, обуславливающие характер аномального геомагнитного поля древних платформ:

- а) неоднородность метаморфических и изверженных пород фундамента по магнитным свойствам;
- б) изменение строения поверхности фундамента (его рельефа), сложенного магнитными породами;
- в) глубинные разломы фундамента, выполненные основными и ультраосновными интрузиями.

Благодаря обширным исследованиям природы магнитных аномалий древних платформ значение каждого из названных факторов, впервые указанных еще в работах А.Д. Архангельского по геологическому исследованию магнитных и гравитационных данных, удалось значительно уточнить и дополнить. Прежде чем рас-



смаатривать влияние каждого из этих факторов, отметим, что в региональных особенностях аномального магнитного поля проявляются, видимо, основные черты глубинного строения и состава крупных участков земной коры — глыб большой мощности (вплоть до верхней мантии), характеризующихся сложным и разноэтажным размещением магнитоактивных масс в вертикальном разрезе (Борисов, Круглякова, 1967; Борисов и др., 1971). Результаты глубинных сейсмических зондирований и аэромагнитных съемок, выполненных в различных областях СССР, показывают, что к наиболее резкому перепаду глубин залегания поверхностей Конрада и Мохоровичича часто приурочены линейные магнитные аномалии; в то же время абсолютное значение глубин пологих сейсмических границ земной коры не связано с величиной аномального магнитного поля.

## НЕОДНОРОДНОСТЬ СТРОЕНИЯ И СОСТАВА ФУНДАМЕНТА

Магнитные аномалии в пределах щитов древних платформ связаны с комплексами, выходящими, как правило, на поверхность. К разнообразным метаморфическим породам (гнейсы, кристаллические сланцы, железистые кварциты, амфиболиты и т.д.) приурочено основное количество аномалий, образующих на щитах региональные зоны, состоящие из чередующихся полос максимумов и минимумов.

Интрузивные массивы разнообразного состава среди метаморфических пород фиксируются аномалиями различного знака и характерной неправильной, часто изометричной формой (Андреев, 1955). Знак и характер магнитных аномалий, вызванных интрузивными массивами, обусловлены обычно разницей магнитных свойств интрузий и вмещающих пород. Характерно, что магнитные аномалии могут быть связаны не только с интенсивно намагниченными железистыми кварцитами, основными и ультраосновными интрузиями, но и с относительно слабомагнитными породами типа гранито-гнейсов, гранитов и кристаллических сланцев значительных мощностей. Расчеты, проведенные К.Б. Бронштейном, а также Рефордом и Самнером (Reford, Sumner, 1964) и другими исследователями, показывают, что массивы этих пород мощностью 2–5 км с магнитной восприимчивостью порядка  $200\text{--}300 \times 10^{-6}$  СГС могут вызывать аномалии интенсивностью до 300–500 гамм.

Широко развитые в составе фундамента древних платформ пластовые интрузии основных пород (габбро-диабазы, базальты и др.) фиксируются линейно вытянутыми аномалиями, часто также рассеянными на больших площадях. Следует отметить, что мнение о связи большинства линейных магнитных аномалий на Русской платформе и других древних платформах с дайками пород основного состава в фундаменте нельзя считать обоснованным. Подавляющая часть подобных аномалий обусловлена, как уже давно было установлено А.Д. Архангельским, а затем подтверждена целым рядом работ (Андреев, 1938, 1955), складчатой структурой магнитных пород фундамента.

Большой интерес и часто значительную сложность при интерпретации магнитных данных представляет геологическая природа отрицательных аномалий. Одна из причин появления обширных магнитных минимумов интенсивностью до 100–200 гамм — условность выбора нормального поля при построении магнитных карт. Поэтому фон аномального поля (или его уровень) может меняться в значительных пределах.

Некоторые полосовые минимумы магнитного поля фиксируют разломы фундамента. Например, отчетливыми минимумами фиксируются разломы гряды Чернышева, некоторые разломы на Тимане, зона Тыркандинского глубинного разлома на Алданском щите, разломы на границах массива озера Верхнего на Канадском щите (Kornic, Mac Laren, 1966). Однако существует целый ряд минимумов, связанных с обратным намагничиванием, например, Ангаро-Илимское месторождение магнетита на Сибирской платформе (Логачев, 1968).

Э.Э. Фотиади (1958) обращает внимание на приуроченность многих отрицательных аномалий к образованиям различных дериватов базальтовой магмы — преиму-

щественно к платформенным трапзовым образованиям верхнего палеозоя и низов мезозоя (Сибирская и Африканская платформы). Анализ значений магнитных свойств, сведенных и опубликованных в различных работах (Озерская, 1955; Дортман и др., 1964; Николаевский, 1968; Дедеев, 1972а; Reford, Sumner, 1964), позволяет в настоящее время дать общую характеристику намагнитченности основных комплексов пород фундамента Восточно-Европейской, Сибирской и Северо-Американской платформ.

## ГЛУБИНА ЗАЛЕГАНИЯ МАГНИТНЫХ ПОРОД ФУНДАМЕНТА

Глубина залегания магнитных пород фундамента обуславливает ширину магнитных аномалий. По характеру магнитного поля можно приближенно оценить глубину залегания магнитных масс. Известно, что глубина залегания верхней кромки массивов магнитных пород, вызывающих аномалию, будет меньше, чем ее ширина (Логачев, 1968).

В настоящее время очень перспективны исследования связи статистических характеристик магнитного поля с глубиной залегания магнитных пород (Клушин, Толстихин, 1963). При неглубоком залегании фундамента для магнитных аномалий характерны незначительная ширина (типа острых "пиков"), а также большие градиенты поля по горизонталю при значительной интенсивности максимумов. В то же время для глубоко погруженного фундамента, наоборот, типичны обширные магнитные аномалии, небольшие по интенсивности и изменению градиента поля. В связи с этим поднятия фундамента платформ обычно характеризуются многочисленными магнитными аномалиями с частыми максимумами и минимумами, которые, как правило, совпадают по местоположению с максимумами силы тяжести. Впадины и прогибы платформ, особенно краевые прогибы, очерчиваемые гравитационными минимумами (Федынский, 1951), отличаются отсутствием резких магнитных аномалий. Эти закономерности свидетельствуют о связи магнитных аномалий в первую очередь с породами фундамента, выходящими на его поверхность. Указанное обстоятельство и обуславливает то важное значение, которое имеет магнитная съемка для изучения строения поверхности фундамента.

В настоящее время разработано много различных способов вычисления глубины залегания магнитных масс (от простых графических методов до приемов со сложными математическими вычислениями). Они рассматриваются в работах Б.А. Андреева (1955), К.П. Соколова (1956), Т.Н. Симоненко (1962, 1967), А.А. Логачева (1968), Р.А. Гафарова (1963а), А.К. Вейнберга (1968) и многих других. Почти все предложенные методы расчетов глубины залегания магнитных масс основаны на предположении о вертикальном или крутом залегании магнитных массивов и о значительной их вертикальной мощности, т.е. подразумевается удаление второго полюса в бесконечность. Эти условия вполне допустимы для интрузивных массивов, крутопадающих комплексов пластов метаморфических пород (кристаллических сланцев, амфиболитов, железорудных кварцитов и т.д.), однако они неприемлемы для пластовых эффузивных тел, мелких даек и силлов. В последнем случае мощность магнитных пород слишком мала, вследствие чего нельзя пренебречь влиянием второго полюса. Для таких случаев методы вычисления глубины залегания менее разработаны.

Ни одна из предложенных методик вычисления глубин не применима к любой изучаемой аномалии. Ошибки в вычислениях, связанные с недоучетом формы тела и направления намагничения, в общем присущи всем методам в большей или меньшей степени. Наиболее важное условие правильного вычисления глубин до магнитных масс — тщательный предварительный анализ графиков и изолиний  $\Delta T_a$  для выделения аномалий, по которым возможны достаточно надежные расчеты.

Как показал уже большой опыт количественной интерпретации магнитных аномалий, оптимальным для определения глубины залегания магнитных масс в настоящее время является основной вариант метода касательных, первоначально

разработанный Ю.Н. Грачевым и В.К. Пятницким (Вейнберг, 1968) и относящийся к группе методов, использующих характерные параметры аномалий. Этот метод в основном и был нами использован для расчетов. Погрешность одиночных определений глубин этим методом, по данным многочисленных сравнений с данными бурения, составляет 20–25%.

Точность вычислений глубин до магнитных масс во многом зависит от правильного учета многочисленных факторов, усложняющих принятые предположения о характере возмущающих тел. Интересные данные в этом отношении были получены Ю.Н. Годиным в 1956 г. в процессе проведения сейсмических исследований в юго-восточной части Восточно-Европейской платформы. Так, по данным глубинного сейсмозондирования было установлено, что причиной значительных погрешностей вычислений по магнитным аномалиям часто бывает несоответствие предположений, принятых за основу интерпретации, некоторым реальным условиям.

Таким образом, степень достоверности количественных расчетов глубины залегания магнитных масс прямо зависит от полноты учета многочисленных геологических и физических факторов, усложняющих принятые предположения при учете влияния на характер магнитного поля глубины залегания фундамента.

### ГЛУБИННЫЕ РАЗЛОМЫ ФУНДАМЕНТА

Анализ проявления зон разломов земной коры в магнитном поле имеет большое теоретическое значение, а также методическое и практическое значение при изучении тектоники складчатых и закрытых платформенных областей.

Материалы аэромагнитных съемок автоматическим аэромагнитометром дают особенно ценные сведения в комплексе региональных геофизических исследований для выделения границ раздела между крупнейшими зонами и блоками фундамента, различающимися по характеру поля и ориентировке аномалий. Именно в ходе интерпретации данных аэромагнитных съемок в комплексе с материалами гравиметрии были впервые выявлены в середине и конце 50-х годов многие крупнейшие разломы фундамента Восточно-Европейской и Сибирской платформ (Печорский, Предтимаанский, Якутский и многие другие).

Разломы земной коры очень по-разному выявляются в магнитном и гравитационных полях. В методическом отношении важно изучение искажений магнитного поля в зонах, где известны и геологически изучены разломы фундамента на щитах, с целью использования выявленных закономерностей для выделения больших скрытых разломов в пределах платформенных плит.

В самом общем случае разломы фундамента, выполненные интрузиями магнитных пород, отмечаются узкими линейными максимумами магнитного поля или "цепочками" мелких максимумов. Один из основных признаков — сочленение магнитных полей разного типа над блоками фундамента, разделенными глубинными разломами. Другими магнитными признаками глубинных разломов, имеющими общее значение, являются изменения простираения аномальных зон, сдвиги осей магнитных аномалий, резкое изменение глубин до намагниченных пород, четкие линейные градиенты изменения магнитного поля, линии нарушения основной структуры магнитного поля и др. Некоторые разломы фундамента платформ отмечаются полосовыми магнитными минимумами. Примеры подобного рода могут быть отмечены для Сибирской платформы (Булина, 1961) и на севере Восточно-Европейской платформы (Гафаров, 1963а). На Канадском щите полосовыми минимумами очень четко фиксируются большие разломы на границе массива озера Верхнего с зонами Черчилл и Гренвилл (Kornic, Mac Laren, 1966). Сопряженность магнитных минимумов с разломами связана, по-видимому, как показали исследования Г.Н. Петровой и Н.И. Юхновец (1953) и Нагаты (Nagata, 1970), с уменьшением магнитной восприимчивости пород в зонах дробления и сжатия.

Большое принципиальное значение имеют наблюдаемые во многих районах Восточно-Европейской, Сибирской и других древних платформ закономерное со-

ответствие простираний и местоположения структур типа валов с ориентировкой и положением магнитных и гравитационных аномалий. Закономерные связи такого рода, вероятно, объясняются тем, что платформенный осадочный чехол дислоцирован в первую очередь там, где фундамент разбит большими разломами на ряд глыб (Фотиади, 1958; Борисов, 1967; Fuller, 1964).

Анализ распределения магнитных (и гравитационных) аномалий позволяет, следовательно, значительно уточнить представление о положении зон разломов на обширных территориях. Однако эти объективные данные часто не учитываются в обобщающих работах, посвященных изучению закономерностей распространения и строения разломов земной коры. Так, например, магнитные и гравиметрические данные не были уточнены в работе И.И. Чебаненко (1963), составившего для территории СССР единую ортогональную сетку разломов северо-западного и северо-восточного простираний, которая вследствие этого стала гипотетической и в значительной мере искажает истинную картину строения земной коры.

В настоящее время очевидна необходимость классификации глубинных разломов по широкому комплексу данных геологии и геофизики. Анализ особенностей проявления зон разломов земной коры в магнитных и гравитационных полях был выполнен в последнее время для территории СССР А.А. Борисовым (1967), Т.Н. Симоненко (1968), а также А.И. Суворовым (1968, 1973), В.А. Дедеевым (1972а, б) и многими другими исследователями.

А.А. Борисов (1967) предлагает по совокупности геофизических и геологических данных следующую обобщающую классификацию глубинных разломов и их поясов:

1) широкие (десяtkи — вплоть до 100–150 км) пояса дробления, проплавления и базальтификации земной коры (эвгеосинклинали, авлакогены) с весьма интенсивными поясами положительных аномалий силы тяжести и полосами и цепочками магнитных аномалий;

2) аналогичные пояса, но характеризующиеся меньшей степенью дробления и проплавления коры и меньшей интенсивностью аномалий физических полей;

3) пояса ступеней, или флексур, консолидированной коры большой амплитуды (5–10 км и более), насыщенные ультраосновными интрузиями и сопровождаемые гравитационными ступенями, а также полосами и цепочками магнитных максимумов;

4) пояса ступеней и флексур консолидированной коры, но без существенного магматизма, отображающиеся гравитационными ступенями;

5) швы, выполненные магматическими телами основного и ультраосновного состава (без вертикальных смещений горизонтов коры), которые фиксируются полосами и цепочками магнитных аномалий и отчасти максимумов силы тяжести;

6) швы, разделяющие блоки с различным внутренним строением и отображающиеся прямолинейными границами и торцовыми сочленениями разнородных, преимущественно магнитных полей.

А.А. Борисов, следовательно, относит к глубинным разломам очень широкий ряд структур дробления земной коры.

Очень характерной для древних платформ, по-видимому, может считаться классификация глубинных разломов, разработанная А.А. Николаевским (1968) на примере восточной части Сибирской платформы на основании анализа гравитационного и магнитного полей с использованием сейсмических и геологических данных. А.А. Николаевский выделяет здесь глубинные разломы трех основных типов: межглыбовые, магмоконтролирующие и торцовые.

Сопоставление магнитного поля с данными ГСЗ в различных районах показывает, что крупные зоны линейных магнитных максимумов, согласных с общим простиранием складчатых систем, часто соответствуют зонам глубинных разломов, проникающих сквозь земную кору вплоть до верхней мантии. Секущие, или "сквозные", разломы земной коры, по Т.Н. Симоненко (1968), могут быть намечены по линии весьма разнообразных нарушений основной структуры магнит-

ного поля. Линии нарушения структуры магнитного поля прослежены Т.Н. Симоненко по всей территории СССР и положены ею в основу выделения многочисленных систем секущих разломов.

Судя по сейсмическим данным, ширина как согласных, так и секущих зон разломов в самых различных районах составляет 10–20 км (Литвиненко, 1963, 1968а; Дружинин и др., 1968). Примерно такая же, как отмечает Т.Н. Симоненко (1967), в исследованных районах и ширина магнитных аномалий (расстояние на кривой  $\Delta T_a$  между точками перегиба). Геофизические методы исследований, следовательно, приобрели в последние годы важную роль в изучении глубинных разломов.

В настоящее время установлено, что глубинные разломы распространены во всех областях Земли и представляют ее важную структурную особенность. Вместе с тем истолкование и обоснование их в целом ряде работ стало слишком неопределенным. Во многих случаях остается неясной морфология и строение выделяемых нарушений. Разломы часто равновелики по своей ширине с крупными тектоническими зонами или совпадают с ними. Как было отмечено А.В. Пейве (1967), глубинными разломами стали объяснять без достаточных оснований и положение магматических полей, и не всегда ясные зоны геофизических аномалий, и плохо изученные стратиграфические и фациальные соотношения комплексов горных пород.

Принимая за основу первоначальные определения А.В. Пейве (1945–1956 гг.), глубинными разломами, по-видимому, следует называть лишь большие, длительно развивающиеся и структурно достаточно четко выраженные дизъюнктивные нарушения, проникающие в земную кору вплоть до верхней мантии. Глубинные разломы имеют, следовательно, характер крупных тектонических швов, ограничивающих крупные структурные элементы земной коры. Они обладают определенными размерами (длина – сотни километров, ширина – от нескольких до десятков километров) и глубиной проникновения до нескольких десятков километров, вероятно, не более 100 км (Суворов, 1968, 1973).

Многие особенности систем глубинных разломов, их пространственное положение, глубина проникновения, их физические параметры устанавливаются (особенно в закрытых районах) с помощью геофизических методов. Отсюда очевидно методическое значение изучения геофизических характеристик глубинных разломов различных тектонических зон Земли. На примере Восточно-Европейской, Сибирской и Северо-Американской платформ, наиболее изученных в геофизическом отношении, могут быть рассмотрены многочисленные типы проявления глубинных разломов в магнитных (гравитационных) полях, вероятно, характерные для древних платформ вообще.

#### ОСНОВНЫЕ ТИПЫ МАГНИТНЫХ АНОМАЛИЙ ДРЕВНИХ ПЛАТФОРМ

Морфологическое исследование магнитных и гравитационных полей непосредственно связано с вопросом классификации аномалий, имеющим далеко не формальное значение и еще не получившим окончательного разрешения.

Региональные и локальные магнитные аномалии характеризуются большим многообразием и различаются между собой по порядку, интенсивности, площади, протяженности, градиентам изменения, форме и др. Интенсивность магнитных аномалий широко варьирует от первых десятков и сотен гамм и многих тысяч гамм. Как правило, преобладают аномалии со значениями до 1000–2000 гамм. Более интенсивные магнитные аномалии отмечаются реже и уже уникальными являются аномалии от нескольких десятков и до сотен тысяч гамм в районе КМА (Жопаев, 1962).

Известно множество классификаций магнитных аномалий по различным принципам (Логачев, 1968; Яновский, 1964). Очень широким распространением, особенно в практике магниторазведочных работ, пользуется подразделение аномалий

на региональные и локальные. Однако определения региональных и локальных аномалий весьма относительны и условны. Так, к региональным аномалиям обычно относятся максимумы, распространяющиеся на площади в тысячи или несколько сот квадратных километров, а к локальным или местным аномалиям — наблюдаемые на меньших площадях.

В общем случае каждую аномалию можно рассматривать одновременно и как региональную (по отношению к более мелким максимумам), и как локальную (по сравнению с более крупными). Однако в практике интерпретации данных магнитных съемок разделение аномалий на региональные и локальные широко используется. Как отмечает А.А. Логачев (1968), такое разделение аномалий вполне приемлемо при анализе сглаженного магнитного поля в масштабе всей Земли или отдельных континентов. При решении же вопросов тектонического районирования или разведочной геофизики правильнее говорить о региональных особенностях магнитного поля, создаваемого совокупностью крупных и мелких аномалий той или иной территории. Очевидно, что терминология структурной и разведочной геофизики должна быть увязана с геологической терминологией. Поэтому региональные аномалии или региональные особенности магнитного поля должны пониматься как совокупность различных изменений магнитного поля, характерных для определенного геологического региона. Рассмотрение природы и выделение типов магнитных аномалий, с этой точки зрения, проведено Б.А. Андреевым (1955) для Балтийского щита и Русской плиты. Им было особо подчеркнуто, что большое количество полосовых магнитных аномалий на Восточно-Европейской платформе связано с разнообразными метаморфическими породами (гнейсами и сланцами), в основном образующими ее фундамент. Магнитные аномалии, связанные с метаморфическими породами, как правило, характеризуются линейно вытянутой полосовидной формой и протягиваются по простиранию на значительные расстояния в десятки и иногда сотни километров.

Н.В. Неволин (1957) выделяет три основных типа магнитных аномалий, также различающихся по вещественному составу обуславливающих их пород: 1) связанные со слабомагнитными метаморфическими породами и кислыми интрузиями; 2) обусловленные интрузиями основного состава; 3) отражающие железорудные образования.

Дальнейшим детальным развитием является классификация локальных магнитных аномалий Восточно-Европейской платформы, предложенная В.Н. Зандером и Н.В. Невוליным (1971) и предусматривающая выделение основных четырех групп. К первой группе относятся аномалии высокой интенсивности (более  $5000 \times 10^6$  ГС), обычно образующие линейные системы и обусловленные комплексами железорудных формаций (криворожская и конско-верховцевская серия Украинского щита, курская серия КМА, магнетито-железистые кварциты Балтийского щита и др.). Во вторую группу выделяются аномалии повышенной интенсивности (от 2500 до 5000 гамм), связанные в основном с магнетитовыми гнейсами архея и нижнего протерозоя (Кейвская и Кандалакшская аномалия Балтийского щита и др.). К третьей группе относятся полосы слабоповышенных и слабопониженных значений  $\Delta T_a$  ( $\pm 100$  гамм), обычно отражающие слабомагнитные комплексы архея (Беломорский массив и др.). Четвертая группа аномалий — изометричные магнитные максимумы разнообразной интенсивности, располагающиеся обычно цепочками того или иного направления и являющиеся часто секущими по отношению к системам аномалий других районов.

В отличие от приведенных выше, существуют классификации магнитных аномалий, основанные на разделении их по порядку (размерам). Так, К.П. Соколов (1956) аномалией I порядка называет такие, которые проявляются непосредственно на фоне нормального магнитного поля Земли. Аномалии II порядка, следовательно, выделяются на фоне аномалий I порядка, аномалии III порядка — на совместном фоне аномалий I и II порядка и т.д.

Ю.Н. Годин (1957) также за основу классификации принимает понятие о порядке аномалий. Однако он включает в определение типов аномалий и генетическую характеристику последних. Так, зоны магнитных аномалий I порядка, по Ю.Н. Го-

дину, характеризующие региональные особенности геомагнитного поля обширных площадей, отображают глубинное строение крупных структур земной коры и обусловлены главным образом структурным и вещественным составом фундамента ("гранитного слоя").

Э.Э. Фотиади (1958) приводит одну из наиболее распространенных и типичных классификаций магнитных и гравитационных аномалий, в общем учитывающую как морфологические особенности, так и интенсивность аномалий. В пределах Восточно-Европейской (Русской) платформы Э.Э. Фотиади выделяет следующие типы магнитных аномалий: линейные, изометричные (неправильной конфигурации), мозаичные, слабоинтенсивные и отрицательные.

Линейные аномалии обычно выделяются наиболее ярко и характеризуются значительными размерами по длине (десятки и первые сотни километров). Они образуют, как правило, целые системы, закономерно построенные и состоящие из ряда параллельно вытянутых полос максимумов и минимумов магнитного поля. Ширина таких зон полосовых аномалий достигает нескольких десятков километров.

Сопоставление геологических и магнитных карт щитов древних платформ показывает, что подобные линейные системы аномалий отображают крупнейшие складчатые зоны различного возраста, а также отдельные крупные структуры типа антиклинориев и синклинориев.

Локальные линейные аномалии, образующие вытянутые цепочки, связаны, как правило, с различными разломами фундамента, выполненными интрузиями основного и ультраосновного состава и т.д. Изометричные аномалии (изомерные, по Э.Э. Фотиади, 1958) отличаются сравнительно значительными площадными размерами и весьма неправильной формой. Эти аномалии развиты в виде крупных изолированных максимумов, образуя, однако, обычно аномальные системы. Интенсивность изометричных аномалий составляет несколько сот гамм и достигает иногда 1000–2000 гамм. Примерами подобных аномалий на Восточно-Европейской платформе являются Ижевский, Голюшурминский, Альметьевский, Чеканский и другие магнитные максимумы.

Мозаичные аномалии характеризуются самой разнообразной формой, сравнительно небольшими размерами и часто значительной интенсивностью до 1000–2000 гамм. Отличительная особенность мозаичных аномалий, впервые отмеченная еще в 1937 г. В.В. Федынским, — их относительно незакономерное расположение и самая разнообразная ориентировка. Однако важно отметить, что часто мозаичные аномалии образуют обширные "массивы", или области, ярко выделяющиеся среди окружающих и опоясывающих их линейных зон.

Слабоаномальные поля отображают зоны развития сланцев, микроклиновых гранитов и других пород, а также обычно соответствуют глубоким впадинам фундамента (Прикаспийская синеклиза, Осинская впадина, Вилуйский прогиб и др.).

Отрицательные аномалии могут соответствовать каждому из названных выше типов, от которых они отличаются лишь по своему знаку.

Классификация магнитных аномалий, предложенная Э.Э. Фотиади (1958), получила широкое распространение. В работах по геологической интерпретации магнитных аномалий Восточно-Европейской и Сибирской платформ (Гафаров, 1963а,б, 1965; Зандер и др., 1967; Николаевский, 1968) выделенные типы аномалий были охарактеризованы более широко, указаны новые разновидности и рассмотрена их природа. В частности, было отмечено, что такие аномалии, как изометричные и слабоаномальные поля, явно не могут считаться равнозначными с региональными полосовыми и мозаичными аномалиями. Два последних типа аномалий, в большинстве случаев образующих крупнейшие по размерам и протяженности зоны и системы, являются, по-видимому, основными (Гафаров, 1963а). Категориями одного с ними порядка могут быть лишь региональные минимумы магнитного поля (Тиманский, Центральнo-Уральский, Осинский и т.д.). Наконец, в качестве четвертого основного типа могут выделяться протяженные системы и "цепочки" максимумов, фиксирующие зоны разломов и границы разновозрастных складчатых комплексов фундамента. Весьма полно такого рода классификация магнитных аномалий была развита А.А. Николаевским (1968) на примере Сибирской



платформы. А.А. Николаевский выделяет здесь два основных типа магнитных аномалий полного вектора геомагнитного поля: зональные и локальные. Зональные аномалии, по А.А. Николаевскому, охватывают обширные площади (несколько десятков тысяч квадратных километров) и характеризуются своим средним уровнем, который изменяется в широких пределах (от 300 до 500 гамм).

Локальные аномалии подразделяются А.А. Николаевским (1968) по их конфигурации и размерам на три типа: линейно-полосовые, изомерные и мозаичные, в общем отвечающие подобным типам аномалий в классификации Э.Э. Фотиади (1958).

А.А. Борисов (1967) использует для классификации магнитных аномалий несколько иные принципы и вместо подразделений аномалий на локальные и региональные в зависимости от их размеров выделяет отдельные (обособленные) аномалии и их системы.

Размеры обособленных аномалий, среди которых А.А. Борисовым различаются линейные, изометрические и неправильные (сложные), составляют от единиц до нескольких сотен километров в длину и от единиц до десятков километров в ширину. Обособленные аномалии, как правило, группируются в линейные или мозаичные системы и значительно реже являются изолированными. Протяженность линейных поясов, как указывает А.А. Борисов, составляет от нескольких сотен до 1000–2000 км и более.

Мозаичные системы слагаются в основном изометрическими и неправильными по форме аномалиями, имеющими весьма различную ориентировку. Размеры этих систем в поперечнике достигают нескольких сотен километров. Обычно мозаичные системы и области аномалий опоясываются и обрамляются линейными системами, что позволяет проводить достаточно объективное районирование полей. А.А. Борисов (1967) особо выделяет обширные области отрицательных значений регионального фона, которые соответствуют самым разнообразным крупнейшим тектоническим элементам земной коры (Тиман, Прибайкалье, Прикаспийская синеклиза, Нижнее Поволжье).

Обращают на себя внимание размеры этих обширных по площади отрицательных региональных аномалий. А.А. Борисов (1967) считает, что они представляют собой особый класс (по порядку или размеру) в общем спектре аномалий и магнитного поля Земли. Как подчеркивает А.А. Борисов (1967), в противоположность крупнейшим аномалиям типа Касской, КМА и других, непосредственно связанных с определенными тектоническими комплексами верхней части гранитного слоя, рассматриваемые региональные магнитные минимумы отображают, видимо, общие специфические особенности состава и структуры земной коры (ее гранитизация и магматизация), а возможно, и верхов верхней мантии. По-видимому, во многих случаях подобные региональные минимумы магнитного поля в значительной степени замаскированы значительно более четкими интенсивными аномалиями высоких порядков, вызванными магнитными массами в гранитном и осадочном слоях. Вероятными их аналогами, видимо, являются зоны региональных максимумов, которые выделяются при пересчетах магнитных полей на разные уровни в верхнее полупространство (Винц, Почтарев, 1966; Борисов, Круглякова, 1967). В частности, Б.Д. Винц и В.И. Почтарев (1966) под крупными региональными аномалиями понимают такие, размеры которых превышают 200 км в поперечнике и которые получаются как разность двух нормальных полей — поля, построенного путем пересчета на высоту 50 км, и поля, вычисленного путем пересчета на высоту 500 км, с последующим пересчетом их на исходную поверхность. Природа рассматриваемых региональных магнитных максимумов связывается ими с магнитными неоднородностями земной коры и верхов верхней мантии. Как подчеркивает Б.А. Андреев (1968), вычисление и геологическое истолкование региональных магнитных аномалий представляет собой новый путь геолого-геофизических исследований, который существенно расширяет возможности комплексных региональных геолого-геофизических исследований.

Как показали исследования Б.А. Андреева (1968), в пределах Сибирской платформы зоны интенсивных региональных магнитных аномалий приурочены к бло-

кам древнего (катархейского) фундамента (Алданский щит и др.), а промежуточные зоны слабоаномального поля  $\Delta T_a$  связаны с межблоковыми зонами более молодых складчатых систем (байкалиды и т.д.) и глубоких прогибов типа авлакогенов.

Приведенный анализ некоторых основных классификаций магнитных аномалий (применимых в общем и для гравитационных аномалий) показывает необходимость дальнейших исследований по систематизации и углубленной интерпретации различных типов магнитных и гравитационных полей в зависимости от возраста и характера складчатых структур докембрия для изучения внутреннего строения фундамента древних платформ.

### СТРУКТУРНО-МОРФОЛОГИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ПОЛЕЙ

Карты магнитного и гравитационного полей, как уже хорошо установлено, отражают наиболее важные особенности обширных областей земной коры. На них наглядно вырисовываются контуры, простираение и взаимоотношение тектонических структур самого различного масштаба. Поэтому необходимым этапом любого тектонического анализа данных региональных геофизических исследований является структурно-морфологический анализ магнитного и гравитационного полей, который предполагает установление формы, размеров, условий залегания и вещественного состава комплексов фундамента.

Многочисленные примеры из практики геологической интерпретации магнитных и гравитационных съемок подтверждают возможность установления по аномалиям простираения и контуров тектонических структур. Карты графиков и изолиний магнитного поля, составленные по данным аэромагнитной съемки, особенно важны при решении этих вопросов, так как они представляют результаты исследований по равномерной сети маршрутов и непрерывным автоматическим измерениям поля по каждому маршруту.

Во многих случаях разделение отдельных аномалий, в том числе различающихся по форме, простираению и другим признакам, сильно затрудняется их интерференцией (сложением), вследствие чего они формально объединяются общими изолиниями, особенно по их периферии. Поэтому различие аномалий ярче выступает на картах, составленных по данным детальных съемок, и иногда исчезает на мелкомасштабных картах.

Корреляция мелких деталей магнитного поля на большие расстояния часто превращается в важнейший фактор тектонического районирования. Это обстоятельство обуславливает необходимость обязательного использования при структурно-морфологическом анализе магнитных полей карт графиков  $\Delta T_a$  наряду с картами изолиний (см. рис. 7).

Данные магнитных съемок могут быть использованы еще более полно, и возможности этого метода возрастают при трансформации карт графиков  $\Delta T_a$  в карты магнитных пород, охарактеризованных интенсивностью их намагниченности. Исследования по трансформации магнитных карт такого рода широко используются в настоящее время (Булина, 1961; Гафаров, 1963а; Зандер и др., 1967). Возможность подобных трансформаций магнитных полей была впервые указана в 1955 г. А.А. Логачевым, который разработал методику установления контуров намагниченных тел и дал ей математическое обоснование. Как было отмечено А.А. Логачевым, боковые границы тел с удовлетворительной точностью определяются по местоположению точек перегиба кривых  $\Delta Z$  (или  $\Delta T$ ), если расстояние между точками перегиба при положении маршрутов вкост простираения магнитных аномалий больше  $1,2h$ , где  $h$  — глубина верхней кромки магнитных пород. В пределах Русской плиты и других древних платформ расстояние между точками перегиба, как правило, превосходит величину  $1,2h$ . Следовательно, контуры намагниченных комплексов (типа пластов и даек) в большинстве случаев здесь могут быть определены по точкам перегиба.

Определение глубины залегания магнитовозмущающих пород, их формы и угла падения создает возможность для вычисления интенсивности намагничения ( $I$ ) и тем самым возможность использования ее для характеристики вещественного состава горных пород. Вычисление интенсивности намагничения производилось нами, как и многими другими исследователями, по методике, предложенной В.К. Пятницким (Вейнберг, 1968), одновременно с определением глубин способом касательных. Для древних платформ характерны аномалии, связанные с вытянутыми телами крутого падения и большого распространения на глубину. Для подобных аномалий при вычислении интенсивности намагничения оказывается возможным, как показали В.Н. Зандер и др. (1967), широко использовать формулу

$$I = \frac{T_{\max}}{4 \arctg \frac{b}{h}}, \text{ где } b - \text{полумощность пласта, } h - \text{глубина залегания и}$$

$T_{\max}$  — напряженность аномалии. Так как  $I = \chi Z_0$ , где  $Z_0$  — нормальная составляющая геомагнитного поля, то, принимая ее значение для Европейской части СССР равным 0,5 Ое, получим, что  $\chi$  определяется как удвоенная интенсивность намагничения. Характеристика пород по интенсивности их намагничения позволяет делать более или менее обоснованные предположения о типе породы.

Как известно, исследования магнитных свойств пород фундамента ведутся на основании изучения образцов пород с поверхности на щитах и керна скважин, вскрывших фундамент в пределах плит. Однако значительная часть этих скважин (как и образцов с поверхности) обычно выходит из коры выветривания фундамента. Вследствие этого выводы, часто получаемые при изучении пород керна о малой дифференциации магнитных свойств пород фундамента и слабой интенсивности их намагничения, явно необоснованы. Это обстоятельство важно подчеркнуть, так как оно имеет принципиальное значение при выборе методики изучения структуры фундамента по данным магнитной съемки.

Разделение горных пород по интенсивности их намагничения лишь на очень крупные категории, обычно характеризующиеся качественными показателями — очень магнитные, слабо магнитные и практически немагнитные, — в большинстве случаев оказывается недостаточным. Однако при учете всех геологических и геофизических сведений по изучаемому району данные магнитометрии позволяют делать выводы о вещественном составе пород фундамента более конкретно.

Вычисленная магнитная восприимчивость и интенсивность намагничения могут заметно отличаться от определенных непосредственно по образцам пород. Но данные вычислений, очевидно, более представительны, чем значения, определенные прямыми измерениями на образцах, так как характеризуют осредненные эффекты больших объемов пород.

Вычисление интенсивности намагничения пород, определяемой в виде средней величины для того или иного массива в целом, открывает широкие возможности для составления карт магнитных пород и суждения о вещественном составе фундамента. Карты магнитных пород, таким образом, могут быть использованы для оконтуривания и прослеживания комплексов и структур более или менее однородного состава, слагающих протяженные складчатые зоны и массивы фундамента. Одна из первых попыток использования вычисленных значений интенсивности для характеристики вещественного состава пород фундамента и составления карты магнитных пород была предпринята нами в 1955–1960 гг. при обработке и интерпретации данных аэромагнитной съемки, проведенной под руководством и участии автора в северной части Восточно-Европейской платформы (Гафаров, 1961, 1963а).

Весьма подробно методика построения карт магнитных пород была разработана в последнее время В.Н. Зандером, Ю.И. Томашунас, Л.Н. Берковским, Л.В. Суворовой, В.А. Дедеевым, К.О. Кратцем (1967) на примере изучения геологического строения фундамента Русской плиты, а также Л.В. Булиной (1961) и некоторыми другими исследователями (Краснов, 1964; Бондаренко, 1968).

Построение карт магнитных пород расширяет возможности структурного анализа возрастных соотношений намагниченных комплексов фундамента. Определение относительного возраста магнитовозмущающих масс осуществляется прежде всего по характеру взаимоотношения аномальных зон. Очевидно, в случае пересечения аномальных зон по возрасту более молодыми будут те магнитные массы, аномалии над которыми прослеживаются без существенного перерыва в районе пересечения и, наоборот, более древними являются те образования, которые фиксируются в магнитном поле прерывающимися аномалиями. Однако чаще отмечается огибание какой-либо области (древних массивов и др.) ярко выраженными линейными и дугообразными аномалиями и их зонами. При этом области однородного магнитного поля, огибающиеся и опоясывающиеся полосовыми системами аномалий, очевидно, более древние по сравнению с последними.

Структурно-морфологический анализ магнитного и гравитационного полей и их геологическая интерпретация, следовательно, заключаются в детальном прослеживании простираний аномалий и корреляции их зон от шитов или выступов фундамента, где известны ориентировка и морфология складчатых докембрийских структур по геологическим данным, к погруженным областям фундамента, в пределы платформенных плит, и прослеживании границ линейных систем аномалий с мозаичными зонами, или стыков линейных систем между собой. При этом региональные полосы стыков полей различного типа рассматриваются как границы разновозрастных складчатых комплексов фундамента.

#### РАСПРЕДЕЛЕНИЕ МАГНИТНЫХ МАСС В РАЗРЕЗЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Данные аэромагнитной съемки широко используются для определения глубин до верхних кромок магнитных масс фундамента платформ. При этом принимается важное допущение о том, что магнитные тела, как правило, выходят на поверхность фундамента. Как известно, значения глубин, вычисленные по данным аэромагнитной съемки, были положены в основу построения карт поверхности фундамента обширных территорий платформ (Фотиади, 1958, 1961; Симоненко, 1962; Зандер и др., 1967; Гафаров, 1959, 1961, 1963а; Николаевский, 1968; Кузнецов, 1967).

Во многих районах (Европейская часть СССР, Западно-Сибирская низменность, западная часть Средней Азии, Сибирская платформа и др.) массовые вычисления глубин залегания верхних кромок магнитных масс позволяют достаточно уверенно разделить источники аномалий, приуроченных к различным горизонтам земной коры (складчатого фундамента). Средняя погрешность подобных вычислений глубин составляет около  $\pm 15-20\%$ . При этом анализ данных аэромагнитных съемок показывает, что минимальные вычисленные глубины соответствуют, как правило, верхним кромкам магнитных масс, выходящим на поверхность складчатого фундамента платформ. Глубины же, определенные по широким аномалиям с большим поперечником, приурочены к другим горизонтам, расположенным внутри фундамента. Так, Э.Э. Фотиади (1961) наметил в фундаменте Западно-Сибирской плиты поверхность, расположенную примерно в 3 км ниже кровли палеозойского фундамента. Приуроченность магнитных масс к различным этажам фундамента была отмечена нами в 1955–1956 гг. для зоны Граханско-Елабужского вала, Припечорской зоны, Предтиманья и др. Для Туранской плиты было также выявлено, что значительная часть магматических образований залегает на несколько километров ниже поверхности фундамента (Борисов, 1967).

В работах Э.Э. Фотиади (1967), Г.Ф. Кузнецова (1967), Г.Г. Ремпеля, В.К. Пятницкого (1967) и других по Сибирской платформе устанавливается существование нескольких горизонтов сгущения магнитовозмущающих объектов, расположенных на различных уровнях в вертикальном разрезе фундамента. Основные из них – поверхности на глубинах 3–5–6 км и 6–12 км и более (Фотиади, 1967). В работах названных авторов впервые формулируются выводы об участии в строении фундамента западной части Сибирской платформы (Тунгус-

ской синеклизы) нескольких разновозрастных складчатых комплексов, занимающих различное гипсометрическое положение. Несколько горизонтов магнитных масс в фундаменте восточной части Сибирской платформы было отмечено также Л.В. Булиной (1961), А.А. Николаевским (1968) и др. Наконец, для обширной области Канадского щита в провинции Онтарио также выявлены магнитовозмущающие тела, верхние кромки которых расположены на глубинах от 5 до 8 км под поверхностью выходов складчатого докембрия. Глубины залегания магнитных масс определялись здесь по аномальному магнитному полю, из которого предварительно было исключено влияние приповерхностных источников с длиной волны аномалий менее 24 км (Bhattacharyya, Morley, 1965).

В расположении магнитных масс в вертикальном разрезе земной коры, следовательно, отмечаются очень важные закономерности, выражающиеся в размещении верхних кромок магнитных масс на самых различных глубинах, от дневной поверхности на щитах и до 10–15 км и более на плитах.

Нижние кромки магнитных масс, по широко распространенным представлениям (Симоненко, 1962), редко располагаются на континентах ниже 15–25 км. Следовательно, в большинстве случаев их нижние кромки размещаются внутри или близ подошвы "гранитного" слоя земной коры. Как было отмечено Т.Н. Симоненко (1962, 1968), по результатам вычисления глубин нижних кромок можно приблизительно оценить глубину залегания подошвы гранитного слоя (поверхности базальта). Таким образом, отмечается сравнительно устойчивое по глубинам нижние кромки размещение магнитных масс в земной коре, которое в общем подтверждается все более обширным материалом (Булина, 1970). Ориентировочная оценка глубин нижних кромок намагниченных масс в южной части Сибирской платформы была проведена Л.В. Булиной (1970) при помощи разработанного ею способа, основанного на существовании зависимости между положением минимумов аномальной кривой магнитного поля и вертикальными размерами возмущающих тел. Глубина нижних кромок изменяется здесь в пределах от 14 до 20 км. В то же время в районе Иркутска глубина залегания поверхности "базальтового" слоя, определенная по сейсмологическим наблюдениям, составляет около 17 км.

Многочисленные вычисления глубин нижних кромок магнитных масс по территории юго-востока Волго-Уральской области, Прикаспийской синеклизы и смежной части Туранской плиты были проведены по формуле Л.В. Булиной (1961), А.Д. Новарчук, М.Н. Трушеловой и О.Н. Соловьевой (Борисов, 1967). Здесь выделяются три основных глубинных горизонта концентрации нижних кромок магнитных масс. Первый устанавливается на глубине 20 км (13–25 км) в районах мозаичного поля Волго-Уральской провинции, 20–36 км в пределах Южно-Эмбенского максимума, 15–20 км в Центрально-Устюртском максимуме, второй — около 40 км (Прикаспийская синеклиза — 30–45 км, Центрально-Устюртская полоса максимумов — 40–50 км и т.д.), третий — около 40–60 км (Северо-Каспийский максимум — 40–60 км, Южно-Эмбенский максимум — до 60 км и др.).

На основании данных расчетов А.А. Борисов (1967) отмечает, что максимальные глубины нижних кромок (свыше 40 км) соответствуют интенсивным полюсовым магнитным аномалиям (Токаревской, Южно-Эмбенской, Центрально-Устюртской и др.), которые фиксируют зоны глубинных разломов фундамента. В областях мозаичных магнитных полей нижние кромки обычно расположены на значительно меньших глубинах и в общем группируются около уровней 20 и 40 км. По данным приведенных выше расчетов в пределах Волго-Уральской области нижние кромки магнитных масс располагаются в осадочном и гранитном слоях, у поверхностей базальтового слоя и верхней мантии.

Следует отметить, что значения глубин нижних кромок магнитных масс более 25–26 км отмечаются сравнительно редко, спорадически и лишь вдоль определенных зон типа глубинных разломов. По-видимому, магнитные аномалии связаны в подобных случаях с размещением в недрах в целом практически немагнитных базальтового слоя и верхней мантии отдельных различных по размерам масс, характеризующихся повышенными магнитными свойствами. Принимая во внимание, что, вероятно, с глубины около 60 км температура в недрах земной коры превы-

Построение карт магнитных пород расширяет возможности структурного анализа возрастных соотношений намагниченных комплексов фундамента. Определение относительного возраста магнитовозмущающих масс осуществляется прежде всего по характеру взаимоотношения аномальных зон. Очевидно, в случае пересечения аномальных зон по возрасту более молодыми будут те магнитные массы, аномалии над которыми прослеживаются без существенного перерыва в районе пересечения и, наоборот, более древними являются те образования, которые фиксируются в магнитном поле прерывающимися аномалиями. Однако чаще отмечается огибание какой-либо области (древних массивов и др.) ярко выраженными линейными и дугообразными аномалиями и их зонами. При этом области однородного магнитного поля, огибающиеся и опоясывающиеся полосовыми системами аномалий, очевидно, более древние по сравнению с последними.

Структурно-морфологический анализ магнитного и гравитационного полей и их геологическая интерпретация, следовательно, заключаются в детальном прослеживании простираций аномалий и корреляции их зон от шитов или выступов фундамента, где известны ориентировка и морфология складчатых докембрийских структур по геологическим данным, к погруженным областям фундамента, в пределы платформенных плит, и прослеживании границ линейных систем аномалий с мозаичными зонами, или стыков линейных систем между собой. При этом региональные полосы стыков полей различного типа рассматриваются как границы разновозрастных складчатых комплексов фундамента.

#### РАСПРЕДЕЛЕНИЕ МАГНИТНЫХ МАСС В РАЗРЕЗЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Данные аэромагнитной съемки широко используются для определения глубин до верхних кромок магнитных масс фундамента платформ. При этом принимается важное допущение о том, что магнитные тела, как правило, выходят на поверхность фундамента. Как известно, значения глубин, вычисленные по данным аэромагнитной съемки, были положены в основу построения карт поверхности фундамента обширных территорий платформ (Фотиади, 1958, 1961; Симоненко, 1962; Зандер и др., 1967; Гафаров, 1959, 1961, 1963а; Николаевский, 1968; Кузнецов, 1967).

Во многих районах (Европейская часть СССР, Западно-Сибирская низменность, западная часть Средней Азии, Сибирская платформа и др.) массовые вычисления глубин залегания верхних кромок магнитных масс позволяют достаточно уверенно разделить источники аномалий, приуроченных к различным горизонтам земной коры (складчатого фундамента). Средняя погрешность подобных вычислений глубин составляет около  $\pm 15-20\%$ . При этом анализ данных аэромагнитных съемок показывает, что минимальные вычисленные глубины соответствуют, как правило, верхним кромкам магнитных масс, выходящим на поверхность складчатого фундамента платформ. Глубины же, определенные по широким аномалиям с большим поперечником, приурочены к другим горизонтам, расположенным внутри фундамента. Так, Э.Э. Фотиади (1961) наметил в фундаменте Западно-Сибирской плиты поверхность, расположенную примерно в 3 км ниже кровли палеозойского фундамента. Приуроченность магнитных масс к различным этажам фундамента была отмечена нами в 1955–1956 гг. для зоны Граханско-Елабужского вала, Припечорской зоны, Предтима́нья и др. Для Туранской плиты было также выявлено, что значительная часть магматических образований залегает на несколько километров ниже поверхности фундамента (Борисов, 1967).

В работах Э.Э. Фотиади (1967), Г.Ф. Кузнецова (1967), Г.Г. Ремпеля, В.К. Пятницкого (1967) и других по Сибирской платформе устанавливается существование нескольких горизонтов сгущения магнитовозмущающих объектов, расположенных на различных уровнях в вертикальном разрезе фундамента. Основные из них – поверхности на глубинах 3–5–6 км и 6–12 км и более (Фотиади, 1967). В работах названных авторов впервые формулируются выводы об участии в строении фундамента западной части Сибирской платформы (Тунгус-

ской синеклизы) нескольких разновозрастных складчатых комплексов, занимающих различное гипсометрическое положение. Несколько горизонтов магнитных масс в фундаменте восточной части Сибирской платформы было отмечено также Л.В. Булиной (1961), А.А. Николаевским (1968) и др. Наконец, для обширной области Канадского щита в провинции Онтарио также выявлены магнитовозмущающие тела, верхние кромки которых расположены на глубинах от 5 до 8 км под поверхностью выходов складчатого докембрия. Глубины залегания магнитных масс определялись здесь по аномальному магнитному полю, из которого предварительно было исключено влияние приповерхностных источников с длиной волны аномалий менее 24 км (Bhattacharyya, Morley, 1965).

В расположении магнитных масс в вертикальном разрезе земной коры, следовательно, отмечаются очень важные закономерности, выражающиеся в размещении верхних кромок магнитных масс на самых различных глубинах, от дневной поверхности на щитах и до 10–15 км и более на плитах.

Нижние кромки магнитных масс, по широко распространенным представлениям (Симоненко, 1962), редко располагаются на континентах ниже 15–25 км. Следовательно, в большинстве случаев их нижние кромки размещаются внутри или близ подошвы "гранитного" слоя земной коры. Как было отмечено Т.Н. Симоненко (1962, 1968), по результатам вычисления глубин нижних кромок можно приблизительно оценить глубину залегания подошвы гранитного слоя (поверхности базальта). Таким образом, отмечается сравнительно устойчивое по глубинам нижней кромок размещение магнитных масс в земной коре, которое в общем подтверждается все более обширным материалом (Булина, 1970). Ориентировочная оценка глубин нижних кромок намагниченных масс в южной части Сибирской платформы была проведена Л.В. Булиной (1970) при помощи разработанного ею способа, основанного на существовании зависимости между положением минимумов аномальной кривой магнитного поля и вертикальными размерами возмущающих тел. Глубина нижних кромок изменяется здесь в пределах от 14 до 20 км. В то же время в районе Иркутска глубина залегания поверхности "базальтового" слоя, определенная по сейсмологическим наблюдениям, составляет около 17 км.

Многочисленные вычисления глубин нижних кромок магнитных масс по территории юго-востока Волго-Уральской области, Прикаспийской синеклизы и смежной части Туранской плиты были проведены по формуле Л.В. Булиной (1961), А.Д. Новарчук, М.Н. Трушеловой и О.Н. Соловьевой (Борисов, 1967). Здесь выделяются три основных глубинных горизонта концентрации нижних кромок магнитных масс. Первый устанавливается на глубине 20 км (13–25 км) в районах мозаичного поля Волго-Уральской провинции, 20–36 км в пределах Южно-Эмбенского максимума, 15–20 км в Центрально-Устюртском максимуме, второй — около 40 км (Прикаспийская синеклиза — 30–45 км, Центрально-Устюртская полоса максимумов — 40–50 км и т.д.), третий — около 40–60 км (Северо-Каспийский максимум — 40–60 км, Южно-Эмбенский максимум — до 60 км и др.).

На основании данных расчетов А.А. Борисов (1967) отмечает, что максимальные глубины нижних кромок (свыше 40 км) соответствуют интенсивным полюсовым магнитным аномалиям (Токаревской, Южно-Эмбенской, Центрально-Устюртской и др.), которые фиксируют зоны глубинных разломов фундамента. В областях мозаичных магнитных полей нижние кромки обычно расположены на значительно меньших глубинах и в общем группируются около уровней 20 и 40 км. По данным приведенных выше расчетов в пределах Волго-Уральской области нижние кромки магнитных масс располагаются в осадочном и гранитном слоях, у поверхностей базальтового слоя и верхней мантии.

Следует отметить, что значения глубин нижних кромок магнитных масс более 25–26 км отмечаются сравнительно редко, спорадически и лишь вдоль определенных зон типа глубинных разломов. По-видимому, магнитные аномалии связаны в подобных случаях с размещением в недрах в целом практически немагнитных базальтового слоя и верхней мантии отдельных различных по размерам масс, характеризующихся повышенными магнитными свойствами. Принимая во внимание, что, вероятно, с глубины около 60 км температура в недрах земной коры превы-



шает 600°C, т.е. температуру точки Кюри, можно полагать, как отмечают А.А. Борисов и Г.И. Круглякова (1967), что факторы, вызывающие аномалии на таких глубинах, связаны уже не с массами различного петрохимического состава, а с источниками другого рода, возможно, с электрическими токами.

Магнитные массы в пределах платформ и складчатых зон материков, размещаясь, следовательно, во всей толще коры и, возможно, в верхах мантии, все же преимущественно сосредоточены в верхних горизонтах земной коры и в основном в гранитном и отчасти в осадочном слоях. Как отмечает Л.В. Булина (1970), мощность верхнего магнитоактивного слоя, заключающего большую часть масс, которые обуславливают аномалии магнитного поля, составляет около 12–26 км. Это обстоятельство имеет важное значение при геологической интерпретации данных магнитных съемок. Сосредоточение преобладающей части магнитовозмущающих масс в гранитном слое, т.е. складчатом фундаменте древних платформ, обуславливает то обстоятельство, что магнитные аномалии очень ярко отображают в первую очередь его структуру и вещественный состав.

Все более широкое использование данных аэромагнитных съемок в комплексе с другими геолого-геофизическими данными для изучения внутреннего строения фундамента древних платформ вызвало развитие методики и потребовало учета весьма разнообразных факторов при геологической интерпретации магнитных данных и, в частности, явлений платформенного магматизма (Сибирская платформа и др.), возможности переработки фундамента в платформенную стадию развития и т.д.

Анализ влияния на магнитное поле даже наиболее мощных эффузивных образований в пределах Русской плиты показывает, что горизонтально залегающие толщи эффузивов не вызывают сколько-нибудь ощутимых магнитных аномалий (Зандер и др., 1967). В то же время вертикальные, столбообразные и дайкообразные тела большого распространения на глубину в зонах разломов, по которым внедрялись эффузивы, могут исказить на локальных участках поле магнитных аномалий, вызванных породами фундамента.

Если в пределах Русской плиты Восточно-Европейской платформы, а также Северо-Американской платформы эффузивные образования в составе осадочного чехла пользуются в целом незначительным развитием, то наиболее яркая черта строения Сибирской платформы — широкое распространение траппов, сильно осложняющих изучение фундамента по магнитным данным. Особенно широко траппы развиты в западной половине Сибирской платформы, где над ними зафиксировано чрезвычайно своеобразное, резко варьирующее магнитное поле, нигде более не развитое на территории СССР. Л.В. Булина (1961) выделяет среди аномалий над траппами западной и центральной частей Сибирской платформы ряд типов полей, изменяющихся от слабо варьирующего магнитного поля (интенсивностью менее 300 гамм на высоте 100–150 м) до участков и областей сильно возмущенного магнитного поля с интенсивностью более 1500 гамм.

Для построения карт тектоники фундамента Сибирской платформы предварительно выявляется, а затем исключается влияние трапповых покровов. Эта методика еще не может считаться достаточно обоснованной. Широкие исследования такого рода проведены на Сибирской платформе Э.Э. Фотиади (1961, 1967), Г.И. Каратаевым (1961), Г.Ф. Кузнецовым (1967), Г.Г. Ремпелем, В.К. Пятницким (1967) и другими исследователями. Задача по исключению магнитного поля трапповых покровов решается здесь путем пересчета поля в верхнее полупространство на ряд уровней. Таким образом, вычитаются все магнитные аномалии, отражающие влияние намагниченных масс, залегающих выше поверхности фундамента, глубина которой предварительно определена расчетами. Трансформированное магнитное поле, представленное широкими глубинными аномалиями, позволяет судить о неоднородности строения фундамента; интерпретация его лежит в основе целого ряда тектонических схем Сибирской платформы (Фотиади, 1967).

Следует отметить, что аномалии, вызванные комплексами пород, залегающими на разных этажах, нетрудно разделить (путем пересчетов в верхнее полупространство и т.д.) в случае различия в глубине их залегания, как, например, на Сибирской платформе. Но как только глубины залегания пород разных горизонтов

сближаются (породы фундамента Русской плиты и эффузивы рифея и девона в осадочном чехле и т.д.), разделение их становится или очень трудным, или невозможным.

Анализ распределения магнитоактивных масс в вертикальном разрезе различных областей земной коры является в настоящее время одной из важнейших задач геологической интерпретации магнитных данных. Таким путем значительно расширяются разведочные возможности магнитометрии в общем комплексе геофизических методов исследования глубинных зон земной коры. Размещаясь во всей толще коры и, возможно, в верхах мантии, магнитные массы отображают, следовательно, суммарную картину и структурные соотношения многих тектонических этажей и комплексов. Особенно перспективно изучение глубинных разломов, которые в первую очередь характеризуются разноэтажным размещением магнитных масс. Следует отметить также большое значение анализа распределения магнитных масс и особенно их нижних кромок в вертикальном разрезе земной коры для выявления пологолежащих тектонических границ, чешуй и блоков. В связи с этим очень интересно сопоставление данных о распределении на глубине намагниченных тел с материалами глубинного сейсмического зондирования по профилям в Волго-Уральской области (Годин, 1962; Померанцева, 1961), через Урал (Дружинин и др., 1968), через Западную Сибирь по р. Оби, по южной части Сибирской платформы (Крылов и др., 1967). В результате сопоставлений обнаруживается, что нижние кромки намагниченных тел, как правило, приурочены к резким сейсмическим границам раздела в консолидированной земной коре. Чаще всего они располагаются вблизи поверхности Конрада, иногда около поверхности Мохоровичича, в некоторых случаях соответствуют другим сейсмическим границам. При этом глубины порядка 5–10 км обычно соответствуют сейсмическим горизонтам внутри "гранитного" слоя с граничными скоростями около 6 км/сек. Большинство глубин нижних кромок магнитных масс порядка 15–20 км в общем приурочено к горизонту со скоростями 6,5–7 км/сек, который принимается обычно за границу Конрада. Значения глубин 30–40 км располагаются вблизи поверхности Мохоровичича с граничной скоростью 7,9–8,5 км/сек (Булина, 1970).

Можно предполагать существование общих причин, которые привели к возникновению внутри консолидированной земной коры как пологих сейсмических границ, так и к резкому уменьшению на тех же уровнях намагниченности горных пород. Подобные примеры близкого соответствия глубин залегания нижних кромок и пологих сейсмических границ рассматриваются А.А. Борисовым (1967), Л.В. Булиной (1970), Н.К. Булиным (1970), С.В. Крыловым (1970) и др. Как отмечает Л.В. Булина (1970), температурный режим в интервале глубин до 20–30 км вряд ли оказывает влияние на характер распределения нижних кромок намагниченных масс. Резкое уменьшение намагниченности пород на определенных интервалах земной коры, обуславливающее появление так называемых нижних кромок, может быть связано, как показали лабораторные исследования магнитных свойств пород, с распределением напряжений (Грабовский, Пархоменко, 1963; Беленицкая, Тюренов, 1968), и не с возрастанием температур выше точки Кюри, а с напряженно-деформированным состоянием горных пород. Подобное предположение тем более вероятно по современным данным о тектонической природе субгоризонтальных сейсмических границ и большой роли горизонтальных движений в формировании структур консолидированной земной коры (Пейве, 1961, 1967; Кропоткин, 1967; Булин, 1970).

#### О КОМПЛЕКСНОМ ГЕОЛОГИЧЕСКОМ ИСТОЛКОВАНИИ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ДАННЫХ

При геологической интерпретации геофизических данных, как правило, наиболее широкие и разнообразные сведения о составе и строении фундамента могут быть получены на основании комплексного истолкования наблюдаемых магнитных и гравитационных полей.

Гравитационное и магнитное поля обусловлены различными физическими свойствами горных пород земной коры и вследствие этого дают две различные картины ее строения. Известно, что оба метода — гравиметрия и магнитометрия — основаны на изучении потенциальных полей, характеризующихся одними и теми же основными уравнениями. Также общеизвестна связь гравитационного и магнитного потенциалов по теореме Пуассона (Логачев, 1968). Многие из основных положений теории интерпретации магнитных и гравитационных аномалий применимы с незначительными модификациями к обоим методам (Федынский, 1964).

В настоящее время достаточно определенно установлено, что гравитационные аномалии древних платформ в основном обусловлены как суммарным влиянием плотностных неоднородностей Земли, так и неоднородностей в строении и вещественном составе складчатого фундамента и платформенного чехла; магнитные же аномалии отражают лишь структуры и вещественный состав фундамента, так как породы осадочного чехла (за исключением областей развития трапповой формации) обычно практически немагнитны. Таким образом, простирания и контуры основных комплексов пород фундамента древних платформ более рельефно отражаются на картах магнитного поля. В особенностях структуры и характере магнитных аномалий также более четко выражается, по сравнению с аномалиями силы тяжести, влияние неоднородностей петрографического состава пород самой верхней части гранитного слоя (складчатого фундамента).

Сопоставление карт аномальных гравитационных и магнитных полей с геологическим строением Балтийского и Украинского щитов показывает, что в магнитном поле значительно более четко и однозначно, чем на гравиметрических картах, отражаются разновозрастные и различные по типу складчатые комплексы. Эти свойства магнитных аномалий следуют в общем из того, что вертикальная составляющая геомагнитного поля является производной потенциала более высокого порядка по сравнению с силой тяжести. Таким образом, гравитационное поле отличается от магнитного как потенциал от своей производной. Следует также иметь в виду, что точность исследований гравитационного поля крупных структур в целом значительно ниже, чем аэромагнитных съемок автоматическим прибором по равномерной сети профилей. Интерпретация гравитационных аномалий платформ осложняется осадочным чехлом, особенно при мощностях его более 4–5 км.

Необходимо также иметь в виду "устойчивость" магнитных аномалий в течение геологической истории. Так, после прекращения магматической деятельности и складчатостей, сформировавших фундамент древних платформ (карельской и ее аналогов для платформ северного ряда), их магнитные аномалии не претерпевали сколько-нибудь коренных изменений, кроме общей эволюции, обусловленной изменением геомагнитного поля Земли в целом. Очертания и простирания магнитных аномалий и их пространственные соотношения сохранились со времени консолидации складчатого фундамента древних платформ и отображают в первую очередь распределение складчатых магнитных комплексов докембрия. Как известно, представление о необратимом характере остаточного намагничивания горных пород является основой современного учения о палеомагнетизме горных пород (Храмов, 1967; Петрова, 1967).

Основное преимущество гравиметрии в общем комплексе региональных геофизических исследований заключается в том, что гравитационное поле отражает суммарное влияние всех слоев земной коры и верхней мантии. Иными словами, в особенностях характера и распределения гравитационного поля как бы запечатлеваются наиболее важные этапы формирования структур, сопровождавшиеся накоплением мощных осадочных толщ в пределах впадин или поступлением магматических масс из недр земной коры. В формировании региональных аномалий и в основном локальных аномалий силы тяжести наибольшее значение имеют неоднородности внутреннего строения и состава фундамента платформ. Другим фактором, обуславливающим характер поля силы тяжести и вызывающим общее понижение его уровня, является структура и мощность осадочного чехла. При мощностях

его более 4 км в гравитационном поле резко преобладают обширные минимумы (Федынский, 1951). Разделение гравитационного поля на составляющие, обусловленные влиянием фундамента и различными горизонтами чехла, представляет важнейшую и наиболее трудную задачу интерпретации гравитационных данных. Для изучения внутреннего строения и состава фундамента наиболее перспективно построение карт остаточных аномалий силы тяжести, представляющих разность наблюдаемого гравитационного поля и гравитационного влияния осадочного чехла (Фотиади, 1958; Серова и др., 1971).

Результаты измерений силы тяжести содержат, следовательно, весьма разнообразную информацию о плотностных неоднородностях в недрах земной коры и верхней мантии, а также о некоторых динамических процессах, происходящих в Земле.

Э.Э. Фотиади (1958) на основании многочисленных сопоставлений гравитационных и магнитных аномалий Русской платформы в процессе их геологического истолкования формулирует два общих вывода:

1. Четко выраженная зона аномалий силы тяжести, располагающаяся в слабо-аномальном или близком к нормальному геомагнитному полю, обычно отражает неоднородность строения осадочного платформенного чехла.

2. Зона аномалий силы тяжести и четко выраженная зона магнитных аномалий, совпадающие по своему местоположению, как правило, отражают неоднородность строения и состава складчатого фундамента платформ.

В пределах Восточно-Европейской платформы типичным примером соотношений первого рода является Печорский вал, фиксирующий ярко выраженной региональной аномалией силы тяжести. В то же время вдоль него прослеживается слабоотрицательное магнитное поле, сменяющееся на востоке плавными полосовыми максимумами (Гафаров, 1963а).

Примеры соотношений второго рода в пределах древних платформ чрезвычайно многочисленны. Наряду с отмеченными закономерными соотношениями аномалий гравитационного и магнитного полей выявляется большое разнообразие их конкретных и частных соотношений по знакам аномалий, характеру полей, по площади и форме аномалий и т.д. Таким образом, отражается многообразие и неоднородность складчатых и магматических комплексов и их сочетаний в глубинных зонах земной коры, особенно в наиболее дифференцированном в тектоническом и петрографическом отношении гранитном слое. Комплексное сопоставление соотношений гравитационного и магнитного полей в тех или иных районах и служит основой выводов о вещественном составе и строении фундамента и платформенного чехла. Основные типы гравитационных и магнитных полей такие, как области мозаичных аномалий и линейные зоны полосовых максимумов, обнаруживают весьма различные соотношения и могут быть подразделены на несколько типов. Линейные аномальные зоны магнитных и гравитационных аномалий особенно многообразны по типам соотношений, которые могут быть проанализированы в пределах отдельных платформ в последующих разделах. Следует лишь подчеркнуть, что пояса и зоны интенсивных положительных аномалий силы тяжести протяженностью на многие сотни и первые тысячи километров, сопровождаемые полосами магнитных максимумов, выделяются особенно отчетливо (Урал, Гыданско-Омский пояс Западной Сибири, максимумы хребта на Северо-Американской платформе и др.). В общем, как отмечает А.А. Борисов (1967), системы гравитационных максимумов образуют крупные пояса и соответствуют крупнейшим тектоническим структурам земной коры в целом (Урал и др.), тогда как магнитные аномалии отображают их строение (или отдельных зон) значительно более дифференцированно.

Сопоставление аномалий гравитационных и магнитных полей в целом показывает их отчетливую согласованность в главных особенностях аномалий. На схемах сопоставления полей (рис. 7) отчетливо проявляется тесное соотношение их по простираниям, формам и характеру корреляции положительных гравитационных и магнитных аномалий. Следовательно, в большинстве случаев аномалии отображают особенности строения и состава какого-то определенного, одного и то-

го же горизонта земной коры, как правило, внутреннее строение фундамента, зоны глубинных разломов и т.д. В то же время довольно часто распространены случаи, когда поведение аномалий гравитационного и магнитного полей весьма различно, что свидетельствует о размещении в этих районах источников аномалий силы тяжести и магнитных масс в разных структурных этажах, часто имеющих различные структурные планы.

Рассмотренные случаи несовпадения простираний гравитационных и магнитных аномалий в пределах совмещающихся зон особенно интересны для структурно-тектонического анализа, так как создается возможность получения обширной и разнохарактерной информации о строении глубинных зон земной коры.

В настоящее время все более определенно возникает специфическая проблематика региональных исследований — установление по геофизическим данным основных закономерностей геологического строения крупнейших структур земной коры (платформ, складчатых систем и т.д.). При этом требуется проведение интерпретации не отдельных аномалий, а целых аномальных зон, как правило, весьма сложной морфологии.

Для изучения глубинной тектоники фундамента древних платформ важно также рассмотрение некоторых соотношений между региональными гравитационными и магнитными аномалиями по их простиранию и местоположению. Одним из первых в этом отношении были исследования Э.Э. Фотиади (1958) на Восточно-Европейской платформе, который отметил в общей форме по далеко не полным данным, что преобладающие простирания аномальных зон обоих типов на этой платформе — северо-восточное, составляющее около трети тех и других аномалий. Далее следует северо-западное, широтное и меридиональное направление. Отмеченные Э.Э. Фотиади закономерности весьма ориентировочны, однако они показали большую перспективность статистической обработки подобных более полных данных. Исследования такого рода позднее выполнены В.Н. Зандером и др. (1967), Н.В. Невוליным (1971а, б), В.А. Дедеевым (1972а) и др.

Статистический анализ распределения магнитных аномалий и их отношения к глубинной тектонике был проведен Дж. Аффлеком (Affleck, 1963) для различных районов Северной Америки, захватывавших и часть Канадского щита. В результате его исследований наметились следующие основные простирания магнитных аномалий: меридиональные, широтные, северо-запад-юго-восточные и северо-восток-юго-западные, которые тесно увязываются с основными структурными простираниями фундамента. Была также выявлена периодичность магнитного поля приблизительно в 6 км. На основании проведенного анализа Дж. Аффлек делает вывод о том, что имеется заметное подобие всех магнитных полей на земном шаре по простиранию и что это может быть связано с вращением Земли. Более детально описанным методом (Affleck, 1963) был проведен статистический анализ некоторых аэромагнитных карт северо-запада Канадского щита (Хортон и др., 1966). Здесь устанавливается ориентация главных структурных направлений по направлению изолиний магнитного поля и расстояниям между ними, а также выявляется периодичность магнитного поля, которая обусловлена, по мнению авторов (Хортон и др., 1966), структурными и литологическими факторами и затушевывается сложным геологическим строением.

Совместное рассмотрение магнитного и гравитационного полей, их различных трансформаций и статистических связей, следовательно, позволяет с гораздо большей определенностью проводить тектоническое районирование и выделять отдельные крупнейшие блоки и глубинные разломы фундамента, большинство из которых, как правило, находит отражение в структуре платформенного чехла (Гафоров, 1963а,б; Симоненко, Толстихина, 1965; Борисов, 1967). В общем случае, как показал большой опыт комплексной интерпретации данных региональных геофизических исследований, изучение тектоники фундамента древних платформ следует проводить на основании совместного рассмотрения данных аэромагнитной съемки, гравиразведки, сейсморазведки и бурения. В настоящее время становится все более очевидным значение данных ГСЗ для разработки методики интерпретации магнитных и гравитационных полей.

Важнейшая задача современных геолого-геофизических методов изучения фундамента платформ – установление взаимосвязи весьма широкого круга данных различных областей геологии, геофизики и геохимии. Составление достаточно обобщенных тектонических карт фундамента рассматриваемых древних платформ стало возможным лишь на основе комплексного анализа геолого-геофизических данных и бурения. При анализе этих данных особенно большое значение имеет выявление общих закономерностей, их взаимных связей и пространственного распределения. Эти закономерности строения земной коры не могут быть вскрыты при изолированном рассмотрении отдельных тектонических областей (платформ, складчатых зон) земного шара.

## СТРОЕНИЕ ФУНДАМЕНТА ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Восточно-Европейская (Русская, или Европейская) платформа — классический представитель, наиболее полно изученный тектонотип древних платформ. Сопоставление и комплексный анализ данных региональных геофизических исследований совместно с данными бурения и геологии докембрия щитов на примере Восточно-Европейской платформы — одной из наиболее изученных в тектоническом отношении крупнейших структур земной коры — имеет важное методическое значение для решения основных проблем сравнительной тектоники древних платформ.

Фундамент эпикарельского остова Восточно-Европейской платформы характеризуется чрезвычайной гетерогенностью строения и сложен, как теперь хорошо установлено, складчатыми комплексами архейского и ниже- и среднепротерозойского возраста. Фундамент же в пределах Печорской впадины (Тиман и Большеземельская тундра) — байкальский.

Успехи изучения геологии докембрия щитов платформы, данные бурения и геофизики позволяют в настоящее время со значительной достоверностью выявить внутреннее строение фундамента платформы, провести его тектоническое районирование и установить основные особенности и типы слагающих его крупнейших складчатых зон и массивов. Большой интерес представляет структурный анализ пространственных закономерностей размещения складчатых систем и массивов, а также выяснение роли протяженных глубинных разломов в строении фундамента.

Анализ карты внутреннего строения фундамента Восточно-Европейской платформы позволяет в настоящее время сделать обобщающие выводы об основных этапах и специфике тектонического развития ее складчатого основания. Проведенное тектоническое районирование фундамента платформы позволило, наконец, провести сопоставление его внутреннего строения со структурой платформенного чехла, что имеет важнейшее значение для выяснения тектонического развития последнего. Это послужило основанием для суждения об основных закономерностях соотношения поверхностной и глубинной структур Восточно-Европейской платформы.

С проблемой возраста и строения фундамента, естественно, тесно связаны вопросы о положении и характере границ платформы. В их числе следует назвать проблему байкалид Тимана и Большеземельской тундры и в связи с этим положения и природы северной границы платформы, вопрос о возрасте и строении фундамента Польско-Германской низменности, Устья и многие другие. Эти вопросы так же, как и строение фундамента платформ в целом, рассматриваются нами при анализе тех или иных ее областей.

В основу наших выводов и построений положена карта внутреннего строения фундамента Восточно-Европейской платформы, подготовленная для второго издания Международной тектонической карты Европы по материалам С.В. Богдановой, Б.В. Бондаренко, Р.А. Гафарова, В.Н. Гладкого, В.А. Дедеева, Ю.С. Зайцева, А.Н. Козловской, К.О. Кратца, Э.П. Куузик, Т.А. Лапинской, А.Я. Лунца, Н.В. Неволина, Н.К. Озолин, А.М. Папа, В.А. Пуура, Сувейздиса, М.В. Чирвинской и др. Сводка и обобщение разнообразных геолого-геофизических данных о строении и



составе фундамента платформы были проведены автором. Кроме того, по территории Польши нами были использованы материалы В. Рыки (Ryka, 1964; *Geology of Poland*, 1970), по ГДР — Р.Лаутербаха (Lauterbach, 1959), Г. Кельбея (1964), Г. Мобус (1966) и различные магнитные карты Финляндии, Швеции и Норвегии в области Балтийского щита, сравнительно детальные магнитные карты Польши (Dabrowski, Karaszun, 1956) и Германской Демократической Республики (Lauterbach, 1953–1954, 1959), а также данные магнитных съемок в Балтийском и Северном морях (Голуб, Эфендиева, 1970; Cook, 1965; Avery a.o., 1968).

## ХАРАКТЕРИСТИКА ДОКЕМБРИЙСКОГО ФУНДАМЕНТА ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

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

### БАЛТИЙСКИЙ ЩИТ

Наряду с Русской плитой Балтийский щит образует крупнейший самостоятельный структурный элемент Восточно-Европейской платформы. Он охватывает обширные пространства Карелии, Кольского полуострова, Финляндии и Швеции (рис. 8).

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

На востоке и юго-востоке складчатый докембрий Балтийского щита обрамлен выходами рифея и палеозоя платформенного чехла Русской плиты. Северо-Западная граница щита перекрыта складчатыми образованиями каледонид Норвегии и проходит глубоко внутри этого складчатого пояса, видимо, примерно совпадая с береговой линией Норвежского моря и зоной основных интрузий (Богданов, 1964). Точно так же, на севере, вдоль побережья Баренцева моря (о.Кильдин, полуострова Средний и Рыбачий, Варангер-фиорд) древнейшие докембрийские складчатые образования докембрия обрамляются складчатой системой байкалид северо-восточного внешнего угла Восточно-Европейской платформы.

В пределах Балтийского щита выделяется целый ряд складчатых зон, различного докембрийского возраста, которые, как это было подмечено еще Н.С. Шатским (1946б), веерообразно, в виде обширной виргации расходятся с северо-запада на юго-восток и лишь в отдельных районах (южная и северная Финляндия, средняя Швеция) имеют широтную ориентировку (рис. 8).

Восточная и северная части Балтийского щита (Кольский полуостров и северная Скандинавия, Карелия и финская Лапландия) охватываются Карельской и Кольской зонами карельской складчатости нижнего и среднего протерозоя (карелиды), разделенными Беломорским массивом более раннего, архейского возраста (беломориды) складчатости (Кратц, 1960, 1963; Харитонов, 1960; Шуркин, 1968).

В центральной части Балтийского щита (южная Финляндия и средняя Швеция) выделяется Финляндско-Шведская зона свекофенской складчатости, которая, по современным представлениям (Харитонов, 1960; Кратц и др., 1964; Кратц, Лобач-Жученко, 1970; Эскола, 1967; Докембрий Скандинавии, 1967; Simonen, 1960),

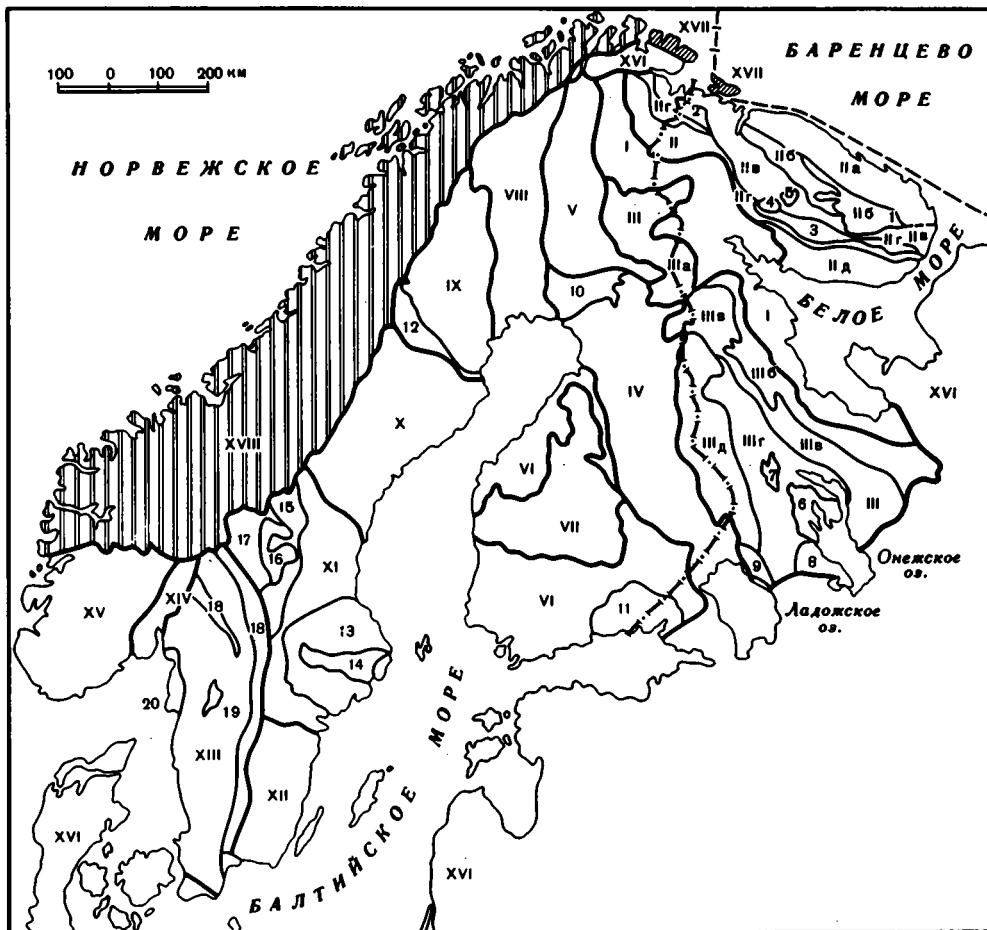


Рис. 8. Схема основных структурных элементов Балтийского щита (Международная тектоническая карта Европы, по Р.А. Гафарову, 1971б)

I – Беломорский массив; II – Норвежско-Кольская зона: IIa – Мурманский массив, IIб – Кольско-Кейвский синклиниорий (1 – Кейвский прогиб), IIв – Центрально-Кольский антиклинорий, IIг – Печенгско-Варзугский синклиниорий (2 – Печенгский прогиб, 3 – Имандра-Варзугский прогиб, 4 – Хибинский щелочной массив, 5 – Ловозерский щелочной массив), IIд – Южно-Кольский антиклинорий; III – Карельская зона: IIIa – Северо-Карельская антиклинальная подзона, IIIб – Восточно-Карельская синклиналильная подзона, IIIв – Центрально-Карельская антиклинальная подзона, IIIг – Западно-Карельская синклиналильная подзона (6 – Онежская мульда, 7 – Янгозерская мульда, 8 – Западно-Онежская синеклиза), IIIд – Восточно-Финляндская антиклинальная подзона (9 – Салминский массив); IV – Восточно-Финляндская синклиналильная зона карелид (10 – синклиниорий Кеми – Рованиеми); V – Лапландская зона карелид; VI – Южно-Финляндская зона свекофеннид (11 – Выборгский массив готских гранитов); VII – Центрально-Финляндский массив; VIII – синклиналильная зона карелид Северного Норланда; IX – окраинная зона свекофеннид Северного Норланда (12 – антиклинорий Шеллефтео); X – синклиналильная зона свекофеннид Центрального Норланда; XI – окраинная зона свекофеннид Южного Норланда (13 – антиклинорий Свеаланд, 14 – синклиниорий Меларен, 15 – готские граниты Швеции, 16 – субиотний Швеции, 17 – иотний Швеции); XII – готский массив Смоланд; XIII – массив доготских красных и серых гнейсов Юго-Западной Швеции (18 – зона дробления и сланцеватости, 19 – далсланский комплекс, 20 – гранитный массив Бохус); XIV – грабен Осло; XV – массив докембрийских гранито-гнейсов Южной Норвегии; XVI – платформенный чехол Русской плиты; XVII – Байкальская складчатая система; XVIII – каледонская складчатая система

представляет аналог позднекарельской складчатости. Наконец, в юго-западной части щита (южная Швеция и Норвегия) расположена Южно-Шведская область готских орогенных образований и еще более молодых складчатых образований далс-ландия (Богданов, 1967; Веллин, 1972).

### Беломорский массив (беломорида)

В области побережий Кандалакшского залива и Белого моря выделяется Беломорский массив, сложенный нижнеархейскими глубоко метаморфизованными комплексами беломорской серии (Беломоридами). Беломорская серия представлена биотитовыми, гранат-биотитовыми и двуслюдяными гранито-гнейсами и переслаивающимися с ними амфиболитами. Все породы беломорской серии в той или иной степени мигматизированы и гранитизированы. Сохранившаяся мощность беломорской серии ориентировочно определяется в 8–10 км. Существует несколько схем расчленения беломорской серии на ряд свит (Харитонов, 1960; Шуркин, 1968; Стенарь, 1972). По данным К.А. Шуркина (1968), в составе серии можно выделить две формации: нижнюю вулканогенно-терригенную и верхнюю терригенную. Разнообразные гнейсы и амфиболиты беломорской серии смяты в складки северо-западного простираения, осложненные поперечными вторичными складками северо-восточного простираения.

По характеру распределения отдельных свит метаморфических толщ в составе беломорид выделяется ряд синклиналий и антиклинорий, среди которых наиболее крупный — Ениский. Сложные глубинные структурные формы гнейсов, купола, овалы разнообразной ориентировки — наиболее характерная черта Беломорского массива, ярко выделяющая его среди линейных складчатых зон карелид (см. рис. 8).

Структурное и стратиграфическое положение беломорид в докембрии Балтийского щита представляется сложной проблемой в свете современных геохронологических исследований. В соответствии с новыми материалами по геохронологии карелид Карелии наиболее поздние процессы регионального метаморфизма в беломоридах с цифрами в 1950–2200 млн. лет следует сопоставить со складчатостью ранних карелид (Герлинг и др., 1965, 1972; Тугаринов, Войткевич, 1970). Вместе с тем, чрезвычайно интересно установление в Беломорье весьма древнего возраста — в 3500–3600 млн. лет — для чарнокитов и других основных пород в составе беломорских гнейсов (Шуркин, 1968; Кратц, Лобач-Жученко, 1972). В целом современные геологические и радиометрические данные свидетельствуют о существовании двух основных этапов архейской складчатости, верхний из которых определяется рубежом в 2600 млн. лет (Стенарь, 1972). В более древний этап складчатости было определено расположение основных синклиналий и антиклинорий в составе беломорского комплекса, осложненных в последующий этап, а также частично в процессе карельской складчатости.

На простирании Беломорского массива к северо-западу выделяется так называемый Гранулитовый массив, или пояс, сложенный породами "гранулитовой формации" с возрастом порядка 1920–1980 млн. лет (Полканов, Герлинг, 1960; Тугаринов и др., 1968), который, вероятно, можно рассматривать как зону тектонитов, сформировавшуюся в процессе карельской складчатости по породам Беломорского блока (Шуркин, 1968).

Границы Беломорского массива с Карельской и Кольской складчатыми зонами карелид выражены крупнейшими в восточной части щита глубинными разломами, наклоненными на юго-запад. Гнейсы беломорской серии в зоне сочленения с карелидами подвергаются в широкой полосе интенсивной тектонической переработке, местами карельские структуры накладываются на беломорские. Все эти и многие другие факты бесспорно указывают на более древний возраст беломорид по сравнению с карелидами. По структурному положению и внутреннему строению беломорида, как отмечают Л.Я. Харитонов (1960) и К.А. Шуркин (1968), более всего отвечают гнейсам доготского комплекса (прегедитам) Южной Швеции.

Ограничивающая Беломорский массив с севера и северо-востока по зоне разломов (Нива-Ярвинский и др.) Кольская складчатая зона карелид состоит из ряда чередующихся линейно вытянутых антиклинорий и синклинорий (см. рис. 8). Следует подчеркнуть, что термины "антиклинорий" и "синклинорий" употребляются нами далее в значительной мере условно ввиду большого своеобразия названных тектонических структур докембрия.

Антиклинории сложены разновозрастными (в том числе архейскими) гнейсами и гранитоидами, а синклинории — в основном мощными осадочно-вулканогенными комплексами нижнего и среднего протерозоя.

В северной части Кольской зоны выделяется крупный Мурманский массив (Кратц, 1960), сложенный главным образом древнейшими огнейсованными гранитоидами и сохранившимися среди них реликтовыми блоками гнейсов и амфиболитов, прорванными гранитами карельского возраста. По вопросу тектонического положения Мурманского массива существуют разные точки зрения. На одних схемах Мурманский массив включается в пояс Саамид (Полканов, 1937; Полканов, Герлинг, 1960; Бубнов, 1960; Палей, 1963), либо выделяется в качестве жесткого архейского массива (Харитонов, 1960). По другим представлениям, Мурманский массив образует выступ фундамента карелид, подвергшийся реоморфизму в процессе карельской складчатости (Кратц, 1960; Шуркин, 1968).

Расположенная к югу от Мурманского массива южная большая часть Кольской складчатой зоны обычно рассматривается как Норвежско-Кольская синклинальная зона (Полканов, 1937; Кратц и др., 1964). В основании карелид Норвежско-Кольской синклинальной зоны прослеживается сложная по составу и возрасту кольская серия гиперстеновых гранатовых гнейсов и слюдяных гнейсов с железными рудами, которые обычно по геологическим данным сопоставляются по возрасту с беломорской серией архея (Полканов, 1937). Возраст и тектоническое положение кольской серии сложных полифациальных образований в настоящее время весьма дискуссионны. В начале 60-х годов здесь среди пород кольской серии А.А. Полканов и Э.К. Герлинг выделили древнейшие катархейские образования.

Радиометрический возраст кольской серии гнейсов определяется цифрами от 3,6 до 1,8 — 1,6 млрд. лет (Герлинг и др., 1972). По мнению В.А. Масленникова (1968), кольская серия залегает трансгрессивно, а по другим данным, тектонически на габбро-норит-лабродоритовом массиве Монче-, Чуна- и Волчьих гундр. Возраст этих базитовых пород, подстилающих кольскую серию и являющихся вероятными представителями верхней мантии, определяется значениями в 4,0—4,5 млрд. лет.

Наиболее широко распространенные среди пород кольской серии значения возраста порядка 1800—1700 млн. лет являются омоложенными и отвечают времени проявления протерозойских магматических и тектонических процессов. Интересны проведенные сопоставления по возрасту и типу формаций толщ железорудных сланцев, гнейсов и амфиболитов верхней части кольской серии с железорудными формациями лопского отдела нижнего протерозоя Карелии (Чернов и др., 1970). С этой точки зрения, "кольские" гнейсы не представляют стратиграфически единой формации, а включают как породы нижнепротерозойского возраста, так и подстилающего их основания. Последнее видимо, представлено возрастными аналогами беломорид (Шуркин, 1968). Однако следует подчеркнуть большое своеобразие этого древнего основания (гранитизированный базальтовый субстрат). Таким образом, если в основании карелид Кольского полуострова располагаются в отдельных зонах возрастные аналоги беломорид, деформированные совместно с нижнепротерозойскими комплексами и существенно переработанные в период карельской складчатости, то для саамид, как особого геосинклинального этапа и складчатого комплекса, не остается места в истории развития докембрия Балтийского щита. Эти представления (Шуркин, 1968) хорошо подтверждаются тектоническим стилем структуры "кольских гнейсов" (протогеосинклинальные комплексы архея; Гафаров, 1973), общая особенность которой — линейный характер складчатых структур с выдержанным северо-западным простиранием, образующих крупные осложненные надвигами геосинклинальные поднятия.

Гнейсы и граниты кольской серии выступают также вдоль Центрально-Кольского антиклинория. Они разобщают Кольско-Кейвский и Печенгско-Варзугский синклинории карелид — наиболее характерные структурные элементы Кольской складчатой зоны, которые определяют основные черты ее тектоники. В строении Кольско-Кейвского синклинория участвуют карельские биотитовые и гранато-биотитовые гнейсы и залегающие на них кианит-ставролитовые и гранат-слюдяные сланцы кейвской серии. Возраст прорывающих ее микроклиновых и щелочных гранитов равен 1600—1880 млн. лет. Карельские образования собраны здесь в прямые (в южной его части) и наклоненные (в северной его части) складки, опрокинутые к югу, общего северо-западного простирания. На северную часть Кольско-Кейвского синклинория надвинут южный край Мурманского массива.

Южнее Центрально-Кольского антиклинория, в пределах Печенгско-Варзугского синклинория залегают основные и кислые эффузивы (спилито-кератофировая формация), сланцы, амфиболиты и гнейсы тундровой серии нижних карелид, которые могут быть прослежены с юго-востока на северо-запад с некоторыми перерывами через весь Кольский полуостров и далее в полярные области Норвегии. Радиометрический возраст тундровой серии в Имандра-Варзугском прогибе равен 1730—2280 млн. лет и 1720—1870 млн. лет в Печенгском прогибе (Полканов, Герлинг, 1960; Герлинг и др., 1972).

Нижнекарельские образования Печенгско-Варзугского синклинория несогласно перекрыты среднепротерозойскими осадочно-вулканогенными отложениями свиты имандра-варзуга (мощностью до 12 км) в пределах геосинклинального зеленокаменного прогиба того же названия и печенгской серии мощностью до 6—7 км в пределах мультисинклинального Печенгского прогиба (Бельков и др., 1972; Шуркин, 1968).

Имандра-варзугская и печенгская серии имеют много общего по характеру слагающих их пород и представлены в основном вулканогенными толщами (метамандельштейны, порфириды, габбро-диабазы, иногда в имандра-варзугской серии пикритовые и шаровые лавы), а также разнообразными пирокластическими породами (туфы, туфобрекчии, туфоконгломераты) и частично осадочными породами в основании разреза. Строение разреза печенгской серии характеризуется четырьмя мощными покровами вулканогенных пород, разделенных телами ультрабазитов. Немногочисленные определения радиометрического возраста для печенгской серии и прорывающих ее гранитов дали цифры соответственно 2000—1860—1770 млн. лет и 1700—1800 млн. лет (Масленников, 1968).

Южные крылья Имандра-Варзугского и Печенгского зеленокаменных прогибов срезаны сравнительно пологими надвигами, по которым на вулканогенно-осадочные образования верхних карелид надвинуты отложения тундровой серии нижних карелид.

### Карельская зона карелид

Весьма сложным и многоярусным строением отличается Карельская складчатая зона карелид. Большую часть ее площади занимают поля гранито-гнейсов, которые перемежаются со сравнительно узкими полосами глубоко метаморфизованных и сложнотектонизированных осадочно-вулканогенных комплексов нижнего протерозоя (см. рис. 8). В основном к центральной части зоны тяготеет полоса среднепротерозойских слабометаморфизованных и сравнительно мало дислоцированных отложений. Указанные комплексы пород слагают ряд чередующихся синклинальных (Восточно-Карельская, Северо-Карельская, Западно-Карельская и Восточно-Финляндская) и антиклинальных (Северо-Карельская, Центрально-Карельская и Восточно-Финляндская) полос, или подзон, общего северо-западного простирания (Кратц, 1963).

Антиклинальные полосы (подзоны) представляют собой поднятия, сложенные в основном гнейсами и гранитоидами (обычно понимаемыми как фундамент карелид, что требует еще достаточного обоснования), иногда существенно реоморфизованными и прорванными протерозойскими интрузиями. Синклинальные поло-

сы с многочисленными вторичными синклинальными структурами сложены ранне-карельскими отложениями (нижний протерозой).

Анализ распределения значений возраста складчатого докембрия в пределах Карелии свидетельствует о повсеместном чередовании пород древнего комплекса и складчатых ранних и поздних карелид. Следовательно, новые многочисленные данные геохронологических исследований (Герлинг и др., 1972) отвечают сводным геологическим картам Карелии и не соответствуют некоторым тектоническим схемам (Харитонов, 1960; Палей, 1963), на которых выделен древнейший стабильный массив в центральной Карелии, обрамленный геосинклинальными складчатыми зонами карелид.

В пределах Восточно-Карельской и Западно-Карельской синклинальных подзон в разрезе нижнепротерозойских отложений различается ряд комплексов. В Западно-Карельской подзоне они сложены в нижней части разреза гимольской серией метаморфизованных средних и кислых вулканитов (лептитов), сланцев, гнейсов, магнетитовых кварцитов и амфиболитов, представляющих вулканогенную железисто-кремнистую формацию (Чернов и др., 1970).

В южной, центральной и восточной Карелии с гимольской серией синхронны парандовская, ялонварская, хаутоварская и бергаульская серии, представленные спилито-кератофировой формацией (Кратц, 1963; Шуркин, 1968; Лазарев, 1972). Нижнепротерозойские образования смяты в крутые, сильно сжатые складки с образованием чешуйчатых структур, опрокинутыми в стороны антиклинальных поднятий древних гранито-гнейсов.

Интрузивные породы нижнего протерозоя принадлежат к типично геосинклинальным магматическим формациям. С разрывами и тектоническими контактами складчатых карельских образований и древних глыб структурно связан комплекс перидотитов, пироксенитов, габбро-норитов, габбро и диоритов. Названные породы предшествуют нормальным гранитам, с которыми связана мигматизация протерозойских и архейских толщ. Среди гранитоидов выделяются две группы с радиометрическими возрастами соответственно 2300–2000 млн. лет и 1920–1850 млн. лет (Герлинг и др., 1965).

Среднепротерозойские образования карелид Карелии представлены сариольскими вулканогенно-конгломератовыми отложениями, тесно связанными с верхнесумскими основными эффузивами нижнего протерозоя, слаб метаморфизованными кварцито-доломито-сланцевыми толщами ятулия с древними корами выветривания и конгломератами в основании (онежская и сегозерская серии), а также покрывающими их на востоке и юге Карелии основными и пикритовыми эффузивами, туфобрекчиями и туфами суйсарской серии.

Поздние карелиды образуют два основных морфологических типа складок: характерные пологие открытые широкие брахисинклинали, грабен-синклинали с осложненными разломами крутыми, иногда опрокинутыми крыльями, пологие мульды (Онежскую, Сегозерскую, Янгозерскую и др.) и реже крутые линейные складки, приразломные синклинали и др. (Кратц, 1960, 1963; В.А. Соколов, 1972).

Природа и тектоническое положение комплексов ятулия понимаются в настоящее время далеко не однозначно. А. Эскола (1967), а также Х.Вяюрюнен (1959) и Л.Я. Харитонов (1960) выделяют их как отложения древнего кратона (ятулийского континента). Е.В. Павловский (1964) рассматривает ятулий в качестве характерных протоплатформенных образований, подчеркивая, что следует говорить о большой ятулийской протоплатформе, распространявшейся во всей северо-восточной части Балтийского щита.

А.С. Новикова (1965) сопоставляет образования ятулия (верхних) карелид Прионежья и Южной Карелии с авлакогенами платформенного чехла Русской плиты. Но, видимо, их следует рассматривать как структуры, связанные с заключительными этапами развития карелид (Кратц, 1963; Богданов, 1967; Шуркин, 1968).

Наиболее молодая среди протерозойских отложений на территории карелид Карелии — серия песчаников и кварцито-песчаников петрозаводской и шокшин-

ской свит Прионежья, залегающих на вулканогенно-осадочных отложениях суйсарского комплекса. Их суммарная мощность составляет 800–1000 м (В.А. Соколов, 1972). Они выделяются в качестве верхнепротерозойских (иотнийских) образований, характеризующихся иными, более плоскими по сравнению с ятулийскими, структурными формами. Их радиометрический возраст составляет 1650 млн. лет (Лобач-Жученко, 1969). К заключительному этапу среднепротерозойского магматизма в Карелии относятся платформенные интрузии гранитов рапакиви (массивы Выборгский, Салминский и др.) с возрастом 1650 млн. лет (Герлинг и др., 1965) и многочисленные трещинные интрузии долеритов и диабазов, рвущих шокинскую свиту.

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

Одна из наиболее сложных проблем геологии восточной части Балтийского щита в настоящее время – проблема тектонического положения древних комплексов в составе Кольской и Карельской зон карелид.

Радиометрические цифры возраста более 2600 млн. лет гранито-гнейсов среди множества цифр карельского возраста (1880–1620 млн. лет) указывают, по мнению многих исследователей (Шуркин, 1968; Кратц, Лобач-Жученко, 1970), на неполную и неравномерную переработку основания складчатых зон карелид. При этом поднятия гранитов и гранитоидов обычно рассматриваются либо как крупные антиклинории, либо как обширные внутренние срединные массивы. Общая особенность этих древних комплексов карелид – протогеосинклиналийные комплексы, по Р.А. Гафарову (1973), – линейный характер складчатых структур с выдержанным северо-западным простираем. Структурные и радиометрические исследования последних лет указывают на активное участие этих комплексов в складчатости и крупных надвигах совместно с нижнепротерозойскими комплексами (Лобач-Жученко, 1969; Кратц, Лобач-Жученко, 1972). Это противоречит идее о стабильных архейских массивах (фундамента) в основании складчатых зон карелид. Сложные полиметаморфические комплексы, включающие как породы гранулитовой фации архея, так и нижнего протерозоя, слагают центральные части Карельского и Кольского геосинклиналийных поясов, представляя крупные, осложненные надвигами геантиклинальные поднятия.

### Зона Свекофеннид

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

Данные определений абсолютного возраста свекофеннид показали их синхронность с поздними карелидами в пределах 1720–1880 млн. лет (Герлинг и др., 1965, 1972). При этом в отличие от складчатой зоны карелид, где различаются древнее основание и ниже-позднекарельские комплексы, в пределах области свекофеннид еще не известны аналоги беломорид.

К.О. Кратц (1960, 1963) отмечал, что лептитовая формация, слагающая свекофеннскую систему, по времени осадконакопления одновозрастна с карельским



геосинклинальным комплексом, но сформировалась в другой структурно-фациальной зоне. Таким образом, свекофеннская система, хотя и разновозрастна с карелидами и тесно связана с ними по истории магматизма, но образует, видимо, обособленную складчатую систему. В целом для свекофеннской зоны линейной складчатости запад-северо-западного простирания характерны чрезвычайно сложные дугообразные простирания складчатых комплексов, огибающих, вероятно, еще не выделенные древние ядра.

В центральной части южной Финляндии, в районе сочленения разновозрастных свекофенид и карелид, выделяется Центрально-Финляндский массив разновозрастных огнейсованных гранитов и древних гнейсов, весьма сходный по своему положению и строению с Мурманским массивом Кольской зоны карелид. Свекофениды в целом окружают Центрально-Финляндский массив, по периферии которого развиты гранодиориты, диориты и габброиды, возникшие одновременно со складчатостью. На востоке они соединяются с карелидами юго-восточной части Финляндии и продолжаются на запад, за Ботническим заливом, в свекофенидах Средней Швеции. В южной части последних широко развиты глинистые сланцы и граувакки серии Мелар, слагающие Меларский синклиорий и собранные в крутые сжатые складки.

Расположенная севернее геосинклинальная складчатая зона Центрального Норланда шириной около 350 км сложена толщами сланцев, граувакками и основными эффузивами. На севере зона свекофенид Центрального Норланда граничит с антиклинорием Шеллефтео, в пределах которого свекофенские образования собраны в узкие сжатые складки запад-северо-западного простирания.

В северной Швеции, в районе г. Кируна свекофениды сложены в основном вулканогенными толщами серии Арвидсьяур-Кируна, которые протягиваются далеко на восток и юг. Комплекс пород серии Арвидсьяур-Кируна, представленный спилитами и вулканитами сиенитового и риолитового состава, содержит крупнейшие на Балтийском щите месторождения железистых кварцитов и апатитосодержащих железных руд (Чернов и др., 1970).

По новейшим данным Э. Велина (Велин, 1972; Welin, 1970), порфиры г. Кируны, накапливавшиеся на древних складчатых вулканитах, по возрасту попадают в ту же группу, что и порфиры возвышенности Смоланд. К западу и южнее от г. Кируны возраст пород лептит-порфиритовой формации составляет 1720–1650 млн. лет (Велин, 1972).

В отличие от свекофенид Финляндии, южных и центральных районов Швеции, где неизвестно древнее основание, в рассматриваемом районе шведскими геологами в последние годы обнаружены базальные конгломераты и комплекс, который они перекрывают (Чернов и др., 1970). Этот древний комплекс сложен огнейсованными и складчатыми вулканитами, гранитами и частично гнейсами, на которых налегают конгломераты и осадочные брекчии, состоящие из обломков гнейсо-гранитов (мощностью более 100 м). Таким образом, железорудные формации Северной Швеции так же, как полярной Норвегии и западной Карелии, подстилаются мощными толщами конгломератов, которые налегают на древние комплексы гнейсов с возрастом более 2600 млн. лет. Этой цифрой, как отмечают В.М. Чернов и др. (1970), определяется нижняя возрастная граница железисто-кремнистых формаций докембрия Балтийского щита.

#### **Южно-Шведская область развития готского и далсландского комплексов**

В окраинной юго-западной части Балтийского щита, в области южной Швеции развиты своеобразные образования готского комплекса (1700–1200 млн. лет), представленные, с одной стороны, различными гранитами, часто типа рапакиви, и толщами осадочно-вулканогенных пород, с другой. До недавнего времени эти образования выделялись в качестве готских геосинклинальных складчатых комплексов (Magnusson, 1965). Однако детальное геологическое картирование, проведенное под руководством П. Лундегорда (Lundegårdh, 1971) и Г. Каутского, по-

казало, что готский комплекс южной Швеции представлен образованиями, возникшими в результате раздробления древнего фундамента и вне геосинклинальной области (Богданов, 1967). Этот процесс раздробления и кратонизации фундамента обусловил накопление вулканогенных моласс готского комплекса и образование массивов гранитов рапакиви.

В области южной Швеции в пределах возвышенности Смоланд выделяется крупный массив анорогенных гранитов типа рапакиви, абсолютный возраст которых составляет 1550—1600 млн. лет. Так же, как и однотипные гранитные массивы района г. Выборга и Аландских островов, массив Смоланд не несет следов складчатых движений. По периферии он обрамлен разобщенными выходами осадочно-вулканогенных пород готского комплекса, выполняющих отдельные мелкие прогибы и грабены. Эти толщи представлены преимущественно кварцитами, кварцитовыми туфо-конгломератами, туфопесчаниками, игнимбритами, залегающими под углами не круче  $15-30^\circ$  и, видимо, очень тесно связанными с массивом гранитов. По мнению А.А. Богданова (1967) и других исследователей, это — типичная вулканическая моласса без проявлений складчатости, отмечающая орогенный этап дробления древнего фундамента. К этой молассе относятся также и Далапорфиры. Возраст вулканогенных пород в верхней части разреза составляет 1350—1400 млн. лет и 1600 млн. лет у гранитов нижней части разреза готского комплекса.

На западе готские образования массива Смоланд по зоне крупнейшего разлома, фиксирующегося интенсивным линейным минимумом силы тяжести, граничат с древним, очевидно, досвекофенским массивом серых и красных гнейсов юго-западной Швеции. Эти гнейсы, возникающие за счет кислых эффузивов и реже осадочных пород, явно древнее собственно свекофенских гнейсов.

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

К западу от описанного массива, западнее оз. Венерн и к западу и северо-западу от г. Омаль в пределах провинции Дальякарля на готских гранитах залегают толщи осадочно-вулканогенных пород серии Далсландий с возрастом 1000—850 млн. лет (см. рис. 8). Серия Далсландий сложена кварцитами, сланцами, конгломератами и мощными толщами зеленокаменно измененных основных лав (спилитов), которые распространены в виде линзовидных пережатых полос. Последние представляют собой ряд синклинальных складок, от которых сохранились лишь одни "краевые" части и из-под которых выступает супракрустальное свекофенское основание, переработанное готскими движениями. Среди толщ серии Далсландий широко распространены пегматиты с возрастом 850—1000 млн. лет, которые связаны с гранитным массивом Бохус (900 млн. лет), хотя и расположенным вне поля распространения пород серии Далсландий. К далсландскому комплексу относятся также осадочно-вулканогенные толщи свиты Телемарк и комплекса Консберг-Бамле в юго-восточной Норвегии, мощность которых превышает 4000 м (Magnusson, 1965).

В составе зоны развития далсландского комплекса обособляется район докембрийских гранито-гнейсов южной Норвегии. По-видимому, эти древние метаморфические комплексы были интенсивно переработаны и "омоложены" в далсландскую (раннебайкальскую) эпоху. Процессами переработки, вероятно, объясняются нижне- и среднерифейские цифры абсолютного возраста для некоторых комплексов пород этой области южной Норвегии. Таким образом, далсландский комплекс лежит на фундаменте, передробленном готскими движениями и затем вновь регенирированном, по Г. Штилле (1964), вплоть до образования формаций геосинклинального типа, по данным Г. Каутского, Э. Велина, П.Х. Лундегорда. Как отмечают некоторые исследователи (Кратц, Лобач-Жученко, 1970; Муратов, 1970), цифры 800—1000 млн. лет для пород далсландского комплекса, видимо, отмечают только возраст гранитизации и метаморфизма более древних образований,

соответствующих по времени формирования верхнекарельскому комплексу. Однако при этом следует учитывать значительно более молодой возраст процессов гранитизации на юго-западной периферии Балтийского щита по сравнению с зоной свекофенид.

## УКРАИНСКИЙ ЩИТ

Строение складчатого докембрия Украинского щита весьма сложно. Различные исследователи (Виноградов и др., 1960; Половинкина, 1960; Семененко, 1964; Тугаринов, Войткевич, 1966, 1970; Рябенко, 1968; Доброхотов, 1969; Каляев, 1971; Козловская и др., 1971) по-разному оценивают абсолютный возраст отдельных комплексов пород докембрия и тектоническую историю их развития, однако основные тектонические комплексы Украинского щита понимаются в настоящее время достаточно однозначно.

В докембрии Украинского щита выделяются (Семененко, 1964; Рябенко, 1968; Доброхотов, 1969; Каляев, 1971; Козловская и др., 1971) архейские образования (конско-верховцевская и бугская серии) с возрастом 2600–3600 млн. лет, образующие древние ядра (днеприды и бугиды) в составе области криворожской (свекофенно-карельской) складчатости. Нижне- и среднепротерозойские образования последней представлены тетеревской серией с возрастом 2100–2600 млн. лет и криворожской серией – 1700–2100 млн. лет. Наконец, разрез протерозоя щита заканчивается овручским (волынским) комплексом образований платформенного типа – 1200–1700 млн. лет.

Метаморфические породы архея и катархея Украинского щита, представленные разнообразными гнейсами и амфиболитами конско-верховцевской серии, основными гранитоидами и плагиомигматитами днепровского комплекса, распространены в Среднем Приднестровье (от Кременчуга до Никополя), где их возраст составляет от 2600–2800 до 3000–3600 млн. лет (Виноградов и др., 1960; Семененко, 1964; Тугаринов, Войткевич, 1966).

Эффузивно-осадочные образования конско-верховцевской серии Приднестровского массива сохранились в виде своеобразных синклиналей, имеющих самое разнообразное простирание, среди овальных, округлых или неправильной формы куполов, сложенных более молодыми гранитами и мигматитами днепровского комплекса. Древнейшие комплексы Предднестровского массива уже давно сопоставлялись с серией киватин Канадского щита (Свитальский, 1932; Виноградов и др., 1960; Павловский, 1962) и аналогичными образованиями других щитов, характерными для начальной нуклеарной стадии развития континентов (Павловский, 1962). Эта идея развита в последнее время для Украинского щита М.Н. Доброхотовым (1969) и В.А. Рябенко (1968).

Другой Бугско-Подольский массив архейских образований выделяется в юго-западной части Украинского щита, в районе Побужья и Приднестровья (Рябенко, 1968; Козловская и др., 1971), где сложен бугской эффузивно-осадочной серией, чарнокитовым и чудново-бердичевским комплексами гранитоидов. Эффузивно-осадочные породы бугской серии характеризуются здесь высокой степенью метаморфизма в условиях гранулитовой фации и слагают синклинальные структуры, сохранившиеся в виде фрагментов между куполами гранитоидов чарнокитового и чудново-бердичевского комплекса. Для пород Бугско-Подольского массива получены определения радиометрического возраста в  $2530 \pm 100$  и  $3480$  млн. лет (Тугаринов, Войткевич, 1970). Обращает на себя внимание сходство своеобразных складчатых структур Приднестровского и Бугско-Подольского массивов, характеризующихся отсутствием линейности и куполовидными формами и ярко выделяющихся тем самым среди окружающих их более молодых складчатых зон нижнего протерозоя (саксаганид).

Раннепротерозойские (азово-волынские) складчатые образования (аналоги ранних карелид Балтийского щита) пользуются наиболее широким распространением в пределах Украинского щита, охватывая значительную часть от Волыни до При-

азовья. Складчатые формы этого комплекса выражены узкими линейными складками с преобладающим северо-западным простиранием. Синклинальные структуры азово-волинид (Козловская и др., 1971) сложены осадочно-эффузивными образованиями тетеревской серии гнейсов и сланцев, а антиклинали — мигматитами и гранитоидами кировоградско-житомирского комплекса. В пределах развития этого раннепротерозойского комплекса многочисленные определения радиометрического возраста пород заключены в пределах 2300—2600 млн. лет.

В центральных районах Украинского щита, в Среднем Приднепровье ярко выделяются линейные, вытянутые в субмеридиональном направлении зоны распространения криворожского складчатого комплекса (1700—2100 млн. лет) среди полей развития более древних складчатых комплексов докембрия. В составе криворожской (саксаганской) железорудной серии различаются три свиты, среди которых выделяются нижняя, сложенная амфиболитами и гнейсами, средняя — железисто-кремнисто-сланцевая и верхняя — сланцевая. Возраст пород всех трех свит криворожской серии по калий-аргоновому методу — от 1700 до 2100 млн. лет (Семененко, 1964; Доброхотов, 1969). Возраст гранитоидов в составе комплекса изменяется от 1700—1900 до 2000—2200 млн. лет.

Складчатые толщи криворожской серии приурочены к узким шовным синклинориям, ограниченными разломами (глубинными надвигами). Прямая связь синклинорий с глубинными разломами подчеркивается обилием основных эффузивов в составе криворожской серии и ультраосновными интрузиями (перидотитами). С запада на восток различаются Криворожско-Кременчугская, Бузулукская, Орехово-Павлоградская и другие синклинорные зоны, выполненные осадочно-вулканогенными и железисто-кремнистыми формациями и разделенные выступами древних гнейсов (Семененко, 1964). Среди них выделяется по величине вытянутая в меридиональном направлении Криворожско-Кременчугская зона, наиболее изученная, так как к ней приурочены известные железорудные месторождения Кривого Рога.

В структурном отношении Криворожско-Кременчугская зона представляет собой систему сложных линейных складок, прослеживающихся с северо-восточным простиранием на расстоянии около 200 км. На всем протяжении эта зона рассекается и ограничивается с запада крупными продольными надвигами (Доброхотов, 1969; Каляев, 1971). Падение надвига почти всюду крутое на запад. Вертикальная амплитуда перемещения по надвигу составляет не менее 4—3 км.

К востоку от линии надвига, в его лежачем боку развиты железорудные образования криворожской серии, мощность которых около 7 км. Общая структура Криворожско-Кременчугской зоны — чешуйчато-моноклиальная (Доброхотов, 1969). Вдоль восточного ее борта протягиваются амфиболиты конско-верховцевской серии, которые, видимо, подстилают криворожскую серию. К западу от Криворожско-Кременчугского регионального надвига сравнительно слабометаморфизованные породы криворожской серии почти полностью отсутствуют. К линии надвига здесь примыкает обширная зона гнейсов и мигматитов биотит-плагноклазового состава.

Криворожская складчатость, соответствующая позднекарельской Балтийского щита, в пределах Украинского щита была завершающей и определила общий структурный план его докембрийских складчатых образований. Однако и в послекриворожское время магматические проявления на Украинском щите были весьма обильными и разнообразными (анорогенные граниты типа рапакиви овручского комплекса и интрузии приазовского щелочного комплекса).

В северо-западной части Украинского щита развиты осадочно-вулканогенные отложения овручского комплекса и граниты типа рапакиви (Жоростенский плутон). В настоящее время считается установленным, что овручский осадочно-вулканогенный комплекс лежит на гранитах типа рапакиви Криворожского массива. Породы овручского комплекса Украинского щита представлены метаморфизованными глинистыми и песчаными отложениями, кислыми и основными туфо-вулканогенными образованиями, измененными до филлитовых и пиропиллитовых сланцев. Радиометрический возраст овручского комплекса составляет 1300—1500 млн. лет (Семененко, 1964).

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

## ФУНДАМЕНТ РУССКОЙ ПЛИТЫ

При расчленении метаморфических и изверженных пород складчатого основания Русской плиты важно сопоставление их со сходными докембрийскими складчатыми образованиями Балтийского и Украинского щитов. Проведенные в последние годы такие сопоставления сводных стратиграфических схем позволили установить целый ряд общих особенностей комплексов докембрия фундамента Восточно-Европейской платформы. Эти региональные сопоставления были положены наряду с данными радиометрии в основу возрастных подразделений, принятых при составлении геологических карт фундамента (Варданыц, 1960; Зандер и др., 1967; Беккер и др., 1970; Дедеев, 1972а), а также петрографической карты дорифейского фундамента платформы, составленной С.В. Богдановой, Т.А. Лапинской, Н.В. Подобой (1971). На петрографической карте-сводке фактического материала главное внимание уделено отображению вещественного состава пород, наиболее рельефно выражающегося в результатах геофизических исследований. При составлении этой карты авторами учтены данные около 3000 скважин, вскрывших фундамент.

В составе фундамента плиты выделяется два основных тектоно-магматических комплекса (Варданыц, 1960; Веселовская, 1963, 1966; Лапинская, 1966; Зандер и др., 1967; Неволин и др., 1968), среди которых различаются древний архейский комплекс гнейсов и амфиболитов и более молодой комплекс парагнейсов и парасланцев нижнего и среднего протерозоя осадочно-метаморфических пород и железистых кварцитов Курской магнитной аномалии, а также породы готского комплекса, главным образом различные гранитоиды платформенного типа (Богданов, 1967).

Общие особенности состава и строения достаточно четко устанавливаются для архейского комплекса глубоко метаморфизованных биотитовых, амфиболитовых, пироксеновых гнейсов и основных кристаллических сланцев, часто гранитизированных и мигматизированных. Для архейского комплекса, как отмечают Т.А. Лапинская и С.В. Богданова (1972), чрезвычайно характерно широкое развитие метасоматических пород чернокитовой серии, а также повсеместное распространение биотит-гранат-силлиманитовых или кианитовых плагиогнейсов и сланцев, часто с значительным содержанием графита.

Магматические породы в составе архейского комплекса представлены в основном доскладчатыми артоамфиболитами и основными гранулитами, раннескладчатым комплексом перидотит-норит-габбро-лабрадоритов (друзитов) и мигматит-гранитов и гранитоидов, которые обычно выражены синтектоническими интрузиями, часто в виде крупных массивов (Варданыц, Тихомиров, 1970; Шуркин, Митрофанов, 1970; Богданова и др., 1971). Породы рассматриваемого гнейсового и гранито-гнейсового комплекса повсеместно имеют крутые и часто вертикальные углы падения. Характерно, что для данного комплекса обычно не удается установить доминирующих простираний складчатых комплексов.

В восточной части Балтийского щита аналогом гнейсового и гранито-гнейсового комплекса, по-видимому, являются беломорская серия и нижняя часть кольской серии, а на Украинском щите — конско-верховцевская и бугская серии архея. Типичный представитель архейского комплекса — обоянская серия биотитовых, гранат биотитовых и амфиболовых гнейсов КМА (Зайцев и др., 1970), а также выделенные Т.А. Лапинской и С.В. Богдановой в 1970 г. в составе фундамента Волго-Уральской области отраденская и черемшанская серии.

Возраст гнейсов обоянской серии КМА составляет 2600 млн. лет и более и соответствует возрасту беломорид Балтийского щита. Как показывают материалы комплексного геологического картирования фундамента в области КМА по сети

региональных профилей скважин (Полищук, 1964; Зайцев, 1966; Зайцев и др., 1970) гнейсовые комплексы обоянской серии слагают здесь геоантиклинальные поднятия или внутренние массивы, разделенные и опоясанные складчатыми синклиническими зонами железорудных комплексов курской серии.

Фундамент центральной части Волго-Уральской области представлен, как отмечают С.В. Богданова, Т.А. Лапинская, Н.В. Подоба (1971), сложным полиметаморфическим комплексом, включающим как образования архея, так и целый ряд продуктов его диафторической переработки и повторной гранитизации. В составе архейского гранулитового комплекса здесь различаются нижняя отраденнская толща основных кристаллических сланцев и плагиогнейсов с подчиненными телами ультрабазитов и габброидов и верхняя черемшанская толща высокоглиноземистых кристаллических сланцев и гнейсов. Мощность нижней толщи — не менее 8–10 км, верхней — не более 5–6 км.

В составе отраденнской толщи в эрозионном срезе фундамента явно преобладают продукты ультраметаморфизма. Распространенные породы черемшанской толщи в зонах диафтореза — гранатовые амфиболиты и магнетитосодержащие гнейсы и кварциты, отличающиеся высокими значениями плотности и магнитной восприимчивости.

Нижние и среднепротерозойские образования в фундаменте плиты весьма разнообразны и труднее сопоставимы. В центральных и восточных частях Русской плиты для нижнего протерозоя, как отмечают Т.А. Лапинская и С.В. Богданова (1972), очень характерны турмалинсодержащие слюдястые, серицитовые сланцы и кварцито-сланцы, аналоги которых можно найти в различных свитах курской серии КМА. К типоморфным образованиям раннего протерозоя относятся железорудные толщи курской серии (а также криворожской, гимольской и тундровой на Украинском и Балтийском щитах).

Курская нижнепротерозойская серия КМА сложена различными кварцитами, сланцами, метапесчаниками. Она отличается мощным развитием в своей средней части толщ железистых кварцитов. Нижняя ее свита образована метапесчаниками и сланцами, а верхняя — филлитовидными кварцево-серицитовыми сланцами (Полищук, 1964; Горбунов и др., 1969). Курская серия слагает ряд синклинических зон, или полос, северо-западного простирания, она развита также вдоль центральной антиклинорной зоны досвекофенно-карелид КМА. Формирование осадочно-вулканогенных толщ курской серии связано с ранними этапами свекофенно-карельской складчатости в интервале 2600–2100 млн. лет. Синтектонические плагиоклазовые граниты в составе курской серии характеризуются возрастом 2000–2100 млн. лет (Горбунов и др., 1969; Зайцев и др., 1970). Метаморфические толщи курской серии характеризуются крутыми углами падения, изоклинальной складчатостью и опрокидыванием осей складок на запад.

В фундаменте восточной части Воронежской антеклизы прослеживается зона развития среднепротерозойских складчатых образований воронцовской серии (Зайцев и др., 1966), которые представлены диабазами, порфиритами, лептитами, амфиболовыми сланцами, туфогенными метапесчаниками и сланцами, филлитовидными сланцами, а также карбонатно-сланцевыми толщами. Породы воронцовской серии прорываются микроклиновыми и плагиоклаз-микроклиновыми синтектоническими гранитами. Обособленность этого тектонического комплекса фундамента с возрастом 1750–2000 млн. лет (поздние свекофенно-карелиды) подчеркивается (Горбунов и др., 1969) обильным развитием в его составе посторогенных тел основных и ультраосновных никеленосных пород, общее число которых более 200. Структурные формы воронцовской серии (поздних карелид) характеризуются сравнительно пологими углами падения (до 45–50°), складками сундучного типа и брахиструктурами. Радиометрический возраст этих комплексов по материалам Воробьевской и Верховцевской скважин составляет 1700–1740 млн. лет (Виноградов и др., 1960; Веселовская, 1966).

В пределах Волго-Уральской области нижнепротерозойский комплекс сложен биотит-амфиболовыми, амфиболовыми сланцами, роговиками, кварцево-биотитовыми микрогнейсами, гематитовыми и железистыми кварцитами и др. (Тимергазин, 1957; Лапин-

ская, 1966; Ситдииков, 1968). Все перечисленные разности пород в 1970 г. были объединены Т.А. Лапинской и С.В. Богдановой в сармановскую серию, отличающуюся, следовательно, эпидот-амфиболитовой фазией метаморфизма и отсутствием интенсивных ультраметаморфических преобразований. По степени регионального метаморфизма и формационным признакам (присутствие метабазитов и железистых кварцитов) сармановская серия вполне сопоставима с гимольской, парандовской и другими сериями нижнего протерозоя Балтийского щита, криво-рождской серией Украинского щита и курской серией фундамента Воронежской антеклизы.

На востоке платформы в составе фундамента широко распространены основные интрузивные породы, которые вскрыты многими скважинами среди комплекса гнейсов фундамента Татарского и Жигулевско-Путачевского сводов, как правило, в зонах больших разломов (Лапинская, 1966). Они обычно представлены типичными габбро и габбро-норитами, которые тесно ассоциируются с парагнейсовым комплексом. В ряде районов Волго-Уральской области нориты и габбро-нориты подверглись калиевому метаморфизму и превратились в чарнокиты и амфиболиты. Нередко они сильно катаклазированы и огнейсованы. Это свидетельствует о том, что они моложе образований архея и относятся уже к нижнепротерозойскому комплексу.

Фундамент Русской плиты повсеместно интенсивно гранитизирован. Гранитоиды пользуются наибольшим распространением среди магматических пород. С калиевым метасоматозом связано образование широко развитых в пределах платформы красных или розовых лейкократовых микроклиновых гранитов (Варданыц, 1960; Шуркин, Митрофанов, 1970). Наиболее интенсивно они формировались в процессе карельской складчатости (в нижнем и среднем протерозое). Становление фундамента Русской плиты было связано, следовательно, не только с формированием архейского и свекофенно-карельского складчатых комплексов, но и с процессами широкого и одновременного проявления гранитизации и переработок диафторического типа. Очень широко распространенные значения радиометрического возраста в породах фундамента платформ порядка 1800–2000 млн. лет соответствуют периоду наиболее интенсивной гранитизации.

Фундамент Восточно-Европейской платформы испытал гранитизацию в отдельных районах также в готскую и далсландскую эпохи (1700–1200 и 1200–850 млн. лет соответственно) раздробления и глыбовых движений фундамента с внедрением гранитоидов платформенного типа, наиболее резко проявившихся на западе платформы (Богданов, 1967; Варданыц, Тихомиров, 1970). На востоке платформы в готскую эпоху начинается заложение наиболее ранних авлакогенов.

#### ФУНДАМЕНТ ЗОНЫ ТИМАНА И ПОЛУОСТРОВОВ КАНИН, РЫБАЧИЙ И ВАРАНГЕР-ФИОРД

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

В пределах поднятий Тимана и полуострова Канин породы рифейского фундамента представлены сланцами различной степени метаморфизма, кварцитами, песчаниками и доломитами, объединяемыми в ряд свит, общая мощность которых на среднем Тимане (Четласский Камень) превышает 13,5 км (Журавлев, Осадчук, 1963; Цзю, 1964). Западная граница рифейских складчатых толщ Тимана на стыке их с эпикарельским блоком Восточно-Европейской платформы выражена протяженной региональной системой кулисообразно подставляющих друг друга разломов (Гафаров, 1963; Журавлев, 1963).

Важное достижение в изучении рифейского складчатого фундамента Тимана и полуострова Канин — установление его отчетливой структурно-фациальной и тек-

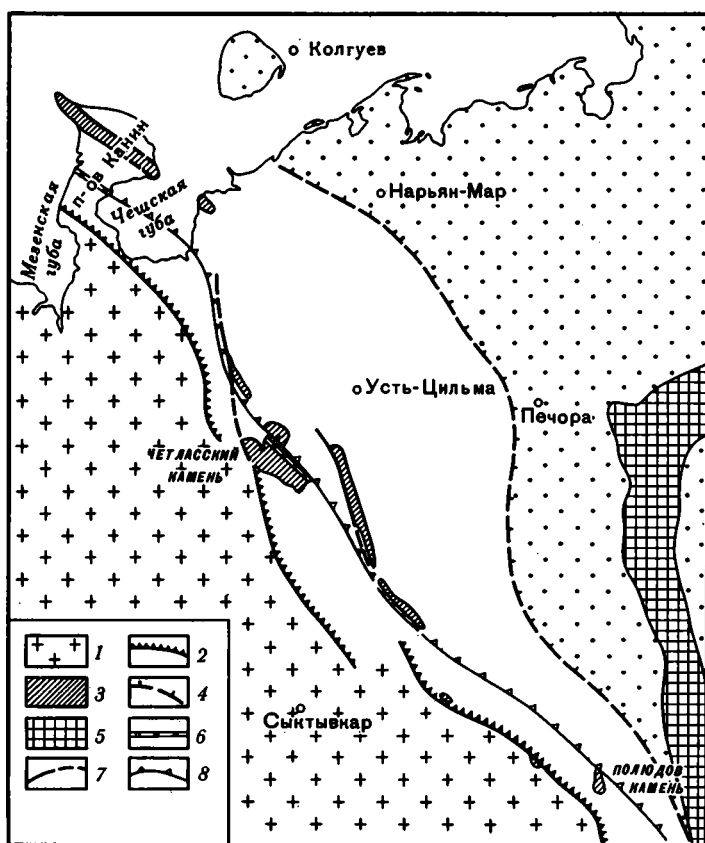


Рис. 9. Схема тектонических зон рифейского фундамента (по В.С. Журавлеву, Р.А. Гафарову, 1959)

1 - платформа с архейским и карельским складчатым фундаментом; 2 - краевой шов Русской платформы в рифейское время; 3 - выходы рифейского складчатого фундамента на Тимане и полуострове Канин; 4 - граница между рифейскими мио- и эвгеосинклиналями; 5 - выходы на поверхность формаций рифейской эвгеосинклинали; 6 - выходы на поверхность верхнерифейской карбонатной толщи; 7 - разломы в рифейском складчатом фундаменте на поверхности и под осадочным чехлом; 8 - граница между западной и восточной полосами разрезов миогеосинклинальных отложений рифея Тимана и полуострова Канин

тонической зональностей, обуславливающих (рис. 9) значительные различия степени метаморфизма и характера дислоцированности слагающих фундамент типично миогеосинклинальных формаций (Журавлев, Осадчук, 1963; Цзю, 1964; Черный, 1967; Герцен, 1970, 1971). При этом менее метаморфизованные и сравнительно полого залегающие складчатые толщи рифея (светлинская, четласская, джежимская и нижняя часть быстринской свиты) приурочены к западной краевой части миогеосинклинальной зоны фундамента Тимана, слагая выступы Ксенофоновский, Джежим-Парма, Четласского Камня, мысов Лудоватых и фундамент юго-западного Притиманья. Восточнее и параллельно западной части прослеживается широкая полоса в составе той же миогеосинклинальной зоны, сложенная более молодыми свитами рифейского складчатого фундамента (верхней половины быстринской и кислоручейской свит), представленного сильнометаморфизованными и интенсивно дислоцированными сланцами, которые прорваны многочисленными интрузиями (Черный, 1967; Ивенсон, 1960).

Сильнометаморфизованные породы фундамента восточной полосы вскрыты многими скважинами в юго-восточном Притиманье, а также значительно восточнее, в с. Кипиево, и протягиваются далеко на северо-запад, к выходам сланцев северного Тимана и полуострова Канин. Магматические проявления западной полосы немногочисленны и представлены породами формации ультраосновных —



щелочных пород (пикриты, пикритовые порфиры, пироксениты, ультраосновные лампрофиры и т.д.).

В пределах восточной полосы миогеосинклинальной зоны Тимана отмечается широкое проявление магматических пород, объединяемых в гранитную формацию (Ивенсон, 1960; Шуркин, Митрофанов, 1970; Черный, 1971 г.). В ее составе различаются три основные субформации (комплекса): собственно гранитовая, представленная гранитами, аплитами, пегматитами и лампрофирами, сиенитовая (сиениты, диориты, монцониты и др.), габбровая, сложенная метагаббро-диабазами.

Радиометрический возраст пород складчатого фундамента в окраинной западной части Тимана, полуострова Канин и юго-западного Притиманья составляет около 11 300 млн. лет (Полканов, Герлинг, 1960). В восточной же полосе Тимана, где в основном развиты отложения кислоручейской свиты и ее аналогов, породы складчатого фундамента имеют более молодой радиометрический возраст порядка 580–600 млн. лет (Ивенсон, 1960). Возраст гранитов Тимана и полуострова Канин составляет 625–525 млн. лет и соответствует границе рифея и кембрия. Магматизм верхнего докембрия здесь завершается комплексом сиенито-монцонитов, щелочных и нефелиновых сиенитов с радиометрическим возрастом 600–500 млн. лет (Ивенсон, 1960). Таким образом, внедрение гранитов и сиенитов было связано с завершающими этапами байкальской складчатости на северо-восточной периферии Восточно-Европейской платформы.

Прямое северо-западное продолжение зоны Тимана и полуострова Канин — рифейские складчатые образования полуостровов Рыбачьего и Варангер-фиорда, где они представлены мощными толщами терригенных пород. В пределах площади распространения рифея полуостровов Рыбачьего и Среднего и о.Кильдин Б.М.Келлер и Б.С. Соколов (1960; Келлер и др., 1963) впервые выделили две структурно-фациальные зоны: внутреннюю и внешнюю, разделенные разломом и отличающиеся одна от другой характером разреза, степенью метаморфизма пород и их дислоцированности. Дополнительные данные о тектонике и структурно-фациальной зональности рифейских отложений полуостровов Среднего и Рыбачьего, а также о характере их аномального поля были получены автором во время полевых исследований в 1964 г. (Гафаров, 1966), а также рядом других геологов (Сергеева, 1964; Беккер и др., 1970).

Внутренняя зона, примыкающая к карелидам Балтийского щита и охватывающая полуостров Средний и о.Кильдин, отличается сравнительно спокойным залеганием обломочных пород кильдинской серии с возрастом 762–865–1040–1059 млн. лет (Беккер и др., 1970), полого наклоненных на север под углом 10–12°. Однако, как было подмечено автором (Гафаров, 1966), вдоль разлома, разделяющего внутреннюю и внешнюю полосы, породы рифея часто смяты в крутые, опрокинутые на юго-запад складки, несомненно сформировавшиеся в условиях бокового сжатия в сторону Балтийского щита.

Внешняя зона, охватывающая полуостров Рыбачий и являющаяся аллохтонной, резко отличается от внутренней значительно большим метаморфизмом отложений, повсеместным присутствием кровельных и аспидных сланцев и широко развитым региональным кливажем. Общий наклон рифейских отложений аллохтонной серии здесь усложняется складками второго порядка, обычно опрокинутыми на юго-запад. При этом интенсивность складчатости усиливается к северо-востоку, вкrest простираения складчатых структур. Весьма близкие по строению и составу геосинклинальные толщи позднего докембрия развиты на полуострове Варангер-фиорд (Хольтедаль, 1957). Большой глубинный надвиг, разделяющий полуостров на две различные зоны, образует непосредственное продолжение глубинного надвига, разделяющего зоны полуостровов Среднего и Рыбачьего.

Миогеосинклинальные отложения рифея полуостровов Канин, Рыбачий и Варангер коррелируются по возрасту и составу с верхнерифейскими толщами Полюдова Камня, западного склона Среднего Урала и Башкирского поднятия Южного Урала, намечающими миогеосинклинальную зону доуралид (Журавлев и др., 1965; Журавлев, Раабен, 1968).

## ВНУТРЕННЕЕ СТРОЕНИЕ ФУНДАМЕНТА И ТИПЫ АНОМАЛЬНЫХ МАГНИТНЫХ ПОЛЕЙ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

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

Магнитное поле Восточно-Европейской платформы, за исключением ее северо-восточного внешнего угла (полуостров Тиман и Большеземельская тундра), характеризуется развитием обширных областей мозаичных аномалий, разделенных и опоясанных зонами полосовых максимумов и минимумов (см. рис. 7).

В пределах Балтийского щита, в его восточной части прослеживаются Кольская и Карельская зоны интенсивных полосовых максимумов северо-западного простирания, ограничивающие с северо-востока и юго-запада Беломорскую область пониженного мозаичного магнитного поля. В области свекофеннит Финляндии и Швеции выделяются дугообразные сложно ветвящиеся полосы аномалий, окружающие участки пониженных значений магнитного поля, наиболее обширный из которых — минимум в пределах массива гнейсов южной Швеции. Основные зоны аномального магнитного поля Балтийского щита продолжаются к югу и юго-востоку в пределы Русской плиты.

Прямым продолжением Кольской зоны является протяженная Мезенско-Вычегодская зона полосовых максимумов и минимумов магнитного поля, с которой в свою очередь сочленяются Кировско-Сыктывкарская и Камско-Вятская зоны. На протяжении Беломорской зоны выделяются Северо-Двинская область пониженного мозаичного магнитного поля, имеющая форму огромного "полумесца", обращенного выпуклостью на юго-восток. Продолжением Карельской зоны служат Карельская и Валдайская зоны больших широких максимумов.

Система дугообразных и сложно ветвящихся полос магнитных аномалий, опоясывающих участки с мозаичным строением магнитного поля в пределах Прибалтики, Польши, а также Балтийского моря, продолжается к югу и юго-востоку от аномального поля над свекофеннидами Швеции и Финляндии. На юго-западе они ограничиваются обширным Польско-Германским региональным минимумом магнитного поля, имеющим северо-западное простирание (см. рис. 7).

В пределах Украинского щита доминируют Криворожско-Кременчугская полоса интенсивных магнитных максимумов и Кировоградский минимум общего меридионального простирания, которые продолжаются далеко к югу и северу от границ щита. Эти системы полосовых аномалий разделяют Приднепровский и Подольский участки повышенного мозаичного поля, опоясанных в свою очередь зонами полосовых аномалий (см. рис. 7).

В центральных районах Русской плиты выделяется грандиозная система Курских магнитных аномалий (интенсивностью до 100—120 тысяч гамм), которая на севере сочленяется с широтной Московской зоной полосовых максимумов и минимумов. На юго-востоке к последней причленяется ярко выделяющаяся Рязано-Саратовская система линейных магнитных аномалий северо-западного простирания.

В пределах Волго-Уральской области выделяется целый ряд участков повышенного мозаичного магнитного поля (Жигулевско-Пугачевский, Альметьевский, Окско-Волжский, Красноуфимский и др.), разделенных и опоясанных зонами (Камско-Вятская, Казанско-Владимирская, Осинская, Токаревско-Уфимская и др.) полосовых магнитных максимумов и минимумов.

В пределах юго-восточного угла Восточно-Европейской платформы, занятого Прикаспийской впадиной, в ее западной, большей части выделяется обширная область отрицательного мозаичного магнитного поля, которая на юге и востоке ограничена Южно-Эмбенской зоной полосовых магнитных максимумов. Наконец, северо-восточный внешний угол платформы в пределах Тимана и Печорской впадины охватывается обширным Тиманским региональным минимумом магнитного поля и Большеземельской системой полосовых магнитных максимумов, образующих общую систему северо-западного простирания.

В заключение краткого рассмотрения пространственного распределения аномалий магнитного поля Восточно-Европейской платформы важно отметить, что магнитные поля ее Балтийского и Украинского щитов и Русской плиты принципиально сходны, и развитые в их пределах области мозаичных аномалий и зоны полосовых аномалий четко коррелируются между собой (см. рис. 7). Однако Тиманский кряж и Большеземельская тундра в области северо-восточного внешнего угла платформы отличаются иным типом магнитного поля.

Существование различных типов магнитных полей в пределах Восточно-Европейской платформы уже давно признается многими исследователями (Архангельский и др., 1937б; Шатский, 1946б; Андреев, 1955; Фотиади, 1958) как основание в комплексе с другими геолого-геофизическими данными для расчленения ее фундамента на ряд разновозрастных и разнородных докембрийских складчатых систем. Это положение нашло наглядное подтверждение после изучения региональной геофизической характеристики основных складчатых зон и массивов Балтийского и Украинского щитов (Фотиади, 1958; Зандер и др., 1967; Крутиховская, 1967, 1970; Гафаров, 1961; 1963а, б, 1971б; Козловская и др., 1971; Дедеев, 1972а). Как здесь было установлено, архейские массивы гнейсов (Беломорский, Приднепровский и др.) характеризуются мозаичными, в основном пониженными магнитными полями, а разделяющие и опоясывающие их складчатые зоны свекофенно-карелид — системами полосовых максимумов и минимумов. Выявление региональной геофизической характеристики складчатых комплексов докембрия щитов Восточно-Европейской платформы, а также Тимана и Урала имеет, следовательно, весьма важное значение для систематизации и тектонической интерпретации различных типов магнитных полей в зависимости от возраста и характера структурных элементов складчатого докембрия и возможности экстраполяции установленных соотношений в пределы Русской плиты.

Для выяснения внутреннего строения фундамента в настоящее время большое значение имеет составление достаточно детальных геолого-петрографических карт для некоторых районов Русской плиты таких, как КМА (Зайцев и др., 1970), Волго-Уральская область (Лапинская, Богданова, 1972; Неволин, Веселовская, 1972), Белоруссии (Пап, 1971), Прибалтики (Биркис и др., 1972), а также карт магнитных пород фундамента (Зандер и др., 1967; Дедеев, 1972а).

Используя имеющиеся данные о строении и геофизической характеристике докембрия щитов и выступов, материалы бурения и особенно материалы региональных геофизических исследований (в первую очередь аэромагнитной съемки), на карте внутреннего строения фундамента Восточно-Европейской платформы выделены тектонические элементы (рис. 10 на вкладке), показаны досвекофенно-карельские массивы ранней консолидации (докарельские ядра) и их аналоги под платформенным чехлом или под морем. В некоторых случаях отображен существенно гранитоидный состав этих массивов. Среди них выделяется несколько основных типов (по размерам, соотношениям с более молодыми зонами и т.д.). Особо выделены досвекофенно-карельские массивы и их части, переработанные свекофенно-карельской складчатостью. При этом, видимо, могут быть выделены массивы, испытавшие глыбово-магматическую переработку, тогда как их блоки, прошедшие геосинклинальную переработку, вошли в состав складчатых зон свекофенно-карелид (ядра антиклинорий и т.д.).

Свекофенно-карельские складчатые комплексы, достаточно подробно расчлененные в пределах Балтийского и Украинского щитов (ранние и поздние карелиды восточной части Балтийского щита и свекофениды его западной части, азово-волынский и криворожский комплексы Украинского щита и т.д.), показаны в большинстве случаев в пределах Русской плиты в виде нерасчлененных свекофенно-карельских систем. Лишь в пределах зоны КМА и склонов Украинского и Балтийского щитов в составе фундамента выделены аналоги ранних и поздних карелид восточной части Балтийского щита. В пределах складчатых зон свекофенно-карелид намечены также контуры крупных линейных синклинорий (в очертаниях больших полосовых магнитных максимумов и по карте магнитных пород), а также выделены по данным бурения и геофизики массивы свекофенно-карельских

гранитоидов и основных и ультраосновных интрузий. Последние, естественно, наиболее обоснованы в пределах зоны КМА, Волго-Уральской области, Белоруссии, Прибалтики и др. Оси магнитных аномалий, показанные на карте, рельефно отображают простирающие складчатые зоны свекофенно-карелид и их структурные соотношения с древними досвекофенно-карельскими массивами.

В западной части платформы, так же, как и на щитах, оконтурены, по данным бурения и гравиметрии, массивы гранитоидов типа рапакиви, а также осадочные комплексы типа иотнийской формации Балтийского щита и вольно-овручского комплекса Украины. В пределах эпикарельского остова Восточно-Европейской платформы особым знаком выделены контуры средне- и верхнерифейских прогибов, позволяющие рассмотреть их соотношения по положению и простираанию с зонами свекофенно-карелид.

В области байкальской складчатости северо-восточного угла Восточно-Европейской платформы обособляются миеосинклинальная зона Тимана и эвгеосинклинальная зона Большеземельской тундры. В пределах Тиманской зоны, по данным бурения и гравиметрии, показан ряд массивов рифейских гранитоидов, тогда как вдоль Большеземельской зоны намечены крупнейшие синклиналии.

Среди многочисленных типов разломов, осложняющих фундамент Восточно-Европейской платформы, выделяются глубинные разломы, включая краевые швы, ограничивающие платформу, а также особо различаются крупные разломы, проникающие в чехол и не захватывающие его, что имеет важное значение для анализа соотношений структур фундамента и чехла. Кроме того, выделены протяженные разломы типа надвигов и шарьяжей, а также сбросы и многочисленные разломы неустановленного типа.

На карте отображены также основные черты строения фундамента и характер структурных ограничений платформы в зоне сочленения ее с геосинклинальными складчатыми системами каледонид, варисцид и альпид.

#### РЕГИОНАЛЬНАЯ ГЕОФИЗИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ДОКЕМБРИЯ БАЛТИЙСКОГО ЩИТА

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

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

#### Кольская складчатая зона карелид

Сложная складчатая зона карелид Кольского полуострова, состоящая из ряда линейно вытянутых синклиналий и антиклиналий, ярко отображается в полосовом магнитном поле в виде системы чередующихся линейных максимумов и минимумов. Последние так же, как и складчатые структуры Кольской зоны, характеризуются своим выдержанным северо-западным простираанием.

Выделяющиеся в пределах Кольской зоны Печенгско-Варзугский и Кольско-Кейвский синклиналии, а также ограничивающие их Центральнo-Кольский антиклиналий и Мурманский массив, отчетливо вырисовываются в магнитном поле в виде систем аномалий той или иной интенсивности и знака в соответствии с магнитными свойствами слагающих их пород карельского комплекса и архея. Важно отметить, что наблюдаемый характер и интенсивность магнитного поля Кольской складчатой зоны отражают не только свойства, состав пород и строение складчатых образований докембрия, выходящих на поверхность и отображаемых на геологической карте, но также и их глубинные структурные этажи и интрузивные массивы. В связи с этим общая структура магнитного и гравитационного полей не всегда полностью соответствует контурам и границам складчатых структур на

В заключение краткого рассмотрения пространственного распределения аномалий магнитного поля Восточно-Европейской платформы важно отметить, что магнитные поля ее Балтийского и Украинского щитов и Русской плиты принципиально сходны, и развитые в их пределах области мозаичных аномалий и зоны полосовых аномалий четко коррелируются между собой (см. рис. 7). Однако Тиманский кряж и Большеземельская тундра в области северо-восточного внешнего угла платформы отличаются иным типом магнитного поля.

Существование различных типов магнитных полей в пределах Восточно-Европейской платформы уже давно признается многими исследователями (Архангельский и др., 1937б; Шатский, 1946б; Андреев, 1955; Фотиади, 1958) как основание в комплексе с другими геолого-геофизическими данными для расчленения ее фундамента на ряд разновозрастных и разнородных докембрийских складчатых систем. Это положение нашло наглядное подтверждение после изучения региональной геофизической характеристики основных складчатых зон и массивов Балтийского и Украинского щитов (Фотиади, 1958; Зандер и др., 1967; Крутиховская, 1967, 1970; Гафаров, 1961; 1963а, б, 1971б; Козловская и др., 1971; Дедеев, 1972а). Как здесь было установлено, архейские массивы гнейсов (Беломорский, Приднепровский и др.) характеризуются мозаичными, в основном пониженными магнитными полями, а разделяющие и опоясывающие их складчатые зоны свекофенно-карелид — системами полосовых максимумов и минимумов. Выявление региональной геофизической характеристики складчатых комплексов докембрия щитов Восточно-Европейской платформы, а также Тимана и Урала имеет, следовательно, весьма важное значение для систематизации и тектонической интерпретации различных типов магнитных полей в зависимости от возраста и характера структурных элементов складчатого докембрия и возможности экстраполяции установленных соотношений в пределы Русской плиты.

Для выяснения внутреннего строения фундамента в настоящее время большое значение имеет составление достаточно детальных геолого-петрографических карт для некоторых районов Русской плиты таких, как КМА (Зайцев и др., 1970), Волго-Уральская область (Ляпинская, Богданова, 1972; Неволлин, Веселовская, 1972), Белоруссии (Пап, 1971), Прибалтики (Биркис и др., 1972), а также карт магнитных пород фундамента (Зандер и др., 1967; Дедеев, 1972а).

Используя имеющиеся данные о строении и геофизической характеристике докембрия щитов и выступов, материалы бурения и особенно материалы региональных геофизических исследований (в первую очередь аэромагнитной съемки), на карте внутреннего строения фундамента Восточно-Европейской платформы выделены тектонические элементы (рис. 10 на вкладке), показаны досвекофенно-карельские массивы ранней консолидации (докарельские ядра) и их аналоги под платформенным чехлом или под морем. В некоторых случаях отображен существенно гранитоидный состав этих массивов. Среди них выделяется несколько основных типов (по размерам, соотношениям с более молодыми зонами и т.д.). Особо выделены досвекофенно-карельские массивы и их части, переработанные свекофенно-карельской складчатостью. При этом, видимо, могут быть выделены массивы, испытавшие глыбово-магматическую переработку, тогда как их блоки, прошедшие геосинклинальную переработку, вошли в состав складчатых зон свекофенно-карелид (ядра антиклинориев и т.д.).

Свекофенно-карельские складчатые комплексы, достаточно подробно расчлененные в пределах Балтийского и Украинского щитов (ранние и поздние карелиды восточной части Балтийского щита и свекофениды его западной части, азово-волынский и криворожский комплексы Украинского щита и т.д.), показаны в большинстве случаев в пределах Русской плиты в виде нерасчлененных свекофенно-карельских систем. Лишь в пределах зоны КМА и склонов Украинского и Балтийского щитов в составе фундамента выделены аналоги ранних и поздних карелид восточной части Балтийского щита. В пределах складчатых зон свекофенно-карелид намечены также контуры крупных линейных синклинориев (в очертаниях больших полосовых магнитных максимумов и по карте магнитных пород), а также выделены по данным бурения и геофизики массивы свекофенно-карельских

гранитоидов и основных и ультраосновных интрузий. Последние, естественно, наиболее обоснованы в пределах зоны КМА, Волго-Уральской области, Белоруссии, Прибалтики и др. Оси магнитных аномалий, показанные на карте, рельефно отображают простираание складчатых зон свекофенно-карелид и их структурные соотношения с древними досвекофенно-карельскими массивами.

В западной части платформы, так же, как и на щитах, оконтурены, по данным бурения и гравиметрии, массивы гранитоидов типа рапакиви, а также осадочные комплексы типа иотинийской формации Балтийского щита и волыно-овручского комплекса Украины. В пределах эпикарельского остова Восточно-Европейской платформы особым знаком выделены контуры средне- и верхнерифейских прогибов, позволяющие рассмотреть их соотношения по положению и простираанию с зонами свекофенно-карелид.

В области байкальской складчатости северо-восточного угла Восточно-Европейской платформы обособляются миогеосинклинальная зона Тимана и эвгеосинклинальная зона Большеземельской тундры. В пределах Тиманской зоны, по данным бурения и гравиметрии, показан ряд массивов рифейских гранитоидов, тогда как вдоль Большеземельской зоны намечены крупнейшие синклиналии.

Среди многочисленных типов разломов, осложняющих фундамент Восточно-Европейской платформы, выделяются глубинные разломы, включая краевые швы, ограничивающие платформу, а также особо различаются крупные разломы, проникающие в чехол и не захватывающие его, что имеет важное значение для анализа соотношений структур фундамента и чехла. Кроме того, выделены протяженные разломы типа надвигов и шарьяжей, а также сбросы и многочисленные разломы неустановленного типа.

На карте отображены также основные черты строения фундамента и характер структурных ограничений платформы в зоне сочленения ее с геосинклинальными складчатыми системами каледонид, варисцид и альпид.

#### РЕГИОНАЛЬНАЯ ГЕОФИЗИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ДОКЕМБРИЯ БАЛТИЙСКОГО ЩИТА

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

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

#### Кольская складчатая зона карелид

Сложная складчатая зона карелид Кольского полуострова, состоящая из ряда линейно вытянутых синклиналий и антиклиналий, ярко отображается в полосовом магнитном поле в виде системы чередующихся линейных максимумов и минимумов. Последние так же, как и складчатые структуры Кольской зоны, характеризуются своим выдержанным северо-западным простираанием.

Выделяющиеся в пределах Кольской зоны Печенгско-Варзугский и Кольско-Кейвский синклиналии, а также ограничивающие их Центрально-Кольский антиклиналий и Мурманский массив, отчетливо вырисовываются в магнитном поле в виде систем аномалий той или иной интенсивности и знака в соответствии с магнитными свойствами слагающих их пород карельского комплекса и архея. Важно отметить, что наблюдаемый характер и интенсивность магнитного поля Кольской складчатой зоны отражают не только свойства, состав пород и строение складчатых образований докембрия, выходящих на поверхность и отображаемых на геологической карте, но также и их глубинные структурные этажи и интрузивные массивы. В связи с этим общая структура магнитного и гравитационного полей не всегда полностью соответствует контурам и границам складчатых структур на

поверхности. Вместе с тем, основные черты строения и состава складчатых толщ синклиналий и антиклиналий Кольской зоны и восточной части Балтийского щита в целом находят четкое отражение в различных типах магнитных аномалий. Среди последних, таким образом, следует различать аномалии, связанные со складчатыми комплексами докембрия, выходящими на поверхность, и аномалии глубинного происхождения.

Как показывает анализ магнитных карт, наиболее характерными элементами магнитного поля Кольской складчатой зоны карелид, определяющими его основные черты, являются Печенгско-Варзутская, Кольско-Кейвская, Центрально-Кольская и Мурманская системы полосовых аномалий, соответствующие одноименным складчатым синклиналиям и антиклиналиям.

Мурманский массив, сложенный в основном немагнитными архейскими гранодиоритами, гнейсами и амфиболитами, отображается неоднородным и переменным по характеру магнитным полем. Оно отличается развитием как разноориентированных локальных максимумов и минимумов, так и крупных региональных аномалий (Мурманская и др.) северо-западного простирания, в общем аналогичных полосовым магнитным максимумам смежного Кейвского синклиналия. Над Мурманским массивом наблюдаются преимущественно относительно повышенные значения силы тяжести.

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

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

Как показывают результаты пересчетов в верхнее полупространство на высоты в 6 и 30 км (Поротова, Сипакова, 1963), основной аномальный фон Кейвского регионального максимума обусловлен глубинными факторами вплоть до неоднородностей в верхней мантии (рис. 11), залегающей здесь на глубине всего 30–32 км (Литвиненко и др., 1968). В то же время многочисленные линейные аномалии в краевых частях регионального магнитного максимума Больших Кейв и внутри него связаны со складчатыми вулканогенно-осадочными образованиями и основными интрузиями нижнего протерозоя. Особенно четко фиксируется в магнитном поле в виде интенсивного линейного максимума до 1600 гамм большой глубинный разлом, ограничивающий Кольско-Кейвский синклиналий с севера и захватывающий всю толщу земной коры, вплоть до поверхности Мохоровичича. По этому разлому произошел надвиг на Кольско-Кейвский синклиналий Мурманского массива архейских пород (Харитонов, 1960), который перекрывл в виде тектонического покрова карельские складчатые комплексы.

В пределах Кейвского зеленокаменного прогиба (рис. 11), по данным ГСЗ (Литвиненко и др., 1968), на глубинах не более 3–4 км от дневной поверхности залегает преломляющая граница с граничными скоростями, равными 6,5–6,65 км/сек, которую можно отождествить с поверхностью "базальтового" слоя. Таким образом, верхняя часть разреза Кейвского синклиналия до глубин 3–4 км сложена толщами кейвской серии, пронизанными щелочными гранитами, которые, видимо, залегают непосредственно на "базальтовом" (архейском основании, с другой точки зрения) слое земной коры (Литвиненко и др., 1968). Специфика строения и состава земной коры и верхней мантии Кейвского синклиналия подчеркивается приуроченностью к нему минимума силы тяжести, что представляет исключение, так как в восточной части Балтийского щита синклинальные структуры характе-

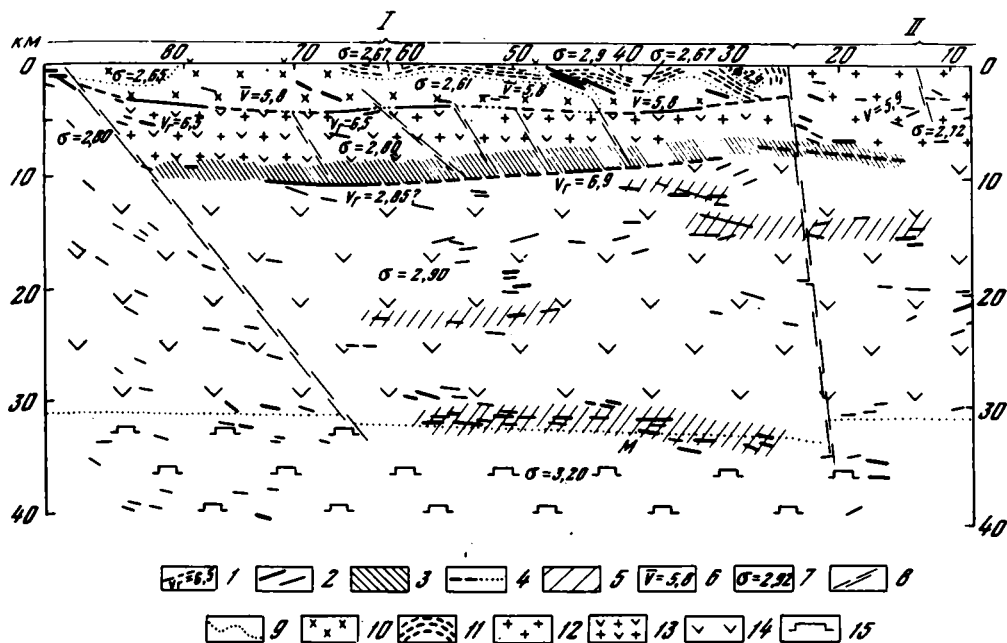


Рис. 11. Сейсмологический разрез по Кейвскому профилю (Литвиненко и др., 1968)

I – Кольско-Кейвский синклиниорий, II – Северо-Кольский антиклинарий (Мурманский блок)  
 1 – преломляющие границы и значения граничной скорости ( $V_r$ , км/сек); 2 – отражающие площадки, соответствующие волнам интенсивным и слабым по амплитуде записи; 3 – интервал залегания сейсмической границы с возможной  $V_r = 6,9$  км/сек; 4 – участки преломляющей границы, соответствующие осложнениям в записи волн; 5 – положение сейсмических границ, построенных по разрозненным отражениям; 6 – значение средней скорости в верхней части разреза, км/сек; 7 – принятые значения плотности, г/см<sup>3</sup>; 8 – зоны тектонических нарушений, предполагаемые по сейсмическим и геологическим данным; 9 – предполагаемые геологические границы по данным гравirazведки; 10 – щелочные граниты; 11 – кейвская серия без расчленения (гнейсы, сланцы); 12 – архейские гранитизированные породы различного состава; 13 – слой со скоростью упругих волн 6,5–6,7 км/сек (вероятно, средние и основные гранулиты – верхняя часть гранулито-базальтового слоя); 14 – слой со скоростью упругих волн 6,8–6,9 км/сек (гранулито-базитовый слой); 15 – подкорковый слой

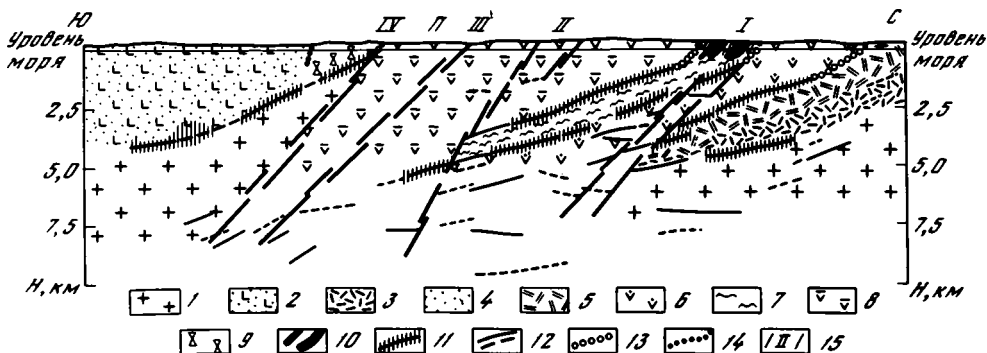


Рис. 12. Схематический сейсмический разрез по Печенгскому профилю (Литвиненко, Ленина, 1968)

1 – гранитоиды архея; 2 – тундровая серия без расчленения; 3 – I вулканогенный покров; 4 – осадочные толщи между I, II и III вулканогенными покровами; 5 – II вулканогенный покров; 6 – III вулканогенный покров; 7 – филлиты; 8 – IV вулканогенный покров; 9 – порфириды г.Порыташ; 10 – вулканогенные и основные породы; 11 – осредненное положение отражающих границ, связываемых с известными геологическими контактами и интервалами их залегания с учетом построений; 12 – отражающие площадки невыясненной природы; 13 – предполагаемые отражающие границы вблизи дневной поверхности; 14 – контакты пород по геологическим данным; 15 – предполагаемые зоны нарушений и их номера



ризуются положительными гравитационными аномалиями. Подобная геофизическая характеристика синклинория, возможно, может быть связана с широким развитием щелочных гранитов и щелочного метасоматоза, охватившего в его пределах всю толщу земной коры и верхней мантии (Цирульников и др., 1968).

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

В северо-западной части Кольского полуострова Центрально-Кольский антиклинорий сложен гранато-биотитовыми гнейсами Кольской серии и разнообразными гранитами, которые отображаются полосовым магнитным минимумом северо-западного простирания. Вместе с тем в этой и центральной частях антиклинория отмечается обширная положительная аномалия силы тяжести, вытянутая в северо-западном направлении. Интенсивность аномалии соответствует средней плотности ( $2,82 \text{ г/см}^3$ ) гранулитов и гнейсов низов кольской серии. Восточная часть Центрально-Кольского антиклинория охватывается окраинной частью крупной региональной магнитной аномалии Больших Кейв, выделяющейся севернее в пределах Кольско-Кейвского синклинория. Гнейсо-граниты архея, биотитовые и амфиболитовые гнейсы кейвской серии и щелочные граниты, слагающие антиклинорий в этой его части, — слабо магнитные образования; они не создают магнитных аномалий. Развитое здесь плавное повышенное магнитное поле южного склона регионального Кейвского максимума не может быть связано с этими породами и обусловлено, вероятно, глубинными факторами.

Печенгско-Варзутский синклинорий карелид Кольской складчатой зоны на всем протяжении отображается сложно варьирующим магнитным полем, выраженным системой полосовых максимумов и минимумов. Они фиксируют строение и состав выполняющих мощных осадочно-вулканических толщ нижнего и среднего протерозоя. В пределах синклинория в магнитном поле особенно четко вырисовываются Печенгский и Имандра-Варзутский зеленокаменные геосинклинальные прогибы.

Печенгский зеленокаменный прогиб в северо-западной окраинной части Печенгско-Варзутского синклинория отображается весьма неоднородным варьирующим магнитным полем, особенно повышенным над телами ультраосновных интрузий вдоль горизонта продуктивной филлитовой толщи. Аномальный фон магнитного поля зеленокаменного прогиба, по-видимому, обусловлен также и повышенным залеганием поверхности базальтового слоя в его пределах, что фиксируется здесь интенсивным максимумом силы тяжести. Последний обусловлен также значительной избыточной плотностью ( $\sigma = 0,2 \text{ г/см}^3$ ) осадочно-вулканогенных толщ печенгской серии по отношению к гнейсам и гранитам архея и нижнего протерозоя (Цирульников и др., 1968).

Как показывают данные ГСЗ (Литвиненко, 1963), поверхность базальтового слоя под образованиями печенгской серии залегает на глубине всего 5–7 км (рис. 12). Очевидно, формирование осадочно-вулканогенных пород печенгской



Рис. 13. Схематический разрез по Имандра-Варзутскому профилю (Литвиненко и др., 1968)

А — Имандра-Варзутская синклинорная зона: I — южная подзона, II — северная подзона, Б — Центрально-Кольский антиклинорий

1 — отражающие площадки, соответствующие интенсивным волнам; 2 — отражающие площадки, соответствующие волнам с малой амплитудой записи; 3 — интервал залегания основных сейсмических границ с учетом точности построений; 4 — положение сейсмических границ, выделенных по разрозненным отражениям; 5 — осредненное положение преломляющей границы со скоростью  $V_T = 7 \text{ км/сек}$ ; 6 — предполагаемые вблизи дневной поверхности крутопадающие отражающие границы; 7 — индексы границ, соответствующие основным группам волн; 8 — тектонические нарушения, установленные на поверхности и предполагаемые на глубине по сейсмическим данным и их номера; 9 — значение средней скорости, км/сек; 10 — принятые значения плотности,  $\text{г/см}^3$ ; 11 — ильменская свита имандра-варзутской серии (диабазы, мандельштейны); 12 — имандра-варзутская серия без расчленения (среднепротерозойский вулканогенно-осадочный комплекс); 13 — тундровая серия (нижнепротерозойский комплекс гнейсов, сланцев, амфиболитов, кварцитов и др.); 14 — архейский гранито-гнейсовый комплекс без расчленения; 15 — щелочные граниты; 16 — Панская интрузия габбро, габбро-норитов; 17 — гранулит-базитовый слой земной коры; 18 — подкоровый слой



серии обусловлено заложением вдоль зоны глубинного разлома непосредственно на поверхности базальтового слоя геосинклинального прогиба. В разрезе выполняющей его печенгской серии выделяется четыре мощных "покрова" вулканогенных толщ (четыре "цикла" излияний основной магмы), причем к основанию верхнего четвертого покрова зеленокаменных пород приурочен горизонт никеленосных гипербазитов (Загородный, 1970). Гипербазитовая и диабазовая формации — ведущие члены названного ряда.

Материалы ГСЗ позволяют говорить о значительной роли глубинных надвигов в формировании Печенгского зеленокаменного прогиба, характеризующегося сложным чешуйчато-моноклинальным строением. Крупный взбросо-надвиг, ограничивающий с юго-запада Печенгский прогиб, фиксируется сменой аномального варьирующего магнитного поля печенгской серии пониженным полем, которое характерно для площади распространения тундровой серии нижнего протерозоя.

Имандра-Варзугский зеленокаменный прогиб в юго-восточной части Печенгско-Варзугского синклиория характеризуется протяженными магнитными аномалиями, фиксирующими интенсивно намагниченные осадочно-вулканогенные образования серии имандра-варзуга. Он представляет собой крупный асимметричный прогиб со срезанным глубинным надвигом южным крылом и характеризуется сложным чешуйчато-моноклинальным строением.

Как показывают данные ГСЗ (Литвиненко и др., 1968), мощность отложений серии имандра-варзуга, выполняющей зеленокаменный прогиб и залегающей на поверхности базальтового слоя, достигает 12 км (рис. 13). Кроме того, последний четко фиксируется интенсивным полосовым максимумом силы тяжести, который, по-видимому, обусловлен весьма плотными (избыточная плотность порядка  $0,2 \text{ г/см}^3$ ) и интенсивно намагниченными вулканогенными толщами зеленокаменного прогиба.

Важно подчеркнуть, что сравнительный анализ магнитных полей Имандра-Варзугского и Печенгского прогибов показывает их значительное сходство по характеру и морфологии аномалий, обычно отражающих основные структурные особенности. Таким образом, Печенгский и Имандра-Варзугский зеленокаменные прогибы имеют общие черты и аналогичны не только по составу слагающих их вулканогенно-осадочных толщ, но и весьма сходны по глубинному строению. Оба прогиба заложены непосредственно на поверхности базальтового слоя и характеризуются чешуйчатым моноклинальным строением выполняющих их складчатых комплексов с южным региональным падением. Южные крылья обоих прогибов срезаны крупными глубинными надвигами, по которым складчатые образования тундровой серии надвинуты на центральные части зеленокаменных прогибов. Морфология прогибов свидетельствует, таким образом, об условиях тектонического сжатия, сопровождавшего формирование этих структур. Они могут рассматриваться как фронтальные части надвиговых структур, непосредственно связанные с глубинными зонами земной коры и верхней мантии и перекрытые в свою очередь с юго-запада наклонными блоками нижнего протерозоя и архея. Южная граница Кольской складчатой зоны карелид намечается на этом участке одним из наиболее крупных в восточной части щита Вязозерским разломом (надвигом), по которому архейские толщи северо-восточной части Беломорского массива надвинуты на образования тундровой серии Имандра-Варзугской зоны. Этот надвиг с южным падением четко отражается в магнитном поле в виде системы локальных максимумов.

### Беломорский массив архея

Беломорский массив, сложенный глубоко метаморфизованными и интенсивно дислоцированными гнейсами, ярко отображается региональным максимумом силы тяжести и спокойным пониженным мозаичным магнитным полем (см. рис. 7). Разнообразные гнейсы и переслаивающиеся с ними амфиболиты, слагающие массив, представляют весьма плотные образования и поэтому повсеместно обуславливают интенсивные аномалии силы тяжести, но гнейсы массива представляют собой практически немагнитные породы.

Пониженным магнитным полем отрицательного знака фиксируются преимущественно биотитовые, гранато-биотитовые и другие разности гнейсов. Участки повышенного и варьирующего поля отвечают обычно разнообразным по составу интрузиям габбро-диоритов.

Важно подчеркнуть, что в целом однородные и монотонные гравитационные и магнитные поля Беломорского массива на отдельных участках характеризуются своеобразным мозаичным строением. Последнее (особенно в случае магнитного поля) обусловлено глубинными структурами гнейсов архея, собранных в складки северо-западного и северо-восточного простираний. Они часто образуют сложные дугообразные и куполовидные структурные формы. Многочисленные "купола" Беломорского массива наблюдаются преимущественно в пределах выходов наиболее интенсивно мигматизированной и гранитизированной керетской свиты, сложенной основными гнейсо-гранитами, мигматитами и биотитовыми гнейсами. При этом куполовидные структуры фиксируются локальными гравитационными минимумами изометричной и округлой формы. Межкупольные участки в пределах беломорского комплекса гнейсов, характеризующиеся положительными локальными аномалиями силы тяжести, сложены, как правило, более плотными амфиболитами хеталамбинской свиты.

В расположении куполов в пределах массива наряду с разнобразной ориентировкой наблюдается в отдельных зонах и участках определенная упорядоченность. Особенно четко выделяется северо-западная ориентировка куполов в области сочленения беломорид и карелид.

В характере и распределении магнитного и гравитационного полей Беломорского массива находят отражение и некоторые слагающие его крупные складчатые структуры, как, например, Енский, Лоухский, Колвицкий синклиории и т.д. Внутреннее строение Енского и Лоухского синклиориев, по геофизическим данным, весьма сложное. Массив гранулитов в северо-западной части Беломорского блока фиксируется крупными магнитными максимумами.

На Терском побережье, в пределах Беломорского массива, выделяется крупный Стрельнинский синклиорий. Преобладающее падение пород здесь юго-западное. В целом этой части Беломорского массива отвечает полоса отрицательного магнитного поля с множеством локальных максимумов, а также Южно-Кольский полосовой максимум силы тяжести. По геологическим и геофизическим данным эта часть Беломорского массива в зоне сочленения с кольскими карелидами характеризуется разломами, дроблением и образованием зон бластомилонитов по архейским и протерозойским толщам. Ориентировка многочисленных надвигов указывает на перемещение жестких глыб беломорских гнейсов на север в сторону карелид.

Следует подчеркнуть, в связи с этим, приуроченность к северо-восточной перфрии Беломорского массива и границе его с Кольской зоной карелид пояса гипербазитовых массивов (Мончегорский и др.), которые, как показывают исследования в более молодых складчатых поясах (Пейве, 1969), служат надежным индикатором больших горизонтальных тектонических перемещений. Гипербазитовые массивы четко фиксируются максимумами гравитационного и магнитного полей. Аномалиями меньшей интенсивности отображается также "серпентинитовый пояс" в северной части Беломорского массива.

Пониженное магнитное поле, свойственное Беломорскому массиву, распространяется к юго-востоку вдоль Кандалакшского залива и в южную часть Белого моря, отмечая развитие здесь аналогичных гнейсов архея. Этот вывод подкрепляется приуроченностью к акватории Белого моря центральной части обширной региональной положительной аномалии, соответствующей Беломорскому массиву в целом, которая, видимо, отвечает здесь синклиорию беломорид, выполненному мощными комплексами с большой избыточной плотностью (типа амфиболитов) и ограниченному с северо-востока большим глубинным разломом. Последний фиксируется интенсивным полосовым максимумом магнитного поля, протягивающимся вдоль Кандалакшского залива.

Сложная складчатая система Карельской зоны, состоящая из ряда антиклинорий и синклинориев общего северо-западного простираения, ярко отображается гравитационными и магнитными аномалиями полосового строения.

Для магнитного поля Карельской зоны в целом характерно преобладание аномалий с резкими градиентами и интенсивностью, меняющейся от сотен до десятков тысяч гамм, обычно они отражают распространение эффузивно-осадочных комплексов карелид и разнообразных интрузий.

Восточно-Карельский синклинорий в юго-восточной части Ветреного пояса в целом характеризуется пониженным магнитным полем, которое осложнено множеством локальных максимумов линейной и изометричной формы. Подобный интенсивно варьирующий характер магнитного поля Восточно-Карельского синклинория резко отличает его от пониженного, относительно спокойного магнитного поля над гнейсами Беломорского массива, что позволяет протрассировать границу между ними (рис. 14).

Наиболее четкими полосовыми варьирующими магнитными аномалиями и относительно высокими максимумами силы тяжести фиксируются в пределах Восточно-Карельского синклинория синклинальные структуры поздних карелид (Шомбозерская, Шуэзерская, Ветреного пояса), выполненные осадочно-вулканогенными комплексами. Мощность их в пределах синклинали Ветреного пояса составляет, по сейсмическим данным, около 5 км (Анкудинов и др., 1972).

Вдоль глубинного разлома (надвига) на границе Карельской складчатой зоны и беломорид прослеживается мощная зона бластомилонитов и расланцевания сложного строения. Общий наклон чешуйчатых моноклиналей Восточно-Карельской структурной подзоны к юго-западу указывает на надвиг карелид в сторону Беломорского массива (Кратц, 1963; Новикова, 1971). Однако в районе глубинного сейсмического профиля Онежское озеро — Белое море (рис. 14) комплексы беломорских гнейсов надвинуты на структуры карелид (Анкудинов и др., 1972). Эти данные указывают на сложный многофазный и дифференцированный характер тектонических движений на стыке крупнейших структурных элементов щита.

Судя по радиометрическим данным (Шуркин, 1968), время заложения и формирования чешуйчатых структур связано с наиболее ранними стадиями развития карелид до формирования основной массы гранитоидов Карельской складчатой зоны, когда происходило формирование весьма специфической метабазитовой формации. Структуры этой ранней стадии развития Карельской складчатой зоны (ее догранитного этапа), видимо, значительно отличались от тектонического режима, существовавшего на месте гнейсовых куполов Беломорского массива.

Таким образом, характер предшествующей структурной и геохимической дифференциации, вероятно, во многом предопределял разные пути развития земной коры различных крупнейших структурных элементов Балтийского щита (Беломорский массив, Карельская и Кольская зоны и др.).

Центрально-Карельский антиклинорий, разделяющий Западно- и Восточно-Карельский синклинории, отображается спокойным и пониженным магнитным полем над слагающими его древними гнейсами и гранитами нижнего протерозоя. По характеристике в магнитном поле в составе Центрально-Карельского антиклинория резко выделяется Водлозерский блок, сложенный обогащенными магнетитом гранитоидами различного возраста (ара-гранитами) и отмечающийся крупным магнитным максимумом субмеридионального направления.

Западно-Карельский синклинорий весьма четко отмечается системой интенсивных полосовых магнитных аномалий, которая с северо-западным простираением прослеживается далеко за пределы Карелии и северную часть Финляндии, обрамляя с запада и юго-запада Беломорский и Гранулитовый массивы и сливаясь по простираению с северным продолжением Восточно-Финляндской синклинальной зоны. Большие полосовые магнитные аномалии в пределах Западно-Карельского синклинория отвечают крупным синклинальным структурам — Чалкинско-Хаутаварской, Совдозерской, Гимольской (Лобач-Жученко, 1969; Чернов и др., 1970), в кото-

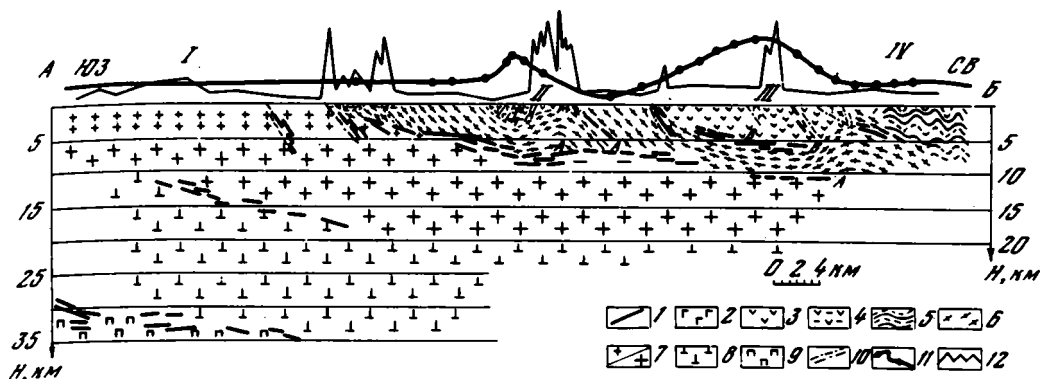


Рис. 14. Глубинный геолого-геофизический разрез по региональному профилю Онежское озеро - Белое море (Анкудинов и др., 1972)

I - Центрально-Карельская антиклинальная зона, II - Пулозерская синклиналь, III - синклинорий "Ветреный пояс", IV - Беломорский блок

1 - отражающие площадки, связанные с основными сейсмическими границами в разрезе земной коры; 2 - базиты и гипербазиты протерозоя; 3 - осадочно-вулканогенные образования среднего протерозоя (преимущественно); 4 - осадочно-вулканогенные образования нижнего протерозоя; 5 - толщи гнейсов беломорской серии; 6 - гранито-гнейсовый фундамент беломорид и карелид; 7 - древнейшие образования архейского основания: а - переработанные, б - интенсивно переработанные и гранитизированные в областях поднятий; 8 - гранулит-базитовый слой земной коры (базальт?); 9 - подкорковый слой "М"; 10 - зоны тектонических нарушений по сейсмическим данным; 11 - кривая  $\Delta g_{\text{лок}}$  с расчетными точками; 12 - график  $\Delta T$

рых залегают мощные залежи железистых кварцитов гимольской серии, образующие значительные по запасам месторождения железных руд Балтийского щита (Костомукшское, Межезерское). Резкие градиенты аномалий магнитного поля (Костомукшские аномалии и др.) обуславливаются крутыми складками гимольской и парандовской серий карелид.

Складчатые структуры поздних карелид в составе Западно-Карельского синклинория (Онежская, Сегозерская, Янгозерская и др.) сложены толщами сегозерской и онежской серий, собранными в пологие складки. Они отчетливо отражаются в магнитном поле в виде положительных аномалий линейной или дугообразной формы. В гравитационном поле эти структуры не имеют четкого отражения из-за небольшой мощности слагающих их осадочно-вулканогенных образований среднего протерозоя. Наиболее крупная Онежская мульда в составе юго-восточной части Западно-Карельского синклинория характеризуется в целом спокойным и повышенным фоном магнитного поля, которое отображает сложный комплекс выполняющих ее осадочно-вулканогенных толщ и пластовых интрузий. По данным ГСЗ, поверхность Мохоровичича располагается в этой области на глубинах 30–35 км. Одновременно в юго-западной части сейсмического профиля Онежское озеро - Белое море (Анкудинов и др., 1972) устанавливается подъем (с северо-востока на юго-запад) поверхности базальтового слоя с глубин 15–20 км до 10 км (в районе Онежского озера), где, видимо, на нем располагаются вулканогенные комплексы карелид (см. рис. 14).

Фенно-Карельский антиклинорий (см. рис. 10), сложенный разновозрастными гранитоидами, характеризуется в целом повышенным магнитным полем со средней интенсивностью около 400–500 гамм. Результаты аэромагнитной съемки на больших высотах (1500–2000 м) показывают связь этого аномального поля с глубинными объектами. Однако в южной части Фенно-Карельского антиклинория, сложенного в основном в центральной зоне гранитоидами с повышенной магнитной восприимчивостью ( $I = 134\text{--}323 \times 10^6$  СГС), наиболее интенсивные магнитные аномалии, по-видимому, отображают структуры, образованные магнетитосодержащими породами и на поверхности. Время возникновения интенсивных магнитных аномалий здесь в основном нижнепротерозойское. В этой связи следует под-

черкнуть, что, по данным С.Б. Лобач-Жученко (1969), структурные элементы гранитоидов (полосчатость) обнаруживают конформность с простирающимися осадочно-вулканогенными комплексами ранних карелид. Таким образом, процессы гранитообразования и ультраметаморфизма наложались на ранее сформированную структуру, либо возникли одновременно с надвиговым структурообразованием в процессе развития древнейших метабазитовых формаций (Новикова, 1971).

Восточно-Финляндский синклинирий отображается в общем пониженным магнитным полем, которое заметно осложнено рядом аномалий различных интрузий. В южной части синклиниория Сартавалльский выступ гнейсов и гранитоидов фиксируется рядом локальных максимумов и, как показывают данные Н.Г. Судовикова и других авторов указанной работы (1970), стал частью тектонического покрова, перемещенного с юга на север и залегающего на породах ладожской серии. Амплитуда горизонтальных перемещений превышает первые десятки километров.

На северо-западном продолжении Карельской складчатой зоны карелид карельские складчатые структуры финской Лапландии четко фиксируются полосовыми максимумами, продолжающимися по простиранию Западно-Карельскую и Восточно-Финляндскую системы аномалий и связанными с мощными осадочно-вулканогенными толщами карелид.

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

### **Зона свекофеннид Финляндии и Швеции**

Свекофенниды южной части Финляндии и средней части Швеции характеризуются разнообразными магнитными полями в зависимости от состава и характера строения слагающих их осадочно-вулканогенных толщ. С целью систематизации и тектонической интерпретации различных типов аномальных магнитных полей нами была проведена сводка разнообразных карт аномалий Финляндии, Швеции и Норвегии (рис. 15 на вкладке), сопоставленных затем с аномальным полем восточной части Балтийского щита.

Зона свекофеннид отличается сложно изгибающимися дугообразными системами магнитных аномалий, огибающими участки мозаичного пониженного поля. Центральнo-Финляндский массив гнейсов и разновозрастных огнейсованных гранитов в южной части Финляндии отображается областью в целом пониженных мозаичных магнитных аномалий, различных по форме и не имеющих отчетливо выраженной ориентировки. Линейные складчатые полосы свекофеннид, обрамляющие массивы, фиксируются системами полосовых магнитных максимумов и весьма изменчивыми простирающимися. Положение и простирание аномалий восточного побережья Ботнического залива отчетливо указывают на продолжение свекофеннид южной Финляндии к западу, на соединение со свекофеннидами средней Швеции.

В пределах свекофеннид Швеции, в северной части страны, вдоль окраинной зоны свекофеннид северного Норланда (район городов Кируна и Елливаре) и по границе с синклинальной зоной карелид северного Норланда, особенно ярко выражены субмеридиональные и северо-западного простирания интенсивные магнитные максимумы. Они связаны с железорудными вулканогенными толщами серии Арвидсъяур — Кируна, протягивающимися далеко на восток и юг и содержащими крупнейшие месторождения железистых кварцитов и апатитсодержащих железных руд (Чернов и др., 1970). На северо-западном продолжении этой зоны уже в пределах каледонид над тектоническим окном древних гнейсов и гранитоидов отмечаются сходные максимумы и минимумы магнитного поля (рис. 15).

В пределах окраинной зоны свекофеннид южного Норланда ориентировка магнитных максимумов меняется с востока на запад от широтной до меридиональной и северо-западной. Магнитные аномалии вызваны здесь толщами эффузивов с прос-

долями доломитов и железных руд. Магнитные аномалии зоны свекофеннид южного Норланда непрерывно распространяются к северо-западу в район тектонических "окон" в районе верховьев р. Лонган и к западу от г. Сутаген, где выступают гнейсы и гранитоиды свекофеннского комплекса.

Полоса интенсивных магнитных максимумов общего субмеридионального простирания отмечается над полем развития иотнийских образований юго-западной части Швеции, в верхнем бассейне р. Далельвен, где они фиксируют основные и ультраосновные интрузии, а также, видимо, вулканогенные образования готского и более древних комплексов. Характерно, что эта система полосовых аномалий непрерывно прослеживается и далеко к северу от "фронта" норвежских каледонид (уже в их пределах) вдоль оз. Фемуна и далее вдоль тектонических "окон" в районе г. Ханнел и оз. Кольше, отмечая продолжение сюда готских и свекофенских образований под покровом каледонид.

В южной части свекофеннид Швеции вдоль антиклинория Свеаланд прослеживается система полосовых максимумов, интенсивностью до 1000 гамм, сложно меняющих простирание от широтного на юге до субмеридионального и северо-восточного на севере в соответствии с ориентировкой простирания этого антиклинория. Магнитные аномалии фиксируют толщи разнообразных эффузивов с прослоями осадочных пород и железорудных свит.

В целом в области свекофеннид Швеции устанавливается закономерная приуроченность пониженных мозаичных магнитных полей к массивам раннеорогенных огнейсованных гранитоидов. В то же время синклинальные зоны свекофеннид, опоясывающие и разделяющие массивы гранитоидов свекофеннид, обычно характеризуются сложно меняющимися простираниями. Они четко фиксируются системами полосовых магнитных максимумов, ориентировка которых подчинена этим изменчивым направлениям складчатости (см. рис. 15).

В пределах гранитного массива Смоланд в южной Швеции и по его периферии распространены отдельные магнитные максимумы, среди которых выделяется крупный максимум общей длиной в 150 км и интенсивностью около 1000 гамм в бассейне р. Эмон северо-западной ориентировки. Последний так же, как и некоторые другие магнитные аномалии этого района, видимо, не может быть связан с осадочно-вулканогенными породами готского комплекса, выполняющими отдельные мелкие, обычно субширотные прогибы и грабены по периферии гранитного массива Смоланд и, вероятно, отображает глубинные складчатые комплексы свекофенских гнейсов.

### Досвекофеннский Южно-Шведский массив

Массив древних серых и красных гнейсов юго-западной Швеции, характеризующийся сложным внутренним строением и переработанный в далсландский этап (1200—850 млн. лет), отображается в целом пониженным мозаичным магнитным полем (со значениями до 600 гамм). Оно осложнено только локальными максимумами над основными интрузиями (см. рис. 15). Следует подчеркнуть, что по своей характеристике в магнитном поле Южно-Шведский массив серых и красных гнейсов представляет аналог Беломорского массива восточной части Балтийского щита. Региональная зона дробления и сланцеватости, ограничивающая на востоке Южно-Шведский массив, фиксируется достаточно резкой сменой пониженного магнитного поля — полосовыми магнитными аномалиями субширотного и северо-западного простирания на востоке (в области свекофеннид и массива Смоланд), а также интенсивным минимумом силы тяжести до 70 мгл (разуплотнение до глубин 10—15 км).

Область пониженного магнитного поля Южно-Шведского массива с общим северо-западным простиранием следует к северу за пределы щита в район верховий р. Гломма, примерно до 62° с.ш., отображая его погребенное продолжение под кварцитовым покровом и спарагмитами к докембрийским окнам миогеосинклинальной зоны каледонид Норвегии. Эта зона пониженного магнитного поля распространяется и далее к северу в пределы Тронхеймского синклинория каледо-



нид, резко срезаясь вдоль побережья Норвежского моря широким полосовым максимумом северо-восточного простираения, наблюдающимся над каледонскими основными и ультраосновными интрузиями в районе островов Хитра и Смела. На западе и северо-западе это пониженное мозаичное поле Южно-Шведского массива серых и красных гнейсов резко ограничивается интенсивными магнитными максимумами северо-северо-восточного простираения (связанными с щелочными пермскими интрузиями грабена Осло), а также отдельными полосовыми максимумами, приуроченными к осадочно-вулканогенным толщам серии Далсландий.

В целом полосовым пониженным магнитным полем характеризуется район свекофенских гранито-гнейсов южной Норвегии, обрамленный с востока отдельными полосовыми максимумами северо-северо-восточного простираения над осадочно-вулканогенными толщами свиты Телемарк и комплекса Консберг-Бамле. На севере и северо-западе эта зона пониженного поля распространяется в пределы покрова Ютун складчатой зоны каледонид Норвегии. Над основными и ультраосновными интрузиями этого покрова отмечаются лишь локальные магнитные максимумы на общем фоне пониженного поля, которое продолжается и к северу от покрова Ютун вплоть до побережья Норвежского моря, отмечая непрерывное распространение в этом направлении свекофенских складчатых комплексов, тектонически перекрытых крупными покровами каледонид.

Рассмотрение зоны свекофенид Швеции, досвекофенского Южно-Шведского массива и свекофенид южной Норвегии показывает, что в аномальном магнитном поле западной части Балтийского щита находят четкое отображение основные черты строения и состава названных крупных тектонических зон. Оно также позволяет сделать очень интересный и важный вывод о том, что зоны магнитных аномалий всей западной части щита (в области свекофенид, массива гнейсов Швеции и юго-западного района Норвегии) распространяются с тем же простираением, не меняя своего характера, в пределы зоны каледонид Норвегии (Симоненко и др., 1970; Riddihough, 1972). Таким образом, каледониды не находят отражения в магнитном поле (за исключением массивов ультраосновных и основных интрузий вдоль побережья). Аномалии магнитного поля в их пределах отражают состав и строение складчатых комплексов докембрия западной части щита, перекрытых покровами каледонид и выступающих на поверхность в многочисленных тектонических окнах (Ромбак и многие другие; см. рис. 15). Как теперь хорошо известно, зона каледонид Норвегии буквально испещрена "окнами" докембрия (Хольтедаль, 1957, 1964; Богданов, 1964, 1968а; Gorbatshev, 1971). Изучение магнитных аномалий позволяет коррелировать внутреннее строение "окон" с зонами западной части щита. Таким образом, северо-западная граница и окраина платформы в значительной степени перекрыты норвежскими каледонидами. Размах горизонтальных перемещений каледонских складчатых сооружений достигает до 100–150 км на всем протяжении.

В целом положение северо-западной границы Восточно-Европейской платформы остается неясным и, может быть, проведено вдоль массивов ультраосновных и основных каледонских интрузий у западной окраины норвежских каледонид вдоль побережья Норвежского моря.

#### *Региональная геофизическая характеристика складчатых комплексов докембрия балтийского щита*

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

1. Над архейскими массивами преобладают пониженные значения  $\Delta T_a$ , близкие к нормальным; при этом магнитные и гравитационные поля имеют отчетливо выраженный мозаичный характер. Магнитные тела в пределах массивов (обычно с  $\chi$  не более  $100 \times 10^6$  СГС) также отличаются незакономерным, часто хаотиче-

ским расположением и имеют сложные извилистые или изометричные очертания. Поле силы тяжести в пределах архейских массивов обычно пониженное, однако Беломорский массив характеризуется повышенными гравитационными аномалиями (что, видимо, связано со степенью гранитизации массивов). Глубина распространения магнитных пород в пределах архейских массивов составляет 20–30 км.

Древние переработанные блоки, входящие в состав карельских поясов (Центрально-Карельский, Мурманский, Центральнo-Кольский и др.), характеризуются более разнообразными, обычно знакопеременными линейно-мозаичными магнитными и гравитационными полями, отражающими степень и характер их переработки. Выделение на геологических картах Карелии обширных массивов архейского возраста (Харитонов, 1960; Палей, 1963) не увязывается с геофизическими данными. В этом случае отмечается резкое несоответствие между предполагаемыми массивами архея и геофизической характеристикой этих территорий. Архейским срединным массивам, как правило, свойственны мозаичные поля, а не полосовые линейные аномалии, которые развиты в Карелии. Таким образом, по структурным и геофизическим данным это геобантиклинальные зоны (протогеосинклинальные комплексы), активно участвующие в карельской складчатости, а не древние стабильные массивы.

2. Нижне- и среднепротерозойские комплексы свекофенно-карелид четко выделяются по своей региональной геофизической характеристике в пределах Балтийского щита. Им соответствуют системы полосовых аномалий знакопеременных магнитных и гравитационных полей.

Площадь повышенных значений аномального магнитного поля  $\Delta T_d$  резко увеличивается в зависимости от распространения нижнепротерозойских вулканогенных и основных интрузивных комплексов. Нижнепротерозойские комплексы пород обладают наиболее высокими значениями интенсивности намагниченности, обусловленными развитием магнетитовых гнейсов и сланцев и основных вулканогенных пород. Интенсивность намагниченности их составляет в среднем  $500-200 \times 10^6$  ед. СГС. Глубина распространения магнитных масс изменяется в пределах 15–25 км.

В характере и распределении магнитных и гравитационных аномалий достаточно четко различаются отдельные синклинии и антиклинории в составе линейных складчатых зон карелид и свекофенид. Ранне- и среднепротерозойские синклинии и синклинорные системы характеризуются интенсивными линейными магнитными аномалиями и полосовыми гравитационными аномалиями различного знака. Нижнепротерозойские синклинии при этом фиксируются максимумами силы тяжести, а прогибы поздних карелид — пониженными их значениями. Интенсивность намагниченности вулканогенных комплексов карелид, как правило, более  $1500 \times 10^6$  СГС. Глубина залегания магнитных комплексов составляет 15–25 км.

Выявление региональных геофизических особенностей так называемых зеленокаменных синклинириев восточной части Балтийского щита позволило выявить специфические черты связанных с ними аномальных магнитных полей. Соответствующие им системы мощных полосовых аномалий обычно четко вырисовывают конфигурацию синклинириев в плане (Кейвский, Имандра-Варзугский, Печенгский, Восточно-Карельский и многие другие).

Антиклинории и антиклинорные системы в пределах складчатых зон свекофенно-карелид отмечаются преимущественно линейными, обычно пониженными магнитными и гравитационными полями. В целом это объясняется широким развитием разнообразных и разновозрастных гранитоидов в их пределах, иногда обуславливающих мозаичный характер полей. Следует подчеркнуть, что складчатая система свекофенид Финляндии и Швеции, характеризующаяся исключительно широким развитием гранитизации, в отличие от системы карелид Кольского полуострова и Карелии, выделяется областями пониженного, часто мозаичного магнитного поля над массивами гранитоидов нижнего и среднего протерозоя, которые окружены сложно ветвящимися дугообразными системами магнитных вулканогенно-осадочных комплексов.

3. Региональные глубинные разломы, как правило, разделяющие крупнейшие древние массивы архея, и линейные складчатые зоны свекофенид — карелид, а

также отдельные антиклинории и синклинии в составе складчатых систем Балтийского щита весьма рельефно и разнообразно отображаются в геофизических полях. Как правило, им соответствуют линейные узкие максимумы магнитного поля и зоны повышенных значений или резких градиентов силы тяжести (Имандра-Варзугский, Кейвский, Печенгский, Кандалакшский глубинные разломы и др.). В ряде случаев, как, например, на восточном ограничении Южно-Шведского массива, глубинные разломы отмечаются интенсивными минимумами силы тяжести. Следует подчеркнуть сложный и многообразный характер размещения магнитных масс вдоль зон глубинных разломов на глубинах от 5 до 30 км, т.е. вплоть до верхней мантии.

Структурные геолого-геофизические исследования (данные ГСЗ и др.) позволили выявить особенности глубинного строения многих крупных разломов Балтийского щита. Отчетливо устанавливается, что региональные разломы, разделяющие крупнейшие структурные элементы щита, являются глубинными надвигами, во многом определяющими внутреннее строение смежных складчатых зон свекофенно-карелид (Карельская, Кольская зона и др.).

Глубинные разрезы Восточно-Карельской, Имандра-Варзугской, Печенгской и многих других структурных подзон выявляют не синклинальные структуры, а сложные чешуйчато-моноклинальные складчатые структуры, осложненные многочисленными надвигами. Очевидно, чешуйчатые моноклинали — весьма характерные деформации свекофенно-карелид многих районов Балтийского щита. Надвиговые движения проявлялись многократно вдоль одних и тех же зон, что свидетельствует об унаследованном развитии основных зон. В этой связи интерес представляют данные о крупных покровах в строении докембрия восточной части Балтийского щита (Мурманский массив, Ладожские купола и др.).

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

#### **ВНУТРЕННЕЕ СТРОЕНИЕ ФУНДАМЕНТА РУССКОЙ ПЛИТЫ**

Анализ региональной геофизической характеристики складчатого докембрия Балтийского и Украинского щитов позволяет распространить выявленные закономерности соотношения определенного типа магнитных полей и складчатых систем докембрия в пределы Русской плиты и тем самым, привлекая данные бурения и геохронологических исследований, наметить основные черты внутреннего строения ее фундамента (см. рис. 10).

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

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

#### **Мезенско-Вычегодская зона карелид**

Прямым продолжением линейных магнитных аномалий Кольской зоны карелид служат ярко выделяющиеся полосовые магнитные максимумы и минимумы Мезенско-Вычегодской зоны (Гафаров, 1961, 1963а), прослеживающейся от горла Белого моря в область верховий рек Вычегды и Камы на юго-востоке. Таким

образом, вся стройная система магнитных аномалий Мезенско-Вычегодской зоны, как и прилегающие к ней на юге зоны полосовых максимумов (Камско-Вятская и др.), по всей вероятности, связана с распространением складчатых образований карелид и крупных продольных глубинных разломов.

Наиболее характерные элементы магнитного поля Мезенско-Вычегодской зоны, определяющие его основные черты (с юго-запада на северо-восток) — Кулой-Пинежская и Чердынская системы максимумов, Вашкинско-Вычегодская полоса минимумов и Предтиманская система аномалий. Они располагаются на продолжении (по простирацию) отдельных синклиналий и антиклиналий Кольской складчатой зоны, которые, как можно видеть выше, фиксируются сходными по характеру и знаку полосовыми максимумами и минимумами магнитного поля и, вероятно, отображают далекое погребенное продолжение последних.

Ярко выделяющийся Кулой-Пинежский региональный полосовой максимум магнитного поля лежит на простирании Печенгско-Варзугского синклинария и соответствующего ему полосового максимума Кольской складчатой зоны и, по-видимому, также фиксирует крупный синклинарий в составе фундамента, ограниченный глубинными разломами. Можно считать, что Кулой-Пинежский максимум отображает мощные, интенсивно намагниченные осадочно-вулканогенные комплексы карелид, собранные в складки северо-западного простирания. Интенсивность намагниченности полосовых магнитных комплексов достигает здесь  $1300\text{--}2500 \times 10^6$  СГС. Обращает на себя внимание сходство характера и конфигурации Кулой-Пинежского и Печенгско-Варзугского максимумов магнитного поля, а также их близкие размеры и одинаковая ориентировка. Так же как и Имандра-Варзугский синклинарий, погребенный Кулой-Пинежский синклинарий (см. рис. 10) граничит на юге по крупному разлому с Беломорско-Северо-Двинским массивом.

Вашкинско-Вычегодская полоса региональных магнитных минимумов, которая прослеживается вдоль центральной части Мезенско-Вычегодской зоны, лежит в общем на простирании Центрально-Кольского антиклинария Кольской складчатой зоны и соответствующего ему минимума магнитного поля. Данные аэромагнитной съемки, таким образом, позволяя проследить вдоль центральной части Мезенско-Вычегодской зоны полосу развития гнейсов и гранитоидов, видимо, слагающих систему антиклиналий большой протяженности.

Предтиманская система региональных магнитных аномалий, наиболее ярко выделяющаяся в составе Мезенско-Вычегодской зоны и отличающаяся своим сложным строением, располагается на простирании Кольско-Кейвского синклинария Кольской складчатой зоны карелид и соответствующего ему регионального максимума магнитного поля. Региональные магнитные максимумы, выделяющиеся в составе Предтиманской системы, характеризуются большими размерами. Некоторые из них сопоставимы по своим размерам и конфигурации с зеленокаменным прогибом Кейв и соответствующим ему максимумом Кольской зоны. Породы фундамента, обуславливающие магнитные аномалии Предтиманской полосы, характеризуются в общем высокими значениями интенсивности намагничения, изменяющимися от  $300\text{--}1300$  до  $1300\text{--}2500 \times 10^6$  СГС и более. Важно подчеркнуть, что Предтиманская система характеризуется весьма дифференцированным попеременным чередованием протяженных полос высоких значений интенсивности намагничения с полосами пониженных значений (Гафаров, 1963а; Зандер и др., 1967). Подобное полосовое распределение пород с различными магнитными свойствами весьма характерно для осадочно-вулканогенных толщ, выполняющих синклинарии карелид.

На юго-востоке рассматриваемая аномальная полоса резко суживается и ослабевает по интенсивности, но ее продолжение можно отчетливо проследить в краевой юго-западной части Тимана через Джемим-Парму до дер. Ксенофонта. По-видимому, здесь карелиды продолжают далеко на юго-восток, погружаясь под окраинную зону более молодой складчатой системы байкалит Тимана (до глубин 10 км и более), надвинутую на них (Гафаров, 1963а; Запольнов, 1971; Дедеев, 1972б).

В северной части Предтиманской системы прослеживается ряд магнитных максимумов, расположенных на продолжении (по простиранию) Мурманского массива Кольской складчатой зоны и, видимо, отражающих его погребенную область. Среди них по своим размерам выделяется Сафоновский региональный максимум (Гафаров, 1963а). Есть основания предполагать, что этот максимум, как и более северные, отображает юго-восточное погребенное продолжение Мурманского массива и, видимо, также вызван железорудными гнейсами и разнообразными основными интрузиями.

Региональный глубинный надвиг, разделяющий в пределах Кольской складчатой зоны Мурманский массив и Кольско-Кейвский синклиниорий, продолжается далеко по простиранию в виде линейного магнитного минимума, который резко ограничивает с юга Сафоновский региональный максимум, соответствующий, следовательно, массиву архейских гнейсов.

Мезенско-Вычегодская зона в целом, таким образом, отражает окраинную зону обширной карельской складчатой системы и ограничена с северо-востока более молодой складчатой системой байкалит Тимана.

### Северо-Двинский архейский массив

Протяженные зоны отрицательного магнитного поля и максимумов силы тяжести, соответствующие Беломорскому массиву архея Балтийского щита, непрерывно продолжаются к юго-востоку от границ последнего в область бассейна Северной Двины и далее к юго-западу вплоть до верхнего течения Волги, в районе городов Кострома и Иваново, вырисовывая, таким образом, массив, погребенный под платформенным чехлом (Гафаров, 1963б, 1970а). В целом этот обширный массив очерчивается Северо-Двинской областью мозаичного магнитного поля со слабыми аномалиями неправильной формы и различного простирания. В близких границах эта область выделяется В.А. Дедеевым (1972б) в качестве позднеархейской Вычегодской складчатой системы.

Архейские гнейсы и гранито-гнейсы вскрыты в пределах Северо-Двинского массива в нескольких пунктах. В северо-западной его части вскрыты гранатовые гнейсы, амфиболиты с гранатом (скважина Усть-Пинега) и биотитовые гнейсы с эпидотом (скважина Пушлахта). Породы фундамента здесь охвачены процессами метасоматоза и гранитизации (скважина Архангельск, Ненокса, Усть-Пинега). Этими процессами обусловлен явно значительно омоложенный радиометрический возраст гранито-гнейсов Неноксы, составляющий 1860–1940 млн. лет. В юго-восточной части Северо-Двинского массива скважинами Грива I и Сысола вскрыты мигматизированные гнейсы и гранито-гнейсы в г. Опарино.

Аэромагнитные и гравиметрические данные и материалы бурения свидетельствуют о сложном внутреннем строении Северо-Двинского массива. Северо-западная его часть обособляется В.А. Дедеевым (1972б) в Беломорскую зону переработки нижнеархейских образований верхнеархейскими складчатыми движениями, которая коррелируется по простиранию магнитных тел с Вычегодской верхнеархейской системой (восточной и юго-восточной частями Северо-Двинского массива).

По гравиметрическим и магнитным данным в пределах Северо-Двинского массива намечаются крупные интрузии гранитов (к югу от г. Карпогоры, в районе г. Никольское и др.), которые фиксируются четкими минимумами силы тяжести (см. рис. 7). В его западной и юго-западной частях выделяются большие Сухонский и Велико-Устюгский максимумы силы тяжести северо-северо-восточного простирания, аналогичные Беломорскому максимуму и фиксирующие, по-видимому, крупные блоки основных гнейсов типа беломорской серии и основных и ультраосновных интрузий. По мнению ряда исследователей, эти крупные максимумы силы тяжести, видимо, фиксируют на данном участке повышенное залегание базальтового слоя (Фотиади, 1958; Гордасников, Троицкий, 1966).

Юго-западная часть Северо-Двинского массива отличается наиболее сложным строением. Она расчленена системой крупных глубинных разломов общего северо-восточного простирания на ряд обширных блоков и, видимо, была наиболее

сильно переработана в процессе свекофенно-карельской складчатости. Поверхность фундамента в этой части массива, отвечающей осевой зоне Московской синеклизы, расчленена на ряд узких линейных грабенообразных прогибов (Неволин и др., 1968). В юго-западной части Северо-Двинского массива выделяется линейный Сухонско-Костромской блок фундамента. Он фиксируется Сухонским региональным максимумом силы тяжести и дугообразными аномалиями, часть которых распространяется в его пределы со стороны смежной Онего-Вагской зоны карелид (см. рис. 7, 10), что, видимо, указывает на сложные тектонические соотношения последней и Северо-Двинского массива в этом районе.

Сухонско-Костромской блок отчленен от более восточной части Северо-Двинского массива узкой линейной зоной, прослеживающейся к северо-востоку от г. Ярославля, в пределах которой в районе г. Рыбинска и в других пунктах скважинами вскрыты ниже-среднепротерозойские карбонатные породы (возможно, аналогичные гимольской серии). Рассматриваемая Ярославская зона карелид (Дедеев, 1972б) внедряется, таким образом, по системе глубинных разломов северо-восточного простиранья в пределы Северо-Двинского массива. Она представляла, по-видимому, крупную зону растяжения и дробления земной коры на карельском этапе ее развития, весьма мобильную в начальные этапы формирования платформенного чехла Московской синеклизы. Это предположение подтверждается приуроченностью к Сухонско-Костромскому блоку и рассматриваемой Ярославской зоне карелид осевой части древнейшего нижнерифейского грабенообразного прогиба (Постникова, 1973 г.), участвующего в глубоком строении Московской синеклизы и значительно расширявшегося затем к юго-востоку, в более поздние этапы рифея и в палеозое.

#### **Онего-Вагская и Валдайская зоны карелид**

На простирании Карельской складчатой зоны Балтийского щита до района Рыбинского водохранилища на юго-востоке прослеживается широкая Онего-Вагская зона магнитных аномалий. Она связана с погребенным продолжением Карельской зоны карелид, в пределах которой породы карельского комплекса вскрыты в районе сел Коноша, Подпорожье и Пестово. В характере и строении региональных геофизических полей ярко отображается довольно резкое веерообразное расширение погребенного продолжения Карельской складчатой зоны к югу и юго-востоку и ее сложное сочленение в районе Рыбинского водохранилища с Ярославской, Московской и другими погребенными зонами карелид.

В пределах рассматриваемой погребенной зоны с востока на запад выделяется ряд крупных чередующихся полосовых максимумов и минимумов магнитного поля. На простирании Восточно-Карельского синклинория, Центрально-Карельского антиклинория и Западно-Карельского синклинория Карельской складчатой зоны карелид прослеживаются разнообразные по строению и интенсивности поля системы региональных магнитных аномалий субмеридионального и северо-западного простиранья. Среди них выделяются по характеру поля крупные мозаичные аномалии, разделенные полосовыми максимумами, в бассейнах рек Ваги и Устья, вероятно, обусловленные вулканогенными складчатыми комплексами карелид, наложившимися, видимо, на архейский массив, который был переработан и разделен на ряд карельских антиклинориев и синклинориев, ограниченных протяженными меридиональными разломами фундамента. В.А. Дедеев и другие исследователи (Зандер и др., 1967; Дедеев, 1972б) выделяют здесь Онего-Двинский нижнеархейский массив, переработанный карельской складчатостью, в пределах которого различаются по степени насыщенности магнитными телами центральная синклинорная и западная и восточная антиклинорные зоны переработки.

На протяжении Восточно-Карельского синклинория Балтийского щита, в междуречье Кубены и Ваги, протягивается с общим субмеридиональным простираньем система крупных магнитных аномалий до района г. Рыбинска на юго-востоке. По-видимому, она фиксирует ряд крупных синклинориев карелид, выполненных аналогами тунгудско-надвоицкой серии (метабазитами, метапорфиридами и др.), а также обширные массивы основных и ультраосновных пород (с намагничен-

ностью до  $2000-5000 \times 10^6$  СГС), приуроченных к крупнейшему субмеридиональному разлому. Породы карельского комплекса вскрыты в этой части Онего-Вагской зоны в с. Коноша, где они представлены сильнодислоцированными, видимо, нижнепротерозойскими хлоритовыми и серицитовыми сланцами, переслаивающимися с кварцитами.

На продолжении Центрально-Карельского антиклинория в составе Онего-Вагской зоны, прослеживающегося почти до Рыбинского водохранилища, отмечается полог в общем пониженного магнитного поля, осложненного, однако, отдельными крупными аномалиями типа Волдозерской. По-видимому, как и последняя, они связаны с крупными массивами гранитоидов архея, обогащенных магнетитом, расположенными вдоль погребенного антиклинория.

Южное погребенное продолжение Западно-Карельского синклинория и Восточно-Финляндского антиклинория Карельской складчатой зоны карелид четко устанавливается по простирацию полосы интенсивных магнитных максимумов, прослеживающихся до г. Череповец и явно обусловленных мощными вулканогенными комплексами и крупными ультраосновными и основными интрузиями. Это предположение подтверждается данными скважины в селе Пестово, вскрывшей породы фундамента, представленные габбро-норитами.

На продолжении к юго-западу по простирацию Восточно-Финляндской синклинальной подзоны карелид (Кратц, 1963) и восточной части свекофеннид прослеживается Валдайская (Гафаров, 1963б) зона (Свекофенская, по В.А. Дедееву, 1972б) линейных магнитных и гравитационных аномалий. Валдайскую зону характеризует насыщенность выдержанными по простирацию линейными магнитными телами большой намагниченности (до  $2500-5000 \times 10^6$  СГС), вероятно, представленными складчатыми вулканогенными комплексами карелид. В районе южной части Ладожского озера с Валдайской зоной сочленяется широтная зона, продолжающая свекофенниды южной Финляндии, в пределах которой на Карельском перешейке многими скважинами вскрыты разновозрастные гранито-гнейсы (скважины Репино, Сеничино и др.), а также широко распространенные протерозойские микроклиновые граниты и граниты рапакиви (скважины Гаврилово, Озерки, Ковашки, Ручьи и др.). Нижнепротерозойские комплексы карелид на западном побережье Ладожского озера (Сортавальская и Ладожская серии) с интрузиями диоритов, габбро-диоритов и габбро-норитов и массивы разновозрастных гранитоидов (Кратц, 1963) прослеживаются далеко на юг, вдоль по простирацию Валдайской зоны. В южной ее части, наиболее насыщенной магнитными телами, в селе Крестцы фундамент сложен гиперстен-амфиболитовыми плагиогнейсами и кварцито-песчаниками (село Крестцы, скв. 1,2; Гейслер, 1956; Веселовская, 1963).

В селе Крестцы также вскрыты диабазы и диабазовые порфириты рифея, приуроченные к зоне больших разломов северо-восточного простираения, проходящей по границе Валдайской зоны с Новгородским массивом, а также к разломам, ограничивающим с северо-запада Валдайско-Крестцовскую впадину Московской синеклизы (Неволин, 1971а).

### Новгородский массив архея

К юго-востоку от Финского залива, в пределах южного склона Балтийского щита, выделяется Новгородская область отрицательного мозаичного магнитного поля и минимумов силы тяжести, ограниченная на юго-востоке и юго-западе сходящимися к югу под острым углом Валдайской и Псковской зонами полосовых магнитных и гравитационных аномалий (см. рис. 7).

В характере и изменении интенсивности магнитного и гравитационного полей на площади выделяемого Новгородского массива фундамента (Гафаров, 1963б) имеется много общего. Так, спокойному отрицательному магнитному полю ее центральной части соответствует отрицательное гравитационное поле. Минимум последнего отмечается южнее г. Луги. В северной части блока магнитное и гравитационное поля согласно повышаются. Архейские гнейсы, плагиограниты и граниты-рапакиви в пределах массива вскрыты многочисленными скважинами к югу и

юго-востоку от Ленинграда, в западной части Ленинградской области, в районе городов Луга, Порхово, Подберезье и др. Изучение материалов керна этих скважин (Тихомиров, 1966) выявило широкое развитие в фундаменте биотитовых, а также высокоглиноземистых гранато-силлиманито-кордиеритовых гнейсов и кристаллических сланцев.

Среди интрузий в пределах рассматриваемой области магнитного поля широко распространены микроклиновые граниты, обширный массив которых фиксируется в центральной ее части минимумом силы тяжести. Учитывая данные о том, что гнейсы выделенного блока фундамента во многих пунктах прорваны и мигматизированы гранитами, можно предполагать, что Новгородская область пониженных мозаичных геофизических полей в целом отражает крупный массив древних гнейсов, образующих кровлю обширных гранитных батолитов. Вдоль восточной и северной границ выделяются зоны переработки Новгородского массива (Зандер и др., 1967), которые характеризуются линейными и мозаичными магнитными и гравитационными аномалиями и насыщены мелкими извилистыми телами с намагниченностью около  $500 \times 10^6$  СГС, достигающей  $2500 \times 10^6$  СГС в зонах разломов.

По структурному положению, возрасту и составу пород выделяемый Новгородский погребенный массив фундамента, вероятно, образует структурный аналог Центрально-Финляндского массива Балтийского щита, от которого он отделен субширотной складчатой зоной свекофеннид, сочленяющейся к югу от Ладожского озера с Валдайской зоной карелид.

### Эстонско-Псковская зона

Псковская дугообразная полоса линейных магнитных аномалий огибает с юго-запада Новгородскую область пониженного мозаичного магнитного поля и прослеживается далеко на запад через о.Хиума и южное побережье Финского залива (Гафаров, 1963б, 1970а). В.А. Дедеев (1972б), а еще раньше В.Н. Зандер и его соавторы (1967) рассматривали ее в качестве северо-западной части Белорусско-Балтийской ниже-среднепротерозойской складчатой системы. Простирание аномалий Псковской зоны дугообразно изменяется от меридионального на юге до северо-западного, а далее в районе побережья Финского залива до широтного. В целом для Эстонско-Псковской зоны характерны резкие градиенты аномалий магнитного поля и сильная насыщенность линейными магнитными комплексами с намагниченностью до  $2500-5000 \times 10^6$  СГС.

Породы фундамента вскрыты в пределах зоны рядом скважин и представлены различными биотит-амфиболитовыми, пироксеновыми и высокоглиноземистыми гнейсами (скважины в городах Отепя, Валга, Вама, Понкули, Печоры и др.), а также биотито-магнетитовыми гнейсами в селе Выхма, магнетитовыми гнейсами района села Йыхва (к западу от г. Нарвы) и др. (Головин, 1966; Тихомиров, 1966).

Основные породы вдоль зоны представлены габбро и габбро-норитами (скважины в городах Выру, Виймела и др.), которые по геофизическим данным сравнительно широко распространены в виде длинных узких тел с высокой намагниченностью. В пределах Эстонско-Псковской зоны широко распространены разнообразные плагииграниты, гранодиориты, микроклиновые граниты (скважины в городах Пярну, Илгат, Абья, Мынисте, Выхма, Виймела и др.). Граниты рапакиви вскрыты в Эстонии целым рядом скважин, где они слагают ряд массивов к западу и юго-западу от Таллина (Найсаарский, Варбелясский плутоны и др.; В.А. Пуура, 1970г.). Радиометрический возраст гранитов рапакиви в Эстонии равен 1620–1650 млн. лет. Железистые кварциты (по амфиболу) имеют здесь возраст 2000 млн. лет, амфиболиты Хаапсалу – 1300 млн. лет, а породы Таллинского блока – 1600–1700 млн. лет (материалы В.А. Пуура за 1966–1969 гг.). По данным бурения и геофизики, вдоль по простиранию Эстонско-Псковской зоны выделяются северо-восточная узкая синклинозная подзона и юго-западная широкая антиклинальная подзона свекофеннид (Дедеев, 1972б). В составе последней намечается древний линейный Локновский блок.



Общее субширотное простираание рассматриваемой зоны в районе южного побережья Финского залива сходно с ориентировкой складчатой зоны свекофеннид юго-запада Финляндии, с которой, вероятно, она тесно сближается, сливаясь по простираанию, против северо-западного угла Новгородского массива.

Данные магнитной съемки в Финском заливе и Балтийском море (Голуб, Эфендиева, 1970) позволяют считать, что западным продолжением Эстонско-Псковской зоны и южной складчатой полосы свекофеннид Финляндии служит широтная окраинная зона свекофеннид южного Норланда в южной части Швеции. Важно подчеркнуть, что магнетитовые гнейсы, вскрытые скважинами вдоль Эстонско-Псковской зоны (села Выхма, Йыхва), весьма сходны с подобными породами свекофеннид Швеции и Финляндии, где они собраны в складки широтного простираания.

#### **Даугавпилский и Паневежский массивы и Рижская зона**

Группа мозаичных магнитных и гравитационных максимумов восточной Латвии, по-видимому, отображает несколько вытянутый на северо-запад небольшой Даугавпилский массив гнейсов архея (биотитовые плагиогнейсы, скважина в г. Плявинас) опоясанный со всех сторон дугообразными складчатыми зонами свекофеннид (Псковской, Рижской и др.). Даугавпилский массив в свою очередь отделен от предполагаемого к западу от него Таурагско-Паневежского (Биржайского, или Северо-Литовского) массива, также фиксирующегося характерным мозаичным магнитным полем сложно изгибающейся Рижской (или Центрально-Латвийской) складчатой зоной. В пределах этой зоны породы свекофенно-карельского возраста (амфиболиты, амфиболовые плагиогнейсы и кристаллические сланцы) вскрыты в пос. Инчукалис, Лаулены, в селе Прангли (1750 млн. лет) и других пунктах (Виноградов и др., 1960). На северо-западе Рижская зона сочленяется по простираанию с Эстонско-Псковской зоной свекофенно-карелид, отделяя Даугавпилский массив от крупного Курземского, или Рижского, плутона гранитов рапакиви (Варданянц, Тихомиров, 1970), четко оконтуривающегося региональными минимумом силы тяжести и охватывающего Курземский полуостров, восточное побережье и всю акваторию Рижского залива и южную часть о. Саарема. В пределах Курземского плутона граниты комплекса рапакиви и генетически связанные с ними лабрадориты и сиениты вскрыты рядом скважин. К южной периферии Курземского массива рапакиви приурочены основные породы (габброиды и анортозиты), вскрытые скважинами в районах сел Блиндене, Метговари, Ницеари и Соури и обычно фиксируемые магнитными минимумами.

Таурагско-Паневежский массив характеризуется мозаичным, в целом пониженным магнитным полем. Скважинами в Паровее, Крекенаве, Таураги и других пунктах в его пределах вскрыты биотитовые плагиогнейсы, пироксеновые и амфиболовые гнейсы и др. Значительная часть этого массива, видимо, интенсивно переработана свекофенно-карельской складчатостью.

На юго-западе Таурагско-Паневежский участок мозаичных аномалий отделяется полосой линейных магнитных максимумов, прослеживающейся через г. Калининград с северо-западным простираанием в Балтийское море, от Мазовецкого, Добжинского и Поморского участков мозаичных магнитных полей в северо-восточной части Польши (Гафаров, 1963б; Зноско и др., 1972).

#### **Белорусско-Литовская зона, Пинско-Минский и Бобруйский массивы**

Даугавпилский и Паневежский массивы обрамлены с юго-востока широкой Белорусско-Литовской и Брестско-Минской, по Р.А. Гафарову (1963б), и Белорусско-Балтийской (южная часть), по В.А. Дедееву (1972б), зоной интенсивных линейных максимумов северо-восточного простираания. Рассматриваемая зона магнитных аномалий протягивается от района городов Полоцк и Невель (где она сочленяется с Валдайской, Псковской и Московской зонами) до междуречья Вислы и Буга. Здесь она примыкает к другой крупной зоне северо-западного простираания — Висленско-Днестровской. Юго-западная часть Белорусско-Литовской

зоны (см. рис. 10) на территории северо-восточной части Польши описана В. Рыкой под названием Подлясской зоны, где она ограничивается с востока Мазовецкий массив (Зноско и др., 1972; Гафаров, 1963б).

В центральной и восточной частях Белорусско-Литовской зоны скважинами широко вскрыты нижнепротерозойские породы фундамента, представленные, по данным А.М. Папа (1971, 1972), преимущественно биотитовыми, биотит-роговообманковыми гнейсами с гранатом, силлиманитом (у сел Смиловичи, Копыль, Лососна, Глебовичи, Сморгонь, Куренец, Кривичи, Купа и др.), амфиболитами, двупироксеновыми и другими кристаллическими, часто магнетитовыми сланцами, микрогнейсами, гранодиоритами (скважины в городах Житковичи, Укмерга, Брест и др.). Абсолютный возраст этого нижне-среднепротерозойского комплекса пород (по данным скважины в Морино, Свислочь и др.) составляет около 1900–1600 млн. лет (Пап, 1964).

Возрастным аналогом пород нижнего протерозоя, вскрытых и резко преобладающих в пределах Белорусско-Литовской зоны, видимо, являются Криворожская серия Украинского щита, а также карелиды Балтийского щита.

Восточнее Белорусско-Литовской зоны выделяется область пониженного магнитного поля Пинско-Минского массива фундамента, сложенного биотитовыми, амфиболово-биотитовыми гнейсами (Пап, 1971). Возраст гранитов, наиболее широко развитых среди вмещающих древних гнейсов массива, составляет 1630 млн. лет в районе Минска, а у дер. Михашевичи – 1690 млн. лет. Названные цифры радиометрического возраста отражают карельский возраст интенсивной переработки и гранитизации Пинско-Минского архейского массива, весьма глубокого эродированного в платформенный этап развития (Пап, 1971).

Восточнее г. Слуцка Пинско-Минский участок пониженного поля отделен полосой магнитных аномалий от участка весьма характерного повышенного мозаичного магнитного поля в районе г. Бобруйска. Породы фундамента на этом участке вскрыты скважинами в районе деревень Солон и Червоная Слобода, где представлены, соответственно, по данным А.М. Папа (1964), кварцевыми диоритами (1930 млн. лет) и диоритами (1940 млн. лет). Следовательно, вмещающие биотитовые и биотито-амфиболовые гнейсы – еще более древние. Таким образом, здесь мозаичное магнитное поле, обрамленное линейными максимумами, фиксирует древний Бобруйский массив гнейсов и диоритов, отделенный от Пинско-Минского массива биотито-амфиболовых гнейсов (Пап, 1971) узкой полосой пород нижнего протерозоя (габбро, диоритов и др.), приуроченной к зоне глубинных разломов.

В западной части Белорусско-Литовской зоны, в северо-западных районах Литвы развита полоса гнейсов и амфиболитов щучинской серии, среди которых различаются парагнейсы и ортогнейсы. Радиометрический возраст гнейсо-гранитов села Щучино составляет 1396 млн. лет. На смежной территории Польши в районах сел Крынки, Сокулки и в других пунктах скважинами вскрыты аналогичные гнейсы. Возраст их составляет в районе Сокулки 1310 млн. лет, Крынки – 1410 млн. лет. Радиометрический возраст пород этого свекофенно-карельского парагнейсового комплекса колеблется от 1000 до 1400–1600 млн. лет и отражает готский этап дробления и кратонизации фундамента западной части платформы (Пап, 1971).

Рассматриваемой Белорусско-Литовской зоне карелид в общем соответствует по местоположению Оршанский желобообразный прогиб северо-восточного простирания, выполненный красноцветными породами верхнего рифея. Таким образом, этот прогиб имеет направление, унаследованное от простирания складчатой зоны карелид фундамента платформы.

### **Мазовецкий и Поморский массивы**

Западнее Белорусско-Литовской зоны карелид, в северо-восточной части Польши фундамент изучен по данным бурения и геофизики, сводка которых дана О.Юсковяком и В.Рыкой в монографии "Геология Польши" (Geology of Poland, 1970). Здесь в районе Остравы Мазовецкой чрезвычайно рельефно выделяется округлый участок мозаичного магнитного поля, четко очерченный опоясывающи-

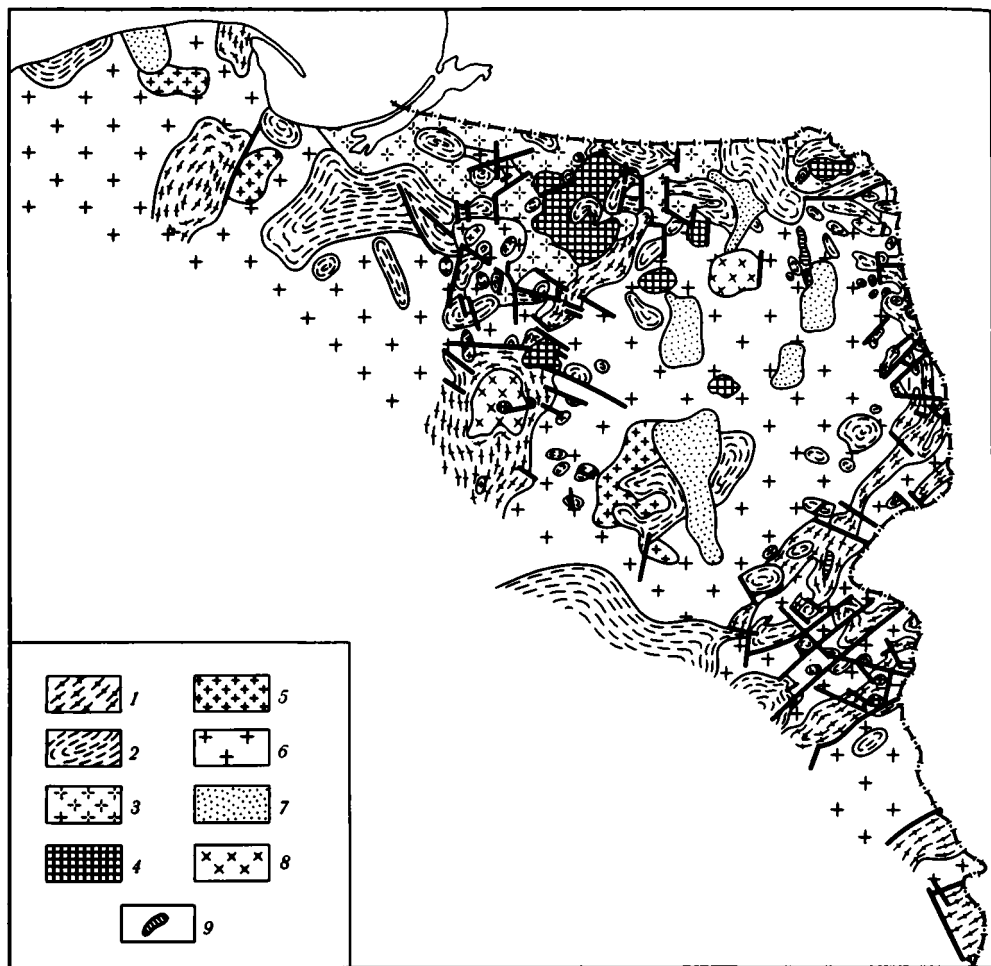


Рис. 16. Петрологическая карта кристаллического фундамента докембрийской платформы в Польше (составили К. Карачун, С. Кубицкий, В. Рыка, Зноско и др., 1972 г.)

1 – мигматиты, гнейсы, гранулиты; 2 – гнейсы, метаморфические сланцы; 3 – порфировидные гранитоиды; 4 – габбро, нориты, анортозиты; 5 – магматические граниты; 6 – метаморфические гранитоиды; 7 – кварцитовидные сланцы, кварциты; 8 – сиениты; 9 – диабазы

ми его полосовыми магнитными максимумами северо-восточного и северо-западного простираний. По всей вероятности, мозаичными, сравнительно интенсивными магнитными аномалиями в этом районе отображается изометричный Мазовецкий внутренний массив (типа древних ядер консолидации) в составе окружающего его свекофенно-карельских складчатых систем (рис. 16). По данным О.Юсояка и В.Рыки (Geology of Poland, 1970; Зноско и др., 1972), породы, составляющие Мазовецкий массив, представлены в основном разнообразными гранитоидами, гранитами и гранито-гнейсами, интенсивно мигматизированными. Древние досвекофенно-карельские комплексы гнейсов располагаются здесь среди обширных полей в основном готских гранитоидов, а также более мелких основных интрузий и отдельных "пятен" распространения иотнийских кварцитов.

Таким образом, рассматриваемый древний "гранитоидный" массив испытал интенсивное глыбовое дробление в готский этап кратонизации фундамента платформы.

Цехановская полоса линейных магнитных аномалий, ограничивающая с запада и северо-запада Мазовецкую область мозаичного магнитного поля, фиксирует складчатую зону свекофенно-карелид и отделяет ее от аналогичных Добжинского

и Поморского участков мозаичных аномалий в бассейне нижнего течения р. Вислы, которые, видимо, также отвечают древним массивам (Гафаров, 1963б; Зноско и др., 1972). Вдоль Цехановской зоны свекофенно-карелид, спаивающей, следовательно, Мазовецкий и Добжинский массивы, вскрыты мигматизированные гнейсы свекофенно-карельского комплекса: к ней также четко приурочена субмеридиональная полоса распространения готских гранитоидов и иотнийских кварцитов.

На севере Мазовецкий, Добжинский и Поморский массивы обрамляются субширотной Калининградской зоной свекофенно-карелид, отличающейся полосовыми магнитными аномалиями, которая на юго-востоке сочленяется с Белорусско-Литовской зоной, а на северо-западе прослеживается в пределах Балтийского моря и центральной части о. Готланд и далее в район северного ограничения массива Смоланд на Балтийском щите. Вдоль Калининградской зоны прослеживается пояс готских гранитов.

Материалы магнитных съемок Балтийского и Северного морей (Эфендиева, 1967; Голуб, Эфендиева, 1970) и карты магнитных аномалий Польши и Швеции (рис. 17) позволяют в настоящее время провести в общих чертах корреляцию основных структурных элементов фундамента северо-восточной части Польши и южной части Балтийского щита, обнаруживающих определенные общие черты строения. В первую очередь это подтверждается широким распространением пород готского комплекса в составе фундамента северо-восточной части Польши, испытавшего интенсивное глыбовое дробление в готский этап кратонизации юго-западного угла Восточно-Европейской платформы в целом. Поморский, Добжинский и Мазовецкий массивы, судя по корреляции зон магнитного поля, являются вероятными структурными аналогами древнего массива серых и красных гнейсов юго-западной Швеции (Кратц и др., 1964). Крупный массив гранитоидов, фиксирующий пониженным магнитным полем, видимо, выделяется к юго-востоку от о. Готланд. В целом он располагается на юго-восточном погребенном продолжении массива Смоланд Балтийского щита. Против юго-восточного угла этого мас-

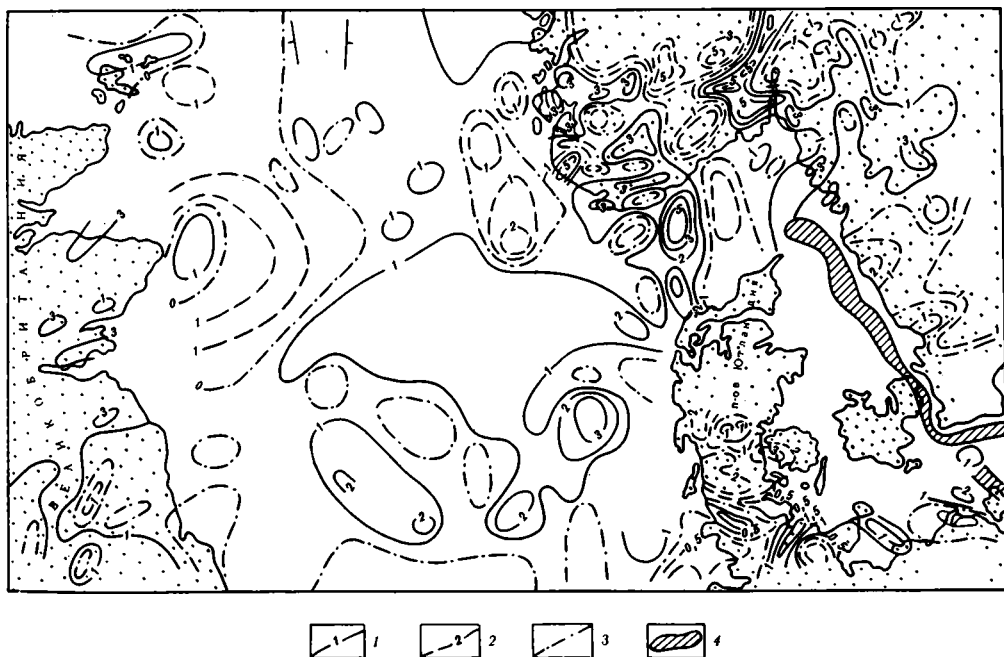


Рис. 17. Карта аномального магнитного поля ( $Z_a$ ) Северного моря, по Д.П. Голуб, М.А. Эфендиевой (1970)

1 — изолинии положительных значений, МЭ; 2 — изолинии отрицательных значений, МЭ; 3 — нулевые изолинии; 4 — зоны резкопеременного магнитного поля

сива северо-западное морское продолжение Калининградской зоны свекофенно-карелид испытывает виргацию, южная ветвь которой прослеживается в субширотном направлении к о. Борнхольм, ограничивая с севера Поморский и Добжинский массивы.

### Висленско-Днестровская и Датско-Польская зоны

Мазовецкий и Поморский массивы с их мозаичными магнитными полями обрамлены с юго-запада Висленско-Днестровской системой полосовых магнитных аномалий, прослеживающейся вдоль юго-западного края эпикарельской Восточно-Европейской платформы от г. Черновицы через города Львов, Радом, западнее Варшавы и далее к северо-западу примерно вдоль линии Торнквиста, вдоль северного борта Датско-Польской борозды и Поморско-Куявского вала. По-видимому, эта система полосовых максимумов отражает протяженную окраинную складчатую зону ниже-среднепротерозойских образований докембрийского фундамента Восточно-Европейской платформы (Гафаров, 1963б). Определенным образом это предположение подтверждается данными ГСЗ, выявившими утолщение земной коры в ее пределах до 60 км ("корни"), аналогичные зонам свекофенно-карелид Украинского щита (Соллогуб, 1970). На юго-востоке Польши и в советской части Карпатской складчатой дуги альпид западный край Висленско-Днестровской зоны (т.е. западный край платформы) перекрыт пологими надвигами Карпат (см. рис. 10).

Западнее Поморского погребенного массива полоса магнитных аномалий, продолжающих к северо-западу Висленско-Днестровскую зону, прослеживается, по данным наземных и морских съемок, через устье р.Одер, о. Рюген и острова Датского архипелага к полуострову Ютландия, где она расширяется и разделяется на две ветви, охватывая область слабоположительного мозаичного магнитного поля в центральной части Северного моря (Голуб, Эфендиева, 1970). При этом северная ветвь рассматриваемой Датско-Польской системы магнитных максимумов коррелируется на северо-западе с линейными аномалиями южной Норвегии, а южная ветвь ее от района устья р. Эльбы, Северо-Фризских островов и о. Гельголанд прослеживается на запад до района Доггер-Банк (см. рис. 17). На юго-востоке к ней примыкают магнитные максимумы Восточно-Эльбского (Пришвальского) массива (Lauterbach, 1959).

На юго- и северо-западе Датско-Польская система полосовых магнитных аномалий ограничивается Польско-Германским региональным минимумом (Lauterbach, 1959; Гафаров, 1963б) и обширными региональными магнитными минимумами Северного моря, где аномалии приобретают уже субмеридиональную и северо-восточную ориентировку. Следует подчеркнуть, что так называемая линия Торнквиста, по которой в Польше происходит смена Висленско-Днестровской зоны полосовых аномалий Польско-Германским региональным минимумом, в своей северной части прослеживается внутри зоны магнитных аномалий северной части ГДР и Дании. Это показывает, что и к западу от линии Торнквиста в этих районах распространяется окраинная зона Восточно-Европейской платформы со свекофенно-карельским фундаментом.

В пределах вышеописанной системы магнитных аномалий северных частей Польши, ГДР и Дании фундамент вскрыт скважинами в отдельных районах Польши, на полуострове Ютландия и островах Датского архипелага. На полуострове Ютландия в городах Фредериксхафн и Арнум вскрыты сланцеватые гнейсы, сопоставимые с породами западного побережья Швеции, а на о. Западной Фюнен скважиной Гламсберг I — гранодиоритовые гнейсы (Кельбель, 1964). Таким образом, данные бурения позволяют судить о составе и возрасте пород фундамента протяженных Датско-Польской и Висленско-Днепровской складчатых зон, увязывающихся на северо-западе в пределах Балтийского щита с районом докембрийских гранито-гнейсов Южной Норвегии, которые слагают здесь зону свекофеннид, переработанных далсландскими движениями. Такова же, по-видимому, природа западного ответвления Датско-Польской зоны свекофенно-карелид, прослеживающегося в нап-

равлении Доггер-Банк в Северном море. Выделяющаяся в центральной части Северного моря обширная, овальная по форме положительная аномальная зона магнитного поля небольшой интенсивности (+100 +200 гамм), возможно, отображает древний обособленный массив фундамента, ограниченный с востока и юго-запада зонами свекофенно-карелид (см. рис. 10). Рассматриваемому Центрально-Североморскому массиву фундамента соответствует в целом сходная по конфигурации зона максимумов силы тяжести интенсивностью порядка 10–20 млг (Cook, 1965), по-видимому, отображающая также существенное сокращение по мощности гранитного слоя (до 10–11 км и менее) в этом районе Северного моря при глубине залегания поверхности Мохоровичича примерно в 30 км (Collett a.o., 1970). Подобное резкое уменьшение мощности гранитного слоя и, вероятно, "окно" базальтового слоя отмечается также по данным ГСЗ в районе Восточно-Эльбского максимума силы тяжести в окраинной зоне эписвекофенно-карельской платформы (Журавлев, 1972). Резкое сокращение толщины гранитного слоя до 5 км отмечено также в Дании (Клосс, 1972; см. рис. 6).

Полосе магнитных максимумов (от о.Гельголанд и Доггер-Банк), ограничивающих с юго-запада Центрально-Североморский массив и соответствующих, видимо, окраинной зоне свекофенно-карелид (Шверинская и др.), отвечает система линейных максимумов силы тяжести интенсивностью до 25-30 млг. Последние соответствуют здесь глубоким впадинам (Северо-Западному Германскому бассейну и др.; Богданов, 1968б) вдоль юго-западного края эпикарельской Восточно-Европейской платформы.

Магнитное поле северо-востока Польши и ГДР, Дании и юга Норвегии резко отличается от отрицательного магнитного поля юго-запада Польши, ГДР, севера ФРГ и юго-западной части Северного моря (см. рис. 17), где оно выражено обширными плавными региональными магнитными минимумами (Польско-Германским и Североморским), которые принадлежат к области иного, по возрасту и составу фундамента. На западе и юго-западе Польско-Германский региональный минимум ограничивается более дифференцированными, также пониженными магнитными полями варисцид Средней Европы (Lauterbach, 1959).

Таким образом, по магнитным исследованиям четко определяется положение западного и юго-западного краев древней Восточно-Европейской платформы со свекофенно-карельским фундаментом и ее стык по системе глубинных тектонических швов, видимо, с иным по составу, возрасту и строению складчатым основанием Польско-Германской впадины и юго-западной части Северного моря (Североморской впадины, по В.С. Журавлеву, 1972). Проблема возраста и строения фундамента этой обширной области тесно переплетается с проблемой тектонического строения и ограничения западного угла Восточно-Европейской платформы, наиболее полно рассмотренной в последние годы А.А. Богдановым (1964, 1967, 1968а,б), В.С. Журавлевым (1964, 1972), И.Зноско (1964; Соколовский, Зноско, 1964; Зноско и др., 1972), Г. Кельбелем (1964), В. Пожарыским, Г.Томчиком (1968) и другими исследователями.

В настоящее время существуют две основные точки зрения о возрасте и внутреннем строении основания Польско-Германской впадины. Согласно одной из них, наиболее разработанной И. Зноско (1964), Г. Кельбелем (1964) и другими, фундамент этой тектонической впадины сложен каледонидами, возможно, вмещающими массивы более древних комплексов. Согласно другой точке зрения, впервые выдвинутой в 1960 г. Н.С. Шатским и А.А. Богдановым, эта область представляет собой обширное перикратонное опускание западного угла Восточно-Европейской платформы, фундамент которого сложен теми же свекофенскими комплексами, что и в южной части Швеции и Норвегии. Эта точка зрения в течение ряда лет последовательно развивалась А.А. Богдановым (1964, 1967, 1968б), а затем разделялась В. Пожарыским, Г. Томчиком (1968), Ф. Даннингом, В. Поулсоном и другими исследователями. Но А.А. Богданов (1968а,б) отмечал, что фундамент западного угла Восточно-Европейской платформы подвергся переработке тектономагматическими процессами готской и далсландской эпох, а позднее частично переработан байкальскими и, видимо, каледонскими движениями.

В.С. Журавлев (1964, 1972) наиболее полно обосновывал точку зрения о том, что фундамент Польско-Германской впадины к юго-западу от линии Торнквиста сложен байкальским складчатым комплексом. Юго-западным ограничением области распространения этого основания служат, по В.С. Журавлеву, региональные кулисные разломы герцинского простираения вдоль южного края Польско-Германской низменности, за которыми лежат палеозоида Средней и Западной Европы и крайними северными из которых являются затухающие на северо-западе разломы Силезско-Краковской моноклинали, Предсудетский разлом, Главный Лаузицкий разлом, разломы Среднегерманской главной линии, разломы северного ограничения Гарца. Эти крупные разломы, по мнению В.С. Журавлева (1964, 1972), определяют юго-западную границу Восточно-Европейской платформы, западный угол которой, с этой точки зрения, достигает Центральной Англии, а с северо-запада, в северной части Северного моря (между Англией и Норвегией) перекрыт надвигами каледонид Грампианской геосинклинальной системы.

Существование широкой полосы геосинклинальных складчатых образований рифея среди варисцид Средней Европы рассматривается при этом как доказательство распространения байкалитид (их Англо-Галицийской зоны), по Н.П. Семененко (1964), в основании Польско-Германской низменности. В пределах этой зоны, в юго-восточной части Польши (между Свентокшискими горами и Карпатами) и в Добрудже вскрыты зеленые сланцы, перекрытые полого залегающими палеозойскими отложениями (начиная с глинистых сланцев кембрия). По мнению В.С. Журавлева (1972), складчатые породы рифея юго-восточной Польши (а также и в центральной Англии) перекрыты платформенным чехлом, нижние горизонты которого относятся к кембрию.

Противоречивые мнения о тектонике юго-восточной Польши существенно осложняют геологическую интерпретацию имеющихся геофизических данных, особенно в части природы обширного Польско-Германского регионального минимума магнитного поля, прослеживающегося к юго-западу от линии Торнквиста. Несомненно, что этот линейный, вытянутый в северо-западном направлении региональный минимум отображает складчатую зону, сложенную мощными комплексами практически немагнитных образований (видимо, миогеосинклинального типа). Следует подчеркнуть, что в юго-восточной окраинной части Польско-Германского магнитного минимума к его оси приурочены складчатые образования Свентокшиских гор, что дает основание предполагать распространение рифейских и, видимо, палеозойских складчатых комплексов и значительно далее к северо-западу в его пределах. Байкальские складчатые комплексы (миогеосинклинального типа), вероятно, широко развитые в его пределах, по-видимому, переработаны в этой зоне так же, как и в палеозойских складчатых сооружениях Средней и Западной Европы.

#### УКРАИНСКИЙ ШИТ И СМЕЖНЫЕ РАЙОНЫ РУССКОЙ ПЛИТЫ

В пределах Украинского щита ярко выделяется ряд типов магнитных полей, которые соответствуют основным тектоническим комплексам докембрия (Крутиховская и др., 1966; Крутиховская, Пашкевич, 1970; см. рис. 7, 10). Массив древнейших гнейсов среднего Приднепровья с характерными куполовидными структурами и весьма изменчивым простираением складчатых комплексов выражается мозаичным магнитным полем, осложненным локальными интенсивными максимумами, свойственными железорудным толщам (Тяпкин, Попович, 1965; Крутиховская, 1967, 1970). Он отличается также повышенным и сложным гравитационным полем. Данные геофизики и бурения позволяют проследить погребенное продолжение Приднепровского массива к югу и к северу от границ щита. На юге по положению магнитных аномалий в районе городов Херсон и Каховка устанавливается четкое широтное ограничение погребенной части Приднепровского массива. На севере продолжение массива отчетливо прослеживается вплоть до широты г. Полтава. Аналогичное мозаичное, в целом более повышенное магнитное поле с крупными изометричными аномалиями наблюдается также на

окраинной юго-западной части Украинского щита, в Подолии, где оно отображает эффузивно-осадочные толщи бугской серии и комплексы чарнокитовых гнейсов, разнообразных основных и ультраосновных интрузий, а также древнейших архейских гранитоидов чудново-бердичевского комплекса Подольского массива (см. рис. 10). Для Подольского массива (бугид) характерно также повышенное поле силы тяжести, выраженное мозаичными максимумами. Северо-северо-восточная часть этого массива (в зоне Гайсин — Винница — Бердичев) переработана свекофенно-карельской (азово-волынкой) складчатостью (Козловская и др., 1971). Характерно, что к этой части Подольского массива приурочено увеличение толщины земной коры до 55 км (Соллогуб, 1970). Магнитные аномалии мозаичного типа в этом районе распространены и прослеживаются также к западу и юго-западу от границ Украинского щита в среднем Приднестровье, оконтуривая погребенное продолжение Подольского массива гнейсов архея.

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

На юго-западе погребенное продолжение Подольского массива гнейсов архея ограничено вышеописанной Висленско-Днестровской складчатой зоной, протягивающейся на юго-восток вплоть до устья р. Днестр и района Одессы, где наблюдаются магнитные аномалии интенсивностью 2000—6000 гамм. Данные бурения в Одессе указывают на развитие здесь складчатых образований типа криворожской серии (Варданянц, 1960). Через район Одессы прослеживается к северу Одесско-Белоцерковская зона (Каляев, 1971) и ее Тальновско-Каневская ветвь, фиксирующиеся линейными магнитными и гравитационными аномалиями и ограниченные крупными глубинными разломами. В пределах щита вдоль этой зоны отмечается увеличение мощности земной коры до 55 км и смещение поверхности Мохоровичича по разрезу с амплитудой около 10 км (Чекунов, Гаркаленко, 1969; Соллогуб 1970).

Раннепротерозойский (азово-волинский) комплекс гнейсов и мигматитов, составляющий большую часть Украинского щита, характеризуется, как правило, зонами полосовых аномалий сравнительно плавного магнитного поля, относительно повышенного или пониженного в отдельных районах. Зоны азово-волинских характеризуются также относительно пониженными значениями силы тяжести и имеют более простой структурный план.

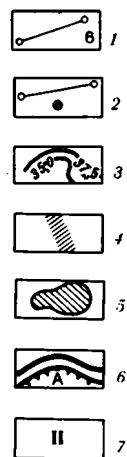
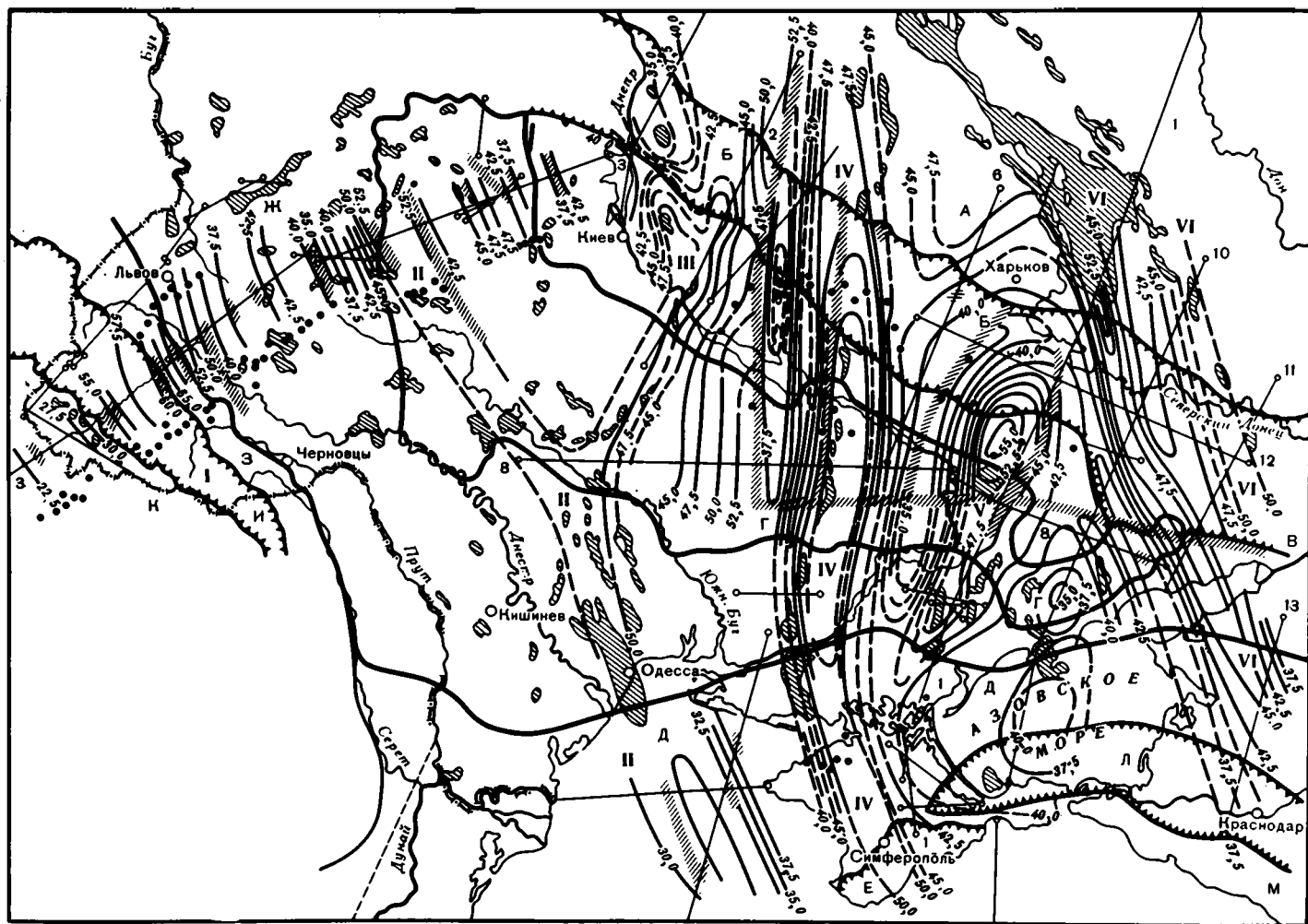
Зона слабо повышенного линейно ориентированного магнитного поля прослеживается над образованиями азово-волинского комплекса, которыми сложена западная часть Украинского щита. Здесь она ограничивает с севера и северо-востока область мозаичных магнитных максимумов Подольского массива.

Слабоповышенное магнитное поле с изогнутыми полосовыми аномалиями развито над азово-волинскими образованиями Азовской зоны восточной (приазовской) части Украинского щита, где аномалии и складчатые комплексы также характеризуются изменчивыми и дугообразными простирациями, огибая небольшие Бердянский, Приазовский и другие интенсивно переработанные массивы (Дедеев, 1972б).

На северо-западе область мозаичных полей западной части Украинского щита ограничена системой полосовых магнитных максимумов и минимумов над метаморфическими толщами и гранитоидами нижнего протерозоя, выступающими на поверхность в пределах его Житомирско-Коростеньской части.

Четкий минимум магнитного поля соответствует Коростеньскому массиву гранитоидов. Магнитный минимум распространяется и восточнее массива, указывая на продолжение последнего под платформенным чехлом. Пониженное магнитное поле в пределах Житомирско-Коростеньской зоны отвечает также и Овруч-





скому прогибу, выполненному кварцитами овручской серии. Их общая мощность вдоль оси прогиба северо-западнее г. Овруч, по геофизическим данным, может достигать 1,5–2 км. Северная и южная границы распространения пород овручской серии определены субширотными зонами разломов. По данным глубинных сейсмических исследований в восточной части Житомирско-Коростеньской зоны (Субботин и др., 1968; Чекунов, 1970), в пределах развития пород овручской серии и Коростеньского плутона (аналогов готского комплекса) на глубине около 5 км прослеживается поверхность с граничной скоростью около 7000 км/сек, вероятно, соответствующая кровле массивов основных пород (возможно, относящихся к "базальтовому" слою земной коры). Таким образом, покрывающие их комплексы гранито-гнейсов имеют сравнительно небольшую мощность. По данным КМПВ и ГСЗ (Чекунов, 1970), Коростеньский плутон имеет сложное многоярусное строение. Породы типа габбро-лабрадоритов, залегающие в виде пологих и горизонтальных пластин, чередуются в разрезе с пологозалегающими толщами гранитов.

В северо-западной окраинной части Украинского щита осадочно-эффузивные породы осницкой серии одноименного интрузивного комплекса (Козловская и др., 1971), собранные в складки северо-восточного простирания, отмечаются полосовыми аномалиями и могут быть продолжены по простиранию за пределы щита. Юго-западное погребенное продолжение этой зоны, по-видимому поздних карелид (1750 млн. лет), прослеживается по линейным полосовым аномалиям в район г. Ровно, а также через г. Ковель к верховьям р. Вепш. К северной границе погребенного продолжения этой зоны приурочен крупный Владимиро-Волынский сброс, ограничивающий с юго-запада Волынский массив, интенсивно переработанный свекофенно-карельской складчатостью.

К северо-востоку от границ Украинского щита по простиранию рассматриваемой Осницко-Овручской зоны породы фундамента вскрыты в пределах Припятской впадины, вдоль Припятской зоны свекофенно-карелид (Дедеев, 1972б), где представлены в основном биотитовыми гнейсами (села Микашевичи и др.), а также амфиболитами и габбро (село Наровля, дер. Анисимовка и др.). Радиометрический возраст габбро-амфиболитов у села Наровля составляет 1600 млн. лет, а габбро у дер. Анисимовки – 1700 млн. лет (Пап, 1964). Эти породы фундамента фиксируются полосовыми максимумами, которые прослеживаются с субширотным простиранием в район городов Мозырь, Гомель и Чернигов, где сложно сочетаются с интенсивными максимумами северного продолжения Одесско-Тальновско-Каневской, Ингулецкой и других зон свекофенно-карелид.

В центральной части Украинского щита, в среднем Приднепровье, четко доминируют большие полосовые максимумы магнитного поля меридионального простирания, связанные с железорудными комплексами синклиналиев, сложенными криворожской серией. Здесь выделяется ряд узких полос интенсивных магнитных аномалий. Они соответствуют Криворожско-Кременчугской зоне к западу от Приднепровского массива и к востоку от него, в Орехово-Павлоградской зоне, а также другим синклинорным зонам саксаганид, выполненным железисто-кремнистыми джеспилитовыми формациями нижнего протерозоя (Крутиховская, 1967; Козловская и др., 1971).

Среди них выделяется по своим размерам и интенсивности сложная Криворожско-Кременчугская система полосовых магнитных максимумов, фиксирующая

←

Рис. 18. Структурная схема поверхности Мохоровичича в пределах Украины (по В.Б. Соллогубу, 1970)

1 – сейсмические профили ГСЗ; 2 – точки зондирования, где определена толщина земной коры; 3 – изогипсы по поверхности Мохоровичича; 4 – основные глубинные разломы по данным ГСЗ; 5 – интенсивные магнитные аномалии; 6 – геологические регионы (А – Воронежский массив, Б – Днепровско-Донецкая впадина, В – Донбасс, Г – Украинский щит, Д – Причерноморская впадина, Е – Горный Крым, Ж – Волыно-Подольская плита, З – Предкарпатский прогиб, Л – Индоло-Кубанский передовой прогиб, М – Кавказ); 7 – зоны, характеризующие утолщенную кору (I – Карпатская, II – Шепетовско-Винницко-Одесская, III – Одесско-Тальновская, IV – Криворожско-Кременчугская, V – Орехово-Павлоградская, VI – Курско-Адыгейская)

крупную синклинорную зону линейных складок. Она прослеживается на юг за пределами выходов докембрия щита вплоть до южной границы Восточно-Европейской платформы. Эта система аномалий с некоторыми перерывами протягивается также далеко на север (при общей длине около 800 км) за пределы Украинского щита, пересекая Днепровско-Донецкую впадину, через г. Миргород на сочленение с региональными магнитными максимумами КМА.

Особо важные данные о глубинном строении Криворожско-Кременчугской зоны были получены в последние годы в процессе исследований методом ГСЗ (Соллогуб, 1970; Соллогуб, Трипольский, 1969; Субботин и др., 1971), выявивших резкое увеличение толщины земной коры (до 65 км) в ее пределах (рис. 18). Строение земной коры здесь изучено по ряду профилей ГСЗ (Соллогуб, 1970). В районе Криворожской, Верховцевской и Сурской магнитных аномалий по поверхности Мохоровичича устанавливается глубокий прогиб меридионального простирания с толщиной коры до 55–60 км. На западе это утолщение коры Криворожско-Кременчугской зоны ограничено большими разломами, восточный из которых (Криворожский глубинный надвиг) прослежен на поверхности, а западный (скрытый) проходит вдоль Ингуло-Ингулецкой зоны. По двум названным глубинным разломам поверхность Мохоровичича воздымается в западном направлении с 65 до 35 км (Соллогуб, 1970). На востоке Криворожско-Кременчугская зона ограничена разломом (в районе Сурской магнитной аномалии), по которому поверхность Мохоровичича резко воздымается до 30 км в пределах смежного Приднепровского массива архея. Таким образом, на примере хорошо изученной Криворожско-Кременчугской зоны совершенно определенно показано существование утолщения коры ("корней гор") под свекофенно-карельской складчатой системой фундамента, явно имеющего сложное чешуйчатое строение.

Утолщение земной коры до 50–52 км (Соллогуб, 1970) выявлено по данным ГСЗ также и вдоль Орехово-Павлоградской нижнепротерозойской складчатой зоны, ограничивающей с востока Приднепровский массив. При этом Орехово-Павлоградская зона отличается от Криворожско-Кременчугской тем, что она затухает к северу (в рельефе поверхности Мохоровичича в пределах Днепровско-Донецкой впадины), тогда как Криворожско-Кременчугская зона (в виде утолщения коры), пересекая последнюю, соединяется с Курской зоной свекофенно-карелид в пределах КМА. Обращает на себя внимание, таким образом, существование корреляционных связей зон утолщенной коры щита (сложенных мощными осадочно-вулканогенными комплексами) и систем интенсивных линейных магнитных аномалий (первые тысячи и десятки тысяч гамм). Важно подчеркнуть, что выявленные утолщения коры, имеющие чешуйчатое внутреннее строение, приурочены не только к сравнительно узким синклиниям (Криворожский и др.), выполненным железорудным комплексом. Имея значительно большую ширину, они соответствуют и смежным антиклиналиям (Кировоградский блок и др.) и системам гранитных куполов (Саксаганский, Демуриновский и др.) в составе единых крупных нижнепротерозойских складчатых зон (Криворожско-Кременчугской, Орехово-Павлоградской).

Установление линейных утолщений коры, отвечающих складчатым зонам свекофенно-карелид, осложненным глубинными надвигами, в пределах сравнительно хорошо изученного Украинского щита имеет и общее теоретическое значение, так как, с нашей точки зрения, дает первые фактические данные о явлениях складчатых деформаций верхней мантии (ее короблении) в процессе формирования геосинклинальных складчатых систем раннего докембрия.

В центральной области Украинского щита выделяется обширный полосовой Черкасско-Кировоградский региональный минимум магнитного поля. Он обладает выраженным меридиональным простиранием (примерно вдоль 32° в.д.) на расстоянии около 500 км от городов Херсон и Николаев на юге через Кировоград, Черкассы до г. Нежин. Севернее последнего, после некоторого перерыва несколько менее четко вновь прослеживается аналогичный минимум магнитного поля в районе городов Конотоп и Новгород-Северский. Таким образом, выделяемый региональный минимум магнитного поля распространяется к югу и северу далеко за

пределы Украинского щита, являясь вместе с Криворожско-Кременчугской системой магнитных максимумов одной из наиболее крупных особенностей магнитного поля Украинского щита и смежной Днепровско-Донецкой впадины.

Рассматриваемая полоса регионального минимума магнитного поля в целом очерчивает крупную зону развития разнообразных и разновозрастных гранитоидов (Кировоградский, Корсунь-Новомиргородский комплексы и др.) и гнейсов нижнего протерозоя, которая прослеживается севернее за пределами щита в виде линейного блока фундамента меридионального простирания. Этот блок ограничен на востоке погребенным северным продолжением Криворожско-Кременчугской синклинойной зоны и ограничивающими ее разломами. Еще далее к северу (уже в пределах северного борта Днепровско-Донецкой впадины и Воронежской антеклизы) минимум магнитного поля очерчивает Конотопский (Стародубский, Дедеев, 1972б) массив, в пределах которого разнообразные гнейсы и плагиограниты вскрыты в районе населенных пунктов Смелого, Глухова, Семеновки, Новозыбкова и др.

На северо-западе, в районе г. Борисполь, и севернее, в районе г. Чернигов, зона регионального минимума магнитного поля обрамлена линейными максимумами северо-западного простирания, фиксирующими северную часть Одесско-Тальновско-Каневской зоны (Козловская и др., 1971). Северное продолжение Одесско-Тальновско-Каневской и Ингулецкой зон, сочленяющихся на севере с Припятской зоной, ограничивает с востока и запада клиновидный по форме Киевский массив, отличающийся характерным мозаичным магнитным полем. Породы фундамента (гнейсы и гранитоиды) вскрыты в его пределах рядом скважин. Восточным ограничением массива, переработанного свекофенно-карельской складчатостью, служит крупный глубинный разлом (Чирвинская, 1972).

Восточная, Приазовская часть Украинского щита, а также более восточные районы за его пределами вплоть до района г. Ростова-на-Дону характеризуются сложным магнитным полем. Как уже отмечалось, мозаичные аномалии этой части щита севернее г. Бердянска отображают два небольших блока гнейсов и мигматитов, интенсивно переработанных свекофенно-карельской складчатостью. В восточной окраинной части Украинского щита они ограничены метаморфическими толщами и гранитоидами азово-волинского комплекса (Козловская и др., 1971), которые фиксируются интенсивными линейными максимумами запад-северо-западного простирания. Таким образом, по магнитным данным может быть намечена Приазовская зона криворожских (свекофенно-карельских) складчатых комплексов, видимо, включающая ряд мелких древних массивов и распространяющаяся на восток и юго-восток от выходов докембрия. К югу от г. Ростова-на-Дону, в селе Кушевка в пределах этой зоны скважиной вскрыты слоистые известковистые сланцы с магнетитом, очень сходные с некоторыми породами верхней части курской свиты (Варданынц, 1960).

Приазовский выступ фундамента и обрамляющая его с юго-востока погребенная складчатая зона карелид, как и Восточно-Европейская платформа в целом, на юге граничат со складчатым палеозойским основанием Скифской плиты (Муратов, 1964). Эта граница выражена системой кулисообразных глубинных разломов (Журавлев, 1964; Соллогуб, 1970; Соллогуб и др., 1966; Чекунов, 1967). Линейные блоки докембрийского фундамента вдоль южного края платформы, ограниченные системой широтных эшелонированных разломов, погружаются с различным наклоном на восток под складчатые образования девона и карбона Скифской эпигерцинской платформы.

Сопоставление основных складчатых зон Украинского щита с соответствующими им магнитными полями позволяет проследить, как отмечалось выше, их погребенное продолжение за пределами выходов складчатого докембрия, что указывает на общность тектонического строения как складчатого докембрия Украинского щита, так и фундамента смежных впадин платформы. Так, крупнейшая, ограничивающая с севера Украинский щит Днепровско-Донецкая впадина платформы, которая на востоке продолжается прогибом Большого Донбасса, в целом не находит отражения в магнитном поле. Лишь вдоль зон сгущения продольных

разломов в пределах впадины отмечаются локальные максимумы и минимумы субширотного простираения, наложенные на глубинные аномалии фундамента.

Меридиональные региональные максимумы и минимумы, пересекающие Днепровско-Донецкий прогиб, так же, как и в пределах Украинского щита, отражают состав и строение докембрийского фундамента. Этот вывод получил наглядное подтверждение по данным ГСЗ (Соллогуб, 1970). Основной структурный план поверхности Мохоровичича под Днепровско-Донецкой впадиной отображает геосинклинальные складчатые структуры свекофенно-карелид, имеющие меридиональное простираение, тогда как структура впадины по поверхности фундамента имеет северо-западную и субширотную ориентировку (см. рис. 18). Так, Криворожско-Кременчугское утолщение продолжается, несколько "расплываясь", в пределы впадины и далее на севере соединяется с зонами КМА. Южное продолжение Криворожско-Кременчугской зоны мощной коры еще более выразительно и следует вплоть до южной границы Восточно-Европейской платформы. В рельефе поверхности Мохоровичича под Днепровско-Донецкой впадиной отражается продолжение и ряда других зон Украинского щита (Приднепровский массив и др.). Характерно, что зона сочленения Днепровско-Донецкой впадины и Донбасса выражена в рельефе поверхности Мохоровичича в виде вала с тонкой корой (35–37 км), прослеживающейся от Харькова к Волновахе (см. рис. 18). Зона Донбасса характеризуется утолщением коры до 47–50 км, поверхность Конрада располагается здесь на глубине около 30 км (мощность осадочного комплекса – до 15–18 км).

В целом складки краевого поперечного прогиба Донецкого бассейна и его геосинклинального продолжения на восток, в зоне интенсивного раздробления и растяжения земной коры, очерчиваются полосовым региональным минимумом магнитного поля. Этот минимум продолжается на восток до побережья Каспийского моря и в пределы Мангышлака и отчетливо вырисовывает границу Восточно-Европейской и Скифской платформ.

## ЦЕНТРАЛЬНЫЕ РАЙОНЫ РУССКОЙ ПЛИТЫ

### Курская зона карелид

Грандиозная система Курских магнитных аномалий, прослеживающаяся между городами Харьков, Воронеж, Орел и Брянск с общим северо-западным простираением на расстоянии около 1000 км от Ворошиловграда на юге до района г. Барятин на севере, как известно, ярко вырисовывает зону развития складчатых комплексов магнетитовых кварцитов курской серии нижнего протерозоя. В северной части Курской зоны господствующее северо-северо-западное простираение магнитных аномалий сменяется на субширотное. Здесь, в районе г. Барятин, эта зона сочленяется с зонами центральной части Восточно-Европейской платформы (Московской и др.).

Интенсивные магнитные максимумы Курской магнитной аномалии группируются в две крупные полосы: северо-восточную и юго-западную. Напряженность магнитного поля в отдельных районах КМА достигает 120 тыс. гамм. В то же время ширина магнитных максимумов, как правило, не превышает 1–2 км, лишь иногда достигает 4–5 км. В общем сходные между собой юго-западная и северо-восточная полосы основной зоны КМА имеют ряд отличий. Если юго-западная полоса представляет собой практически непрерывную на протяжении сотен километров магнитную аномалию, то северо-восточная разделяется на ряд обособленных аномалий, среди которых выделяются Ново-Оскольские максимумы, Тим-Щигровские аномалии, узел аномалий Старого Оскола и др. Магнитные аномалии северо-восточной полосы, как правило, имеют двухсторонние минимумы. Это указывает на небольшую глубину залегания здесь нижней кромки крутопадающих пластов железистых кварцитов. Пространство между юго-западной и северо-восточной полосами интенсивных магнитных максимумов КМА характеризуется плавным повышением магнитным региональным фоном. Исследования В.В. Копаева (1959, 1962)

показали, что ему отвечает центральная положительная региональная аномалия, которая имеет вид широкой полосы. На ее фоне выделяются Белгородский и Комаричский максимумы интенсивностью до 3500 гамм.

Работы по комплексному геологическому картированию территории КМА, основанные на ряде региональных профилей скважин и геофизических данных (Полищук, 1964; Горбунов и др., 1969; Зейцев и др., 1970; Зайцев, 1973), позволяют в настоящее время охарактеризовать основные черты строения фундамента и природу магнитных аномалий (рис. 19).

Рассмотренные выше юго-западная и северо-восточная полосы интенсивных магнитных аномалий связаны со складчатыми толщами железистых кварцитов, а также сланцев и метапесчаников курской серии. Они слагают синклиновые структуры северо-западного простирания, характеризующиеся изоклинальными и крутыми складками, опрокинутыми на запад. В то же время центральная межполосовая зона КМА соответствует линейному блоку разнообразных гнейсов, гранитоидов, а также местами породам курской серии, образующим крупное геоантиклинальное поднятие типа антиклинория или внутреннего массива. Гнейсы и гранито-гнейсы центрального межполосового блока, ввиду их слабой интенсивности намагничения, не способны обусловить центральную региональную аномалию магнитного поля, отвечающую этому блоку. Как считают некоторые исследователи (Копаев, 1959), такая аномалия может быть вызвана поднятием вдоль межполосового блока кровли базальтового слоя, обладающего повышенной интенсивностью намагниченности в своей верхней части.

Сейсмические наблюдения методом ГСЗ проведены в небольшом объеме. На юго-востоке КМА пройдено два профиля (I, X) ГСЗ (Соллогуб, 1970; Тарков и др., 1971; Чамо и др., 1972). На первом профиле зона КМА четко проявляется на разрезе ГСЗ в виде утолщения коры до 50–52 км на двух участках, один из которых восточнее Харькова соответствует юго-западной полосе КМА (глубины до 52 км), а другой, между Харьковом и Воронежем, — северо-восточной полосе КМА. Центральный же межполосовой блок характеризуется относительным утонением земной коры до 40–42 км (при мощности базальтового слоя около 22 км). Таким образом, аналогично зонам нижнепротерозойской складчатости Украинского щита, складчатая система свекофенно-карелид КМА также образует линейную зону отчетливого утолщения земной коры.

В целом блоки древнейших гнейсов и гранитоидов обоянской серии архея в пределах КМА и смежных районов Воронежской антеклизы, ввиду их слабой намагниченности, обычно фиксируются пониженными мозаичными магнитными полями. Подобные массивы предполагаются в районе городов Сумы, Валуйки, Россошь, Миллерово и некоторых других пунктах (см. рис. 10). Предположение о существовании сравнительно небольших внутренних массивов в пределах складчатой зоны КМА обосновывается и данными о резком изменении простираний нижнепротерозойских складчатых комплексов.

Существование весьма крупного древнего массива немагнитных гнейсов и гранитоидов намечается также по характеру пониженного мозаичного магнитного поля в районе городов Воронеж, Липецк, Мценск и других, северо-восточнее территории КМА. В пределах Воронежско-Липецкого массива вскрыты гнейсы обоянской серии, но также и нижне- и среднепротерозойские граниты. Таким образом, этот массив, как отмечает Ю.С. Зайцев (1973), был интенсивно гранитизирован и переработан в процессе свекофенно-карельской складчатости. Особенно четко этот вывод подтверждается распространением в пределах массива эффузивно-осадочных пород среднего протерозоя (воронцовская серия), слагающих синклиналию по лосу северо-западного простирания (см. рис. 19), отходящую от основной зоны воронцовской серии в фундаменте восточного склона Воронежской антеклизы. На востоке Воронежско-Липецкий массив и юго-восточная часть зоны КМА ограничиваются зоной Лосево-Мамоновского глубинного разлома, прослеживающегося, по данным бурения, с северо-северо-западным простиранием на расстоянии около 250 км (см. рис. 10). Ширина Лосево-Мамоновской зоны разломов, характеризующейся интенсивным диафторезом, милонитизацией и катаклазом пород фун-



дамента, достигает 5 км. Этот глубинный разлом ограничивает с запада крупную зону развития поздних свекофенно-карелид, сложенную породами воронцовской серии (Веселовская, 1966; Зайцев и др., 1970).

Зона развития пород воронцовской серии характеризуется Урюпинско-Котельниковской полосой слабых линейных максимумов и минимумов аномального магнитного поля (Гафаров, 1963б), которая прослеживается от района г. Грязи (в верховьях р. Дон, на северо-западе) через г. Урюпинск, Воробьевку до г. Котельникова на юго-востоке (см. рис. 10). На юге рассматриваемая зона резко срезается региональным полосовым минимумом магнитного поля Донецкого бассейна и северной прикаспийской части Скифской плиты.

На восточной окраине Урюпинско-Котельниковской (Восточно-Воронежской) зоны, в пределах Волгоградского Поволжья многими десятками скважин вскрыты различные по составу сланцы. Лишь Абрамовской и Термосинской скважинами здесь обнаружены метадиабазы. Все породы метаморфизованы в фации зеленых сланцев. Так, скважина Верховская-7 вскрыла андалузитсодержащие разности сланцев. Поскольку в структурном отношении полоса сланцев фундамента Волгоградского Поволжья образует непосредственное продолжение полосы развития воронцовской серии в фундаменте восточного склона Воронежской антеклизы, есть основание относить сланцы Волгоградского Поволжья к той же серии.

Таким образом, в данном бурении и магнитной съемки восточнее главного пояса КМА и в Нижнем Поволжье отчетливо выделяется крупнейшая складчатая зона погребенных поздних свекофенно-карелид, по-видимому, разделяющаяся антиклинорными блоками фундамента (в районе г. Борисоглебска, Термосинской и Суровинской скважин и т.д.) на ряд линейных синклинорных полос.

### Московская зона свекофенно-карелид

В центральной части Восточно-Европейской платформы выделяется крупная Московская зона полосовых магнитных аномалий (см. рис. 7, 10). Она прослеживается в широтном направлении от района городов Полоцка и Великих Лук через Вязьму к Москве и Коломне. Восточнее Московская зона резко расширяется и разделяется в виде обширной виргации на Ветлужскую, Владимиро-Казанскую и Рязано-Саратовскую зоны линейных магнитных максимумов.

В целом Московская субширотная зона магнитных аномалий имеет простирание, несогласное с субмеридиональной ориентировкой Курской зоны интенсивных магнитных максимумов. Стык этих полос магнитных аномалий выделяется не столь



Рис. 19. Карта тектоники докембрийского фундамента Воронежской антеклизы. Составил Ю.С. Зайцев (1970)

1 – гранитоиды посттеосинклинальные: микроклиновые граниты, гранит-порфиры, кварцевые порфиры; 2 – основные и ультраосновные интрузии (смородинский комплекс); 3 – гранитоиды посттеосинклинальные (орогенные): граниты рапакиви, граносиениты (павловский комплекс); 4 – досвекофенно-карельский массив, переработанный свекофенно-карельской складчатостью; 5 – основные интрузии поздние и посторогенные (габбро, перидотиты, дуниты, пироксениты, мамоновский комплекс); 6 – гранитоиды синтетектонические позднесвекофенно-карельской складчатости; 7 – зоны развития поздних свекофенно-карелид (воронцовская осадочно-вулканогенная серия); 8 – древнее основание ранних карелид, переработанное поздними свекофенно-карелидами; 9 – досвекофенно-карельское основание, переработанное поздними свекофенно-карелидами; 10 – гранитоиды синтетектонические; 11 – ранние свекофенно-карелиды (курская метаморфическая серия); 12 – древнее основание (беломориды), переработанные раннекарельской складчатостью; 13 – гранитоиды досвекофенно-карельские син- и позднетектонические; 14 – раннегеосинклинальные основные и ультраосновные породы (сергеевский комплекс); 15 – досвекофенно-карельские массивы (аналоги беломорид – обоянская и михайловская осадочно-вулканогенные серии); 16 – границы срединных массивов; 17 – глубинные разломы (выделенные по геофизическим данным, установленные и предполагаемые); 18 – проявления мигматизации и частичной гранитизации; 19 – общие простирания складчатых комплексов; 20 – изоклинальные складки; 21 – сундучные складки; 22 – зоны дробления и интенсивного кливажа; 23 – вулканогенная (порфировая) формация; 24 – оси антиклиналей (а) и синклиналей (б)



ко разницей в простирациях аномалий, сколько различием в их интенсивности (см. рис. 7).

Породы фундамента вскрыты в пределах Московской зоны рядом скважин и представлены гранат-силлиманит-биотитовыми гнейсами (в Москве), габбро-норитами (в Шелково), биотитовыми микрогнейсами и амфиболитовыми плагиогнейсами и амфиболитами протерозоя (в Поварове), микроклиновыми гранитами (в Калуге и Серпухове) и розовыми гранитами нижнего протерозоя (в Рязске и некоторых других пунктах). Таким образом, в пределах зоны намечаются линейные блоки гнейсов и гранитоидов, чередующиеся с полосами сланцев и амфиболитов.

Полосовые магнитные максимумы Московской зоны, по-видимому, в первую очередь вызваны, как показывают скважины в Поварове и других пунктах, складчатыми толщами амфиболитов, амфиболовых плагиогнейсов, биотитовых гнейсов и сланцев нижнего протерозоя (Веселовская, 1963). Эти породы, по данным вычислений, обладают повышенными значениями интенсивности намагниченности порядка  $1000-2000 \times 10^6$  СГС (до  $5000 \times 10^6$ ).

Вдоль осевой части Московской зоны через города Гагарин и Москва, по данным сейсморазведки, прослеживается крупный разлом, резко выраженный в районе Москвы уступом и грабенообразным рифейским прогибом фундамента с глубинами до 3–3,5 км. Этот региональный разлом прослеживается и далее на северо-восток к г. Владимиру; с юго-востока к нему приключается по простиранию система разломов Рязано-Саратовской зоны. Некоторые исследователи (Симоненко, Толстихина, 1965) значительно расширяют представления о масштабах рассматриваемого разлома, выделяя Московско-Кировскую систему линейных положительных аномалий в качестве большой шовной зоны, которая, по их мнению, прослеживается на север до г. Сыктывкара. Однако, видимо, ее правильнее рассматривать в качестве крупнейшей дугообразной складчатой системы карелид, ограничивающей с востока и юго-востока по системе глубинных разломов крупнейший Северо-Двинский массив (Гафаров, 1963б, 1970а) и ряд более мелких массивов. Далеко на северо-северо-западе она сочленяется по простиранию с рассмотренной выше Мезенско-Вычегодской зоной.

Важно подчеркнуть, что Московская линейная складчатая зона субширотного простирания образует совместно с сочленяющимися с ней на западе и востоке зонами свекофенно-карелид грандиозный широтный складчатый пояс, прослеживающийся в центральной части всей обширной складчатой области карелид фундамента Восточно-Европейской платформы. Данные бурения и определений абсолютного возраста и региональных магнитных съемок позволяют, таким образом, утверждать, что Московская система полосовых магнитных аномалий отображает, как давно предполагал Н.С. Шатский (1946б), крупную складчатую зону карелид.

Вопрос о соотношении между Московской и Курской системами магнитных аномалий имеет особо важное значение для решения проблемы временных и пространственных соотношений и корреляции зон карелид Балтийского щита и саксаганид южной части Восточно-Европейской платформы.

Намечающееся по данным магнитных съемок пересечение северо-северо-западных простираний КМА широтными и северо-восточными аномалиями Московской зоны в центральных частях платформы, а также первые данные определений абсолютного возраста, позволили Н.С. Шатскому, а затем и М.В. Муратову выдвинуть предположение о том, что саксаганиды являются более древними складчатыми образованиями, чем карелиды. Таким образом, имелось основание для выделения обширного Сарматского или Украинско-Воронежского массива, или протощита (Шатский, 1946б; Муратов, 1965), в состав которого входили и линейные складчатые зоны курской серии (саксаганид) и более древние глыбы между ними. Новые радиометрические определения возраста, а также исследования по корреляции свекофенно-карельского комплекса Балтийского щита, криворожского комплекса Украинского щита и курской серии КМА показали близость их возраста, который укладывается в пределы 2100–1750 млн. лет (Богданов, 1967). Эти данные позволяют рассматривать складчатые зоны курской серии КМА и криворожского комплекса Украины в качестве структурного аналога карелид Балтийского щита.

Следует отметить также, что, судя по последним данным аэромагнитной съемки, предположение о резком срезании почти под прямым углом интенсивных максимумов КМА полосовыми магнитными аномалиями Московской зоны не получает однозначного подтверждения. В северных районах КМА субмеридиональные простирания ее интенсивных максимумов постепенно сменяются субширотными и иногда северо-восточными, что позволяет говорить лишь о сочленении рассматриваемых зон под углом, не давая четких указаний о возрастных взаимоотношениях. Подобные достаточно резкие стыки, узлы и сочленения сложноветвящихся различных складчатых зон свекофенно-карелид, обтекающих древние массивы, выявляются и во многих других районах Восточно-Европейской платформы.

### Ветлужская и Кировско-Сыктывкарская зона

Система полосовых максимумов магнитного поля Ветлужской (Ивановская) зоны (Гафаров, 1963б), или Ветлужской зоны переработки, по В.Н. Зандеру и авторов совместной работы (1967; Дедеев, 1972б), прослеживается с выдержанным северо-восточным простиранием до района г. Кирова на севере, где она сочленяется с меридиональной Кировско-Сыктывкарской зоной линейных максимумов и минимумов. В целом Ветлужская и Кировско-Сыктывкарская системы полосовых максимумов, как и отображаемые ими линейные складчатые зоны, продолжают одна другую по простиранию и совместно составляют региональную систему протяженностью свыше 700 км, которая опоясывает Северо-Двинский массив архея с востока и юго-востока. Ветлужская и Кировско-Сыктывкарская зоны в ее пределах сменяют друг друга кулисообразно по разломам северо-западного простирания. Ветлужская зона магнитных аномалий отделяет Северо-Двинскую область мозаичного магнитного поля от расположенной южнее Окско-Волжской области мозаичных аномалий. Многочисленные полосовые аномалии магнитного поля Ветлужской зоны вместе с разделяющими их линейными минимумами отображают, вероятно, складчатые осадочно-вулканогенные образования карелид. Для зоны в целом характерна нарушенность ее разломами меридионального простирания, вдоль которых отмечаются линейные тела интенсивно намагниченных комплексов (Зандер и др., 1967).

Породы фундамента вскрыты в пределах Ветлужской зоны в городах Советске, Кинешме (граниты), Ветлуге и Котельниче, где они представлены амфиболитами и амфиболитовыми гнейсами. Интенсивность намагниченности амфиболитов колеблется от 1000 до 2000–9000  $\times 10^6$  СГС. Радиометрический возраст этих пород составляет 1705–1775 млн. лет (Полканов, Герлинг, 1960).

В пределах Кировско-Сыктывкарской зоны, в целом отличающейся полосовым магнитным полем, наиболее сложно построена ее южная часть. В этом районе четко выделяется крупная Северо-Кировская магнитная аномалия, ориентированная в северо-северо-восточном направлении и осложненная рядом поперечных секущих максимумов, которые, вероятно, связаны с основными и ультраосновными интрузиями. Породы фундамента в пределах Кировско-Сыктывкарской зоны вскрыты в районе сел Шихово-Чепецк, Грива и Иб, где представлены разнообразными гранито-гнейсами (Ситдилов, 1968). Линейные полосовые максимумы, которые прослеживаются в восточной половине Кировско-Сыктывкарской зоны (где находится и скважина у села Иб), вероятно, обусловлены складчатыми комплексами амфиболитов. Восточная граница Кировско-Сыктывкарской зоны, выраженная Вятско-Сысольским глубинным разломом, фиксируется по цепочке магнитных максимумов и резкой смене полосовых магнитных аномалий Кажимским и Омутнинским региональными магнитными минимумами. Видимо, они отображают вытянутый в меридиональном направлении Верхневятский (Омутнинский) массив, отделяющий Кировско-Сыктывкарскую зону от Камско-Вятской зоны (см. рис.10).

В целом Верхневятский массив характеризуется повышенными значениями силы тяжести. Центральной части массива соответствует гравитационный максимум широтного простирания. Судя по редким данным бурения и геофизики, рассматриваемый массив (типа Мурманского) сложен гранито-гнейсами (Зандер и др., 1967).

Возраст гранодиоритов в скважине Черная Холуница составляет 2173 млн. лет. Судя по данным скважин в селах Колобово, Унях и других, вскрывших уже нижнепротерозойские роговики и парасланцы (Ситдилов, 1968), Омутнинский массив переработан карельской складчатостью. По-видимому, в его пределы внедряется ряд разломов и узких карельских троговых прогибов со стороны ограничивающей его с юга и востока Камско-Вятской складчатой зоны карелид.

### Окско-Волжский массив архея

Линейные складчатые зоны карелид (Ветлужская, Рязано-Саратовская, Вятско-Камская), рельефно ограничивающие в Среднем Поволжье Окско-Волжский массив фундамента (Гафаров, 1963б), закономерно виргируют против его углов. Как показывают данные бурения скважин в Горьком, Балахне, Сундыре, Ронге и других местах, в пределах Окско-Волжского массива развиты главным образом гранатые, кордиеритовые, кианит-гранатые, амфиболитовые и пироксеновые плагиогнейсы и другие породы, прорванные серыми гранитами архея, а также и более молодыми гранитами (Веселовская, 1963; Богданова и др., 1971).

По данным определения абсолютного возраста, в строении Окско-Волжского массива архея принимают участие гнейсы с возрастом порядка 2240 млн. лет и более. Однако в отдельных районах массива развиты породы раннепротерозойского возраста, которые представлены в Горьком, наряду с гранатовыми гнейсами архея (Лапинская, Богданова, 1972), гранитами с возрастом 1700 млн. лет (Виноградов и др., 1960). Видимо, это указывает на значительную переработку и раздробление массива карельской складчатостью.

Многочисленные, достаточно интенсивные мозаичные максимумы магнитного поля Окско-Волжского массива в основном, по-видимому, связаны с разнообразными основными и ультраосновными интрузиями, габбро-амфиболитами и гнейсами. Судя по высоким значениям магнитной восприимчивости (до  $5000-7000 \times 10^{-6}$  СГС), вычисленной по магнитным аномалиям, среди гнейсов, вероятно, распространены магнетитовые разности.

Границы Окско-Волжского массива характеризуются угловатостью формы и на значительных расстояниях выражены разломами фундамента. Так, южное (по границе с Владимирско-Казанской зоной) ограничение массива (Зандер и др., 1967) — прямолинейное и отмечается полосой резких градиентов силы тяжести и линейными магнитными максимумами и, очевидно, выражено системой разломов субширотного простирания. В то же время северное и северо-восточное ограничение Окско-Волжского массива отмечается дугообразной гравитационной ступенью.

### Владими́ро-Казанская зона карелид

На юге Окско-Волжский массив ограничивается Владимирско-Казанской зоной, впервые выделенной В.А. Дедеевым (1972б; Зандер и др., 1967), которая характеризуется полосовыми магнитными и гравитационными аномалиями и насыщена линейными магнитными телами. На востоке эта субширотная зона сочленяется с обширной Камско-Вятской системой, а на западе — с Московской зоной карелид. На юге она граничит с Саранским массивом (Зандер и др., 1967). Породы фундамента вскрыты в районах сел Порецкое (амфиболитовые и пироксеновые плагиогнейсы, амфиболиты), где их радиометрический возраст составляет 1970 млн. лет (Виноградов и др., 1960), Алатырь (габбро и габбро-нориты), Урмары (филлиты, кварцито-сланцы, амфиболитовые плагиогнейсы и др.), а также в г. Касимов, селах Тума и Непейчино (гранатые гнейсы, амфиболитовые и пироксеновые плагиогнейсы и др.), по данным С.В. Богдановой, Т.А. Лапинской и Н.В. Подоба (1971). Судя по интенсивности намагниченности отдельных полосовых тел, в составе зоны развиты комплексы типа железистых кварцитов. На юго-западе Владимирско-Казанской зоны в ее составе намечается ряд линейных блоков (антиклинориев), сложенных гранатовыми гнейсами, амфиболитовыми и пироксеновыми гнейсами (по данным скважин в г. Касимов и селах Тума, Непейчино).

В центральной части Токмовского свода и восточнее до г. Ульяновска чрезвычайно рельефно выделяется широтный участок развития мозаичных магнитных и гравитационных аномалий. В.А. Дедеев (Дедеев, 1972б; Зандер и др., 1967) выделил его в качестве Саранского архейского массива. Породы фундамента в пределах этого массива вскрыты в селе Исса, где они представлены биотитовыми, пироксеновыми и амфиболитовыми плагиогнейсами. В селах Токмово, Пруды и Стрелецкое вскрыты гранодиориты и плагиогнейсы.

Следует отметить, что на ряде участков Саранского массива простираение магнитных аномалий совпадает с ориентировкой обтекающих его складчатых зон свекофенно-карелид, что позволяет рассматривать его в качестве древнейшего срединного массива (типа ядер ранней консолидации).

### Рязано-Саратовская зона карелид

В районе юго-восточного Подмосковья к Московской зоне приключается чрезвычайно рельефно выделяющаяся в магнитном поле Рязано-Саратовская система полосовых максимумов и минимумов, сопряженных со столь же четкими линейными аномалиями силы тяжести. Рязано-Саратовская зона прослеживается с выдержанным северо-западным простираением на расстоянии около 700 км при ширине от 60–75 км на северо-западе до 150–200 км на юго-востоке. Здесь она широким раструбом расходится в виде ветвей против западного угла Жигулевско-Пугачевского массива. Одна из них открывается в пределы Прикаспийской впадины, переходя по простираению в Токаревскую зону и ограничивая с севера огромный Прикаспийский массив архея, а другая прослеживается на восток-северо-восток к г. Ульяновску, ограничиваясь с севера Саранским массивом, на соединение с Камско-Вятской зоной.

Непосредственная сопряженность Рязано-Саратовской системы интенсивных магнитных аномалий с Московской зоной уже давно давала основания высказывать предположения о том, что она отражает линейно вытянутую складчатую зону карелид (Шатский, 1964б). В настоящее время данные бурения и определений абсолютного возраста вполне подтверждают это предположение. Породы карельского возраста вскрыты в пределах Рязано-Саратовской зоны в нескольких местах (Виноградов и др., 1960; Полканов, Герлинг, 1960): гранодиориты и граниты в Рязке (1750 млн. лет), гранатовые, кордиеритовые гнейсы и кристаллические сланцы в Красноозерске (1775 млн. лет), амфиболитовые плагиогнейсы и амфиболиты в Танеевке (1715 млн. лет), сланцы в Юлово-Ишиме (1920 млн. лет), протерозойские граниты в Серпухове и т.д. Характер полосовых магнитных максимумов Рязано-Саратовской зоны позволяет предполагать существование в составе ее фундамента линейных зеленокаменных прогибов (наиболее крупный Моршанский и др.), сложенных интенсивно намагниченными осадочно-вулканогенными толщами карелид. Об этом свидетельствует морфология полосовых, с большими градиентами магнитных максимумов и минимумов Рязано-Саратовской зоны. Их прямолинейность, вероятно, обусловлена большой ролью глубинных разломов в заложении и формировании этого блока фундамента.

Как показывают данные вычисления глубин по магнитным аномалиям Рязано-Саратовской зоны, интенсивная линейная Пачелмская аномалия и другие крупные аномалии связаны с разноэтажными магнитными комплексами и в том числе с массами, уходящими по глубинным разломам на очень большую глубину, превышающую 10 км (Борисов, Круглякова, 1967). В то же время глубина залегания большинства других магнитных тел смежных участков меньше и обычно соответствует глубинам до фундамента.

Резкая раздробленность фундамента Пачелмского прогиба кулисообразными продольными разломами северо-западного простираения была четко доказана сейсмическими исследованиями и особенно данными детальных наблюдений по профилю ГСЗ–КМПВ Липецк – Рязань – Тума, представляющему собой часть протяженно-

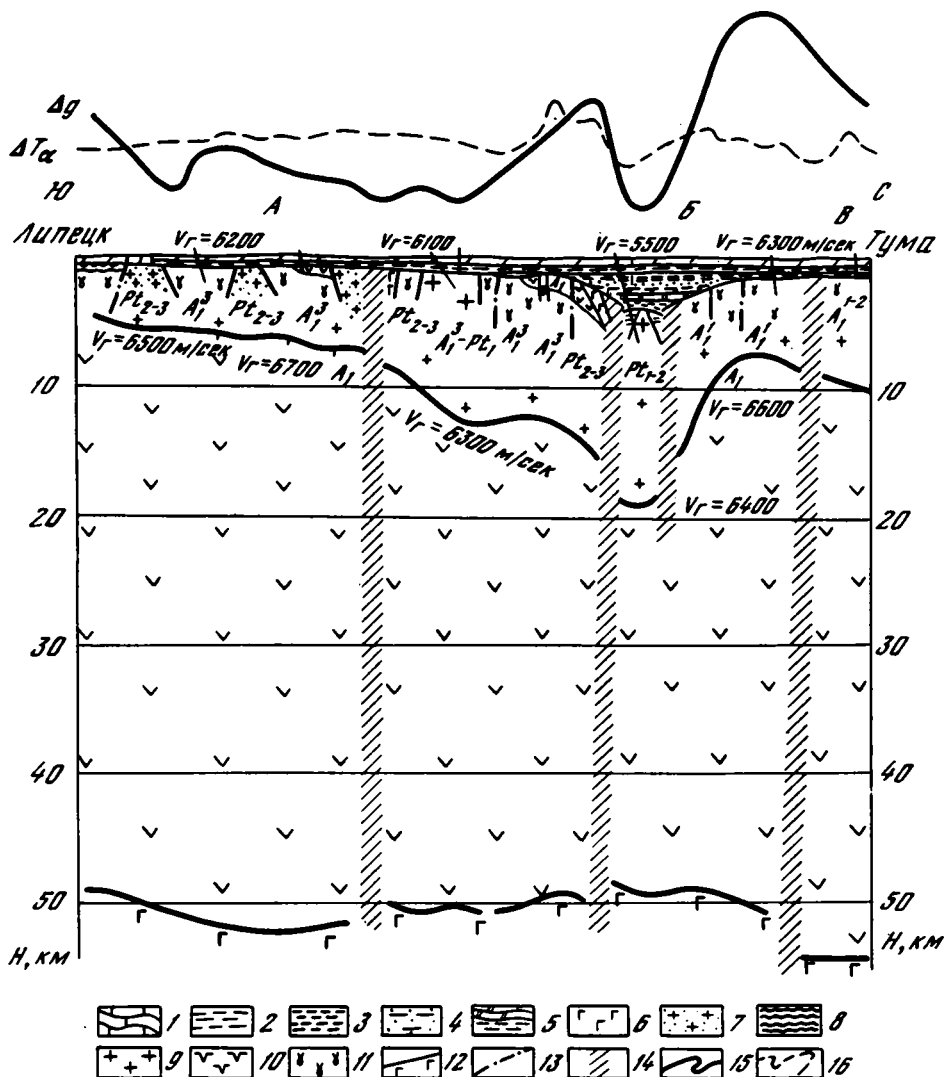


Рис. 20. Сейсмогеологический разрез коры и верхней мантии по профилю ГСЗ – КМПВ Липецк – Рязань – Тума (Голионко и др., 1973)

1 – палеозойский ( $D_3 f_2 - C_3$ ) карбонатный комплекс (известняки, доломиты); 2 – палеозойский ( $D_2 - D_2 f_2$ ) терригенный комплекс (алевролиты, аргиллиты, глины, песчаники); 3–5 – верхнепротерозойский терригенный комплекс: 3 – валдайская серия (аргиллиты, алевролиты); 4 – волинская и пачелмская серии (алевролиты, песчаники); 5 – сердобская серия (доломиты, аргиллиты); 6–11 – породы кристаллического фундамента: 6 – габбро, габбро-долериты, 7 – плагиомикроклиновые и микроклиновые граниты, 8 – сланцы воронцовской серии, 9 – амфибол-биотитовые и биотитовые плагиограниты, гранодиориты, гранит-порфиры, 10 – амфиболиты, иногда амфибол-магнетитовые породы, 11 – биотитовые, амфибол-биотитовые, гранат-пироксеновые и гранат-биотитовые плагиогнейсы, гранито-гнейсы; 12 – поверхность Мохоровичича; 13 – локальные разломы; 14 – глубинные разломы; 15 – кривая  $\Delta g$ ; 16 – кривая  $\Delta T_a$

го регионального профиля ГСЗ Черное море – Карское море (Голионко и др., 1973). На участке профиля Липецк – Рязань – Тума вдоль юго-западного борта Пачелмского прогиба установлен крупный разлом с амплитудой смещения поверхности фундамента около 1500 м (рис. 20; Голионко и др., 1973). Глубина залегания фундамента в центральной части Пачелмского прогиба составляет 4200 м. Разлом фундамента (с амплитудой смещения 550 м) известен и вдоль северо-восточного борта Пачелмского прогиба по границе с Токмовским сводом. Общая

мощность земной коры вдоль рассматриваемого профиля ГСЗ от северо-восточного склона Воронежской антеклизы через Пачелмский прогиб к юго-западу увеличивается с 49 км на юге до 55–56 км на севере (уже в западной части Владимиро-Казанской зоны свекофенно-карелид). При этом поверхность "базальтового слоя" в южной части профиля находится на глубине 5–7 км, резко погружаясь вдоль юго-западного борта Пачелмского прогиба до 15,6–19 км в его наиболее погруженной части.

К северу от разлома, осложняющего северо-восточный борт Пачелмского прогиба, поверхность "базальтового" слоя вновь резко воздымается до глубины около 7 км, а затем полого погружается до глубины 10 км. В то же время весьма характерно, что поверхность Мохоровичича под Пачелмским прогибом и Рязано-Саратовской зоной свекофенно-карелид относительно приподнята до глубины около 50 км (до 48,4 м в центральной осевой части прогиба), погружаясь в северной части профиля (уже в пределах Владимиро-Казанской зоны) до 54–55 км. Таким образом, Пачелмскому прогибу соответствует относительное уменьшение мощности земной коры (при этом грабенообразная структура прогиба в рельефе поверхности Мохоровичича не выражается), по-видимому, связанное с растяжением "базальтового" слоя и последующим "короблением" поверхности верхней мантии в процессе складчатости карелид. Важно подчеркнуть, что Пачелмскому прогибу, как и Рязано-Саратовской складчатой зоне карелид в целом, соответствует ярко-выделяющееся "утолщение" "гранитного слоя" ("корень"), сформировавшееся в процессе развития крупной геосинклинальной складчатой зоны ниже-среднепротерозойского возраста. Данные ГСЗ о строении земной коры Рязано-Саратовской складчатой зоны карелид чрезвычайно интересны при сопоставлении их с данными ГСЗ по Украинскому щиту.

Обращают на себя внимание и определенные различия структуры подобных зон утолщений, охватывающих на Украинском щите всю кору (с резким увеличением ее мощности до 60 км) и лишь "гранитный слой" (при четком выражении "корня") в Рязано-Саратовской зоне.

Характерно, что Рязано-Саратовской зоне карелид по местоположению и простиранию в общем соответствует крупный Пачелмский грабенообразный прогиб или авлакоген (Шатский, 1964), который заложили и интенсивно развивался в рифее.

Таким образом, Пачелмский грабенообразный прогиб имеет направление, унаследованное от простирания складчатой зоны свекофенно-карелид фундамента Восточно-Европейской платформы. В то же время следует подчеркнуть, что рифейский Пачелмский прогиб (авлакоген) приурочен в основном к центральной части Рязано-Саратовской зоны карелид, которая в целом значительно более широкая. Это обстоятельство, а также некоторое расхождение простираний осей прогиба и складчатой зоны фундамента и вероятное развитие гранитных массивов вдоль оси последней не позволяют в какой-то мере связывать магнитные аномалии Рязано-Саратовской зоны с намагниченными массивами (основными интрузиями и др.), внедрившимися по разломам в платформенный этап развития уже в процессе накопления платформенного чехла.

## ВОСТОЧНЫЕ РАЙОНЫ РУССКОЙ ПЛИТЫ

### Камско-Вятская зона карелид

В районе городов Кузнецк и Сызрань с северо-восточным ответвлением Рязано-Саратовской зоны магнитных аномалий сочленяется по простиранию крупная Камско-Вятская система полосовых максимумов и минимумов магнитного поля (Гафаров, 1963а,б). Она прослеживается с общим субмеридиональным простиранием далеко на север через северную вершину Татарского сводового поднятия в район верховий р. Камы на соединение с Мезенско-Вычегодской зоной магнитных аномалий (см. рис. 7, 10).

В южной, более изученной бурением части Камско-Вяткой зоны нижнепротерозойские эффузивно-осадочные толщи (Сармановская серия), сохранившиеся в узких синклинорных полосах, представлены амфиболитовыми сланцами, развитыми в районах Сарманово, Рангазар, Тлянчи-Тамака, кварцево-биотитовыми микрогнейсами Кукморской и Граханской площадей, гематитовыми кварцитами района Янги-Аула. В наиболее типичном виде комплексы сармановской свиты представлены в скважинах Сарайлинского прогиба, где благодаря своей повышенной интенсивности намагниченности они четко фиксируются полосовыми магнитными максимумами. Последние также отмечают здесь крупную Граханско-Елабужскую зону глубинных разломов фундамента, к которой с севера прилегают опоясывающие ее многочисленные разломы северо-северо-восточного простирания. Как показывают данные бурения и геофизики, фундамент Сарайлинского прогиба и в зоне Граханско-Елабужского разлома интенсивно раздроблен на ряд линейных блоков (тектонических пластин) и осложнен региональными полосами бластомилонитов, имея, таким образом, сложное чешуйчатое строение.

В пределах Приказанского района в последние годы пробурено около 1000 скважин, вскрывших распространенный комплекс амфиболитов, амфиболовых сланцев, биотит-амфиболитовых плаггиогнейсов, а также гранодиоритов и диоритов, обуславливающих здесь протяженные полосовые максимумы магнитного поля. Эти данные бурения показывают широкое распространение разломов в пределах Камско-Вятской зоны и интенсивную бластомилонитизацию всех метаморфических и магматических пород, нередко измененных в условиях эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фаций. Характерно, что в этой части зоны на основных кристаллических сланцах и плаггиогнейсах отрядненской серии непосредственно залегают толщи амфиболитовых сланцев, мелкозернистых амфиболитов, гранат-биотитовых сланцев сармановской серии нижнего протерозоя (Лапинская, Богданова, 1972). Большечеремшанская толща высокоглиноземистых кристаллических сланцев и гнейсов здесь отсутствует, и нижнепротерозойские осадочно-вулканогенные комплексы карелид формировались, по-видимому, непосредственно на базальтовом субстрате. Тем самым намечаются различные типы строения и разные пути эволюции коры Камско-Вятской зоны карелид и смежных массивов архея (Альметьевский, Жигулевско-Пугачевский, Окско-Волжский и др.).

В северных районах Камско-Вятской зоны породы карельского комплекса, представленные в основном парасланцами, встречаются среди полей гнейсов и гранитоидов на некоторых участках. В районе пос. Кирс в пределах Камско-Вятской зоны вскрыты гранатобiotито-кордиеритовые плаггиогнейсы, замещенные микроклиновым гранитом. Радиометрический возраст нижнепротерозойских гранито-гнейсов составляет в районе г. Глазово 1680–1750 млн. лет (Полканов, Герлинг, 1960) и роговиков из скважины в селе Уни – 1683 млн. лет (Варданянц, 1960).

Как показывают данные бурения и геофизики, нижнепротерозойские парасланцы и роговики сохранились среди полей гнейсов и гранитоидов северной части Камско-Вятской складчатой зоны карелид в виде узких синклинорных полос северо-восточного простирания. Сравнительно более изученным среди них является Унийско-Колобовский синклиниорий, выделенный Б.С. Ситдиковым (1968), который внедряется в пределы Верхневятского массива со стороны Камско-Вятской зоны и в целом отображается полосовым магнитным максимумом. Парасланцы и роговики в его пределах залегают под крутыми углами, близкими к вертикальным. С востока и запада этот синклиниорий ограничен крупными Вятским и Кильмезским разломами.

Широкое распространение в пределах Камско-Вятской зоны пород нижнего протерозоя, а также региональной гранитизации и диафтореза подтверждается и данными гравиметрии. Общий уровень аномального поля силы тяжести в этой зоне ниже, чем в пределах ограничивающих ее массивов архея (Фотиади, 1958). С интенсивной гранитизацией пород фундамента Камской зоны и с массивами гранитов связаны также и многочисленные минимумы магнитного поля (Омутнинский и др.).

Ярко выделяющиеся полосовые интенсивные максимумы магнитного поля северной части Камско-Вятской зоны, по-видимому, связаны, как и в Приказанском районе (около 100 скважин), с мощными складчатыми комплексами вулканогенно-осадочных пород (превращенных в амфиболиты, сланцы и пр.), а также с многочисленными интрузиями основного и ультраосновного состава. Так, например, протяженные полосы Можгинско-Мамадышской и Глазовской аномалий связаны со складчатыми комплексами амфиболитов, вскрытыми скважинами в Глазове, Можге, Голышурме и др. Таким образом, в составе Камско-Вятской зоны по характеру и строению магнитных и гравитационных аномалий могут быть выделены отдельные синклинали, сложенные вулканогенными и сланцевыми толщами, и более древние блоки, образованные гнейсами архея — нижнего протерозоя и молодыми гранитами нижнего протерозоя.

Границы Камско-Вятской складчатой зоны карелид с ограничивающими массивами архея почти на всем протяжении выражены разломами и четко фиксируются в магнитном и гравитационном полях.

К востоку от Камско-Вятской зоны вплоть до западного склона Среднего Урала выделяется обширная Волго-Уральская область мозаичных магнитных и гравитационных аномалий, которая отличается сложным и неоднородным строением (см. рис. 7). В ее пределах выделяются обширные участки повышенного мозаичного магнитного поля (Альметьевско-Бугульминский, Кунгуро-Красноуфимский и Косинско-Кельтменский), разделенные полосами магнитных минимумов (Сарапульско-Осинский и Пермско-Чусовской).

### Альметьевский массив архея

Состав и строение фундамента рассматриваемых районов Волго-Уральской области наиболее хорошо изучены бурением (тысячами скважин) в пределах южной вершины Татарского поднятия (см. рис 10). Альметьевско-Бугульминская группа интенсивных мозаичных магнитных аномалий обусловлена здесь разнообразными основными кристаллическими сланцами и плагиогнейсами отрадненской толщи с подчиненными телами ультрабазитов и габброидов, а также ультраметаморфитами: чарнокитами, анортозитами, эндербитами и высокоглиноземистыми парасланцами и гнейсами большечеремшанской толщи (Богданова и др., 1971). Среди пород фундамента северо-восточной части Татарского свода также широко распространены амфиболиты — продукты диафтореза основных пород гранулитовой фации. Названные типы пород отрадненской и большечеремшанской серий отличаются также повышенными значениями плотности. Это подтверждается высоким уровнем гравитационного поля, соответствующего Альметьевско-Бугульминскому массиву фундамента.

Наиболее интенсивные магнитные максимумы в составе Альметьевско-Бугульминской группы мозаичных аномалий обусловлены различными железорудными гнейсами и кварцитами (Чекан, Сарсаз), амфиболитами (Туймазы), габбро- и габбро-диабазам (Азнакаево, Альметьево).

Фундамент южного и юго-восточного склонов Татарского свода (в пределах Альметьевского массива) сложен высокоглиноземистыми кристаллическими сланцами и гнейсами большечеремшанской серии архея (Лапинская, Богданова, 1972), представленными в основном биотит-гранат-силлиманит-кордиеритовыми разностями (парагнейсы и парасланцы). Весьма распространены породы большечеремшанской серии в зонах диафтореза — гранатобазиты, амфиболиты и магнетитсодержащие гнейсы и кварциты, отличающиеся высокой плотностью и магнитной восприимчивостью. Среди пород большечеремшанской серии залегают согласно с архейскими складчатыми структурами северо-восточного простиранья (в этом районе) нижнепротерозойские массивы (Ямашинский, Черемшанский и др.) гранитоидов (Богданов и др., 1971).

В мозаичном магнитном поле южной вершины Татарского свода весьма рельефно вырисовывается глубинное строение рассматриваемого массива фундамента, в составе которого здесь отчетливо выделяются не менее двух этажей магнитных



масс; причем нижний из них, залегающий на глубине 8 км (Гафаров, 1959; Уразаев, 1969), сложен преимущественно, видимо, основными породами (габбро-амфиболитами), имеющими повышенные магнитные свойства. Материалы ГСЗ в рассматриваемом районе (Померанцева, 1961; Егоркин, 1962) свидетельствуют о различии крупных блоков по составу и строению на большую глубину, так как разделяющие их зоны дробления охватывают всю толщу земной коры. Так, глубинный разлом, ограничивающий с юга Альметьевский массив, фиксируется в изменении глубины залегания поверхности Мохоровичича.

К востоку от Татарского свода в пределах Волго-Уральской области выделяется региональный Сарапульско-Осинский минимум спокойного магнитного поля. Общий уровень магнитного и гравитационного полей рассматриваемого Сарапульско-Осинского района в общем значительно ниже по сравнению с областью Татарского и Пермско-Башкирского сводов, даже если учесть погружение поверхности фундамента во впадине. Региональный Сарапульско-Осинский минимум магнитного поля, а также приуроченные к нему остаточные отрицательные аномалии силы тяжести (Фотиади, 1958), по-видимому, отображают крупную глыбу фундамента, сложенную в основном немагнитными разностями светлоцветных гнейсов и сланцев. Вероятно, в строении этого блока фундамента участвуют и крупные интрузии микроклиновых гранитов.

Непосредственная связь Сарапульско-Осинской зоны на юге с Уфимско-Токаревской зоной карелид позволяет предполагать распространение здесь карельской складчатости. На севере эта зона сочленяется по простиранию с Камско-Вятской складчатой зоной карелид, образуя, таким образом, обширную систему субмеридионального простирания вдоль восточного края платформы, расширяющуюся к югу и коррелирующуюся с Уфимско-Токаревской, а также и Южно-Эмбенской зонами карелид. Специфику развития рассматриваемой складчатой зоны фундамента подчеркивает также приуроченность к ней крупного Пермско-Башкирского, или Калтасинского желобообразного прогиба (авлакогена), выполненного мощными толщами рифея (Наливкин и др., 1964; Неволин и др., 1968). Характерно, что Осинский региональный минимум магнитного поля непосредственно коррелируется на юго-востоке в районе хр. Кара-Тау с минимумом магнитного поля в пределах Башкирского антиклинория варисцид Урала. Таким образом, отложения рифейской многоэпизодической зоны Урала, по-видимому, вдоль Калтасинского авлакогена далеко вдаются в пределы платформы, постепенно замещаясь отложениями платформенного чехла.

### **Красноуфимский массив архея**

В наиболее выдвинутой к востоку краевой части Волго-Уральской области платформы, в области Уфимского плато, выделяется Кунгурско-Красноуфимская группа больших магнитных максимумов запад-северо-западного простирания (см. рис. 7). По характеристике магнитного поля и, видимо, по вещественному составу этот массив фундамента чрезвычайно напоминает область южной вершины Татарского поднятия. Фундамент в пределах Красноуфимского массива вскрыт лишь одной скважиной в районе села Осинцево, восточнее г. Кунгура, на глубине около 3 км, где представлен гранито-гнейсами. В целом Красноуфимский субширотный массив фундамента характеризуется относительно слабыми максимумами силы тяжести. Однако уровень регионального гравитационного поля массива значительно повысится, если учесть поправку за рельеф его поверхности, так как в центральной части массива фундамент залегает на глубине около 3–5 км, а в южном направлении погружается до 8 км. Очень важно также, что по данным сейсмических исследований (Дружинин и др., 1968), в центральной части Красноуфимского массива поверхность Мохоровичича значительно глубже (до 40 км) по сравнению с Жигулевско-Пугачевским сводом. Это также существенно понижает здесь уровень аномалий силы тяжести.

По данным трех сейсмических профилей, пересекающих перечисленные массивы, получены весьма высокие значения средних граничных скоростей порядка

7,0–7,1 км/сек. Плотность пород фундамента, вычисленная по этим профилям, достигает соответственно 2,96 г/см<sup>3</sup> (Халевин и др., 1968; Ярош, 1966). На территории Волго-Уральской области столь высокие значения плотностей и скоростей пород гранитного слоя (фундамента), в общем характерные уже для "базальтового" слоя, на больших площадях не отмечаются. Характерно, что в пределах региональной Красноуфимской магнитной аномалии, по данным количественной интерпретации, на глубине 9–12 км выделен горизонт, который характеризуется резким возрастанием интенсивности намагничивания слагающих его пород.

На севере и юго-западе, судя по прямолинейности зон значительных градиентов магнитного поля, Красноуфимский массив ограничен протяженными разломами фундамента. На юге к нему по надвигу примыкают складчатые рифейские толщи хр. Кара-Тау.

### **Пермско-Чусовская зона карелид**

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

В пределах Пермско-Чусовской зоны фундамент вскрыт только одной скважиной в г. Северокамске, где обнаружены плагиоклазовые гранито-гнейсы с возрастом 1810 млн. лет (Овчинников, Гаррис, 1960; Овчинников и др., 1964). Судя по гравитационным и магнитным аномалиям, можно предполагать, что фундамент рассматриваемой зоны сложен преимущественно гнейсами и кристаллическими сланцами карельского комплекса. Лишь в центральной и в северной частях прослеживаются широтные полосовые магнитные аномалии, видимо, фиксирующие вулканогенные породы и интрузии основного состава.

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

### **Верхнекамский массив архея**

К северу от Пермско-Чусовской зоны, в верховьях р.Камы, выделяется Косинско-Кельтменская группа мозаичных магнитных аномалий (Гафаров, 1963а), ограниченная с юго-запада Камско-Вятской зоной, а с северо-востока – Мезенско-Вычегодской зоной полосовых максимумов и отражающая угловатый массив фундамента.

В целом Верхнекамский (Косинско-Кельтменский) массив фундамента характеризуется повышенным уровнем гравитационного поля. Наряду с магнитными данными это свидетельствует, вероятно, о широком развитии в его составе темноцветных гнейсов, а также магматических пород основного состава. Буровая скважина в районе г. Кудымкар вскрыла в окраинной юго-западной части массива биотито-плагиоклазовые гнейсы, пронизанные гранитами.

Анализ магнитного и гравитационного полей Верхнекамского массива позволяет предполагать, что слагающие его породы фундамента имеют примерно такую же интенсивность намагничивания и плотность, что и породы фундамента южной вершины Татарского свода. Восточная часть массива, видимо, существенно переработана карелидами. Кудымкарский и Косинский разломы, ограничивающие массив архея и сходящиеся на северо-западе под острым углом, отделяют его от смежных Камско-Вятской и Мезенско-Вычегодской складчатых зон карелид.

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

В пределах Жигулевско-Абдулинской зоны в ряде пунктов вскрыты породы нижнего протерозоя; возраст гнейсов в районе села Надеждино составляет 1705–1775 млн. лет, а гранитов в районе села Муханово – 1620 млн. лет (Полканов, Герлинг, 1960). Таким образом, рассматриваемая полоса линейных магнитных аномалий, по-видимому, отображает складчатую зону карелид в составе фундамента, резко ограниченную с севера и юга системой глубинных разломов и представляющую в целом мощную зону дробления и растяжения фундамента. Глубинный разлом южной границы Жигулевско-Абдулинской зоны четко отмечается по данным ГСЗ (Егоркин, 1962) и прослеживается до поверхности Мохоровичича. С ним совпадает изменение глубины залегания последней от 34–37 км в пределах Жигулевско-Пугачевского массива до 39 км в Абдулинской впадине (Ярош, Кассин, 1968).

#### Жигулевско-Пугачевский массив архея

В пределах Жигулевско-Пугачевского поднятия и в более восточных районах, включая район Пилюгинского выступа, развито повышенное мозаичное магнитное поле, очерчивающее блок фундамента, вытянутый в широтном направлении. С севера Жигулевско-Пугачевский массив ограничен разломом Жигулевской дислокации, который отделяет его от Жигулевско-Абдулинской зоны линейных максимумов (см. рис. 10). Вся территория Жигулевско-Пугачевского массива наряду с повышенным магнитным полем характеризуется также и весьма интенсивными аномалиями силы тяжести. В то же время поверхность фундамента в восточной части этого массива залегает более чем на 2 км глубже по сравнению, например, с Альметьевским массивом. В центральной части массива средняя плотность пород фундамента, по данным А.Я. Яроша (1966), достигает  $2,82 \text{ г/см}^3$ .

Породы фундамента вскрыты в пределах Жигулевско-Пугачевского массива многочисленными (тысячами) скважинами и представлены основными плагиогнейсами, кристаллическими сланцами и габбро-норит-чарнокитовым комплексом отрядненской серии, а также высокоглиноземистыми кристаллическими сланцами и гнейсами (в основном биотит-гранат-силлиминит-кордиеритовыми разностями) большечеремшанской серии архея и разнообразными продуктами их диафтореза и гранитизации (см. рис. 21). Эти две разные по составу серии архея, по данным бурения, образуют сложную протогеосинклинальную систему складок и развиты в виде чередующихся полос (антиклинорий и синклинорий) общего запад-северо-западного простирания. Радиометрический возраст гнейсов Жигулевско-Пугачевского массива составляет 2–2,5 млрд. лет и более.

Таким образом, повышенное мозаичное магнитное поле рассматриваемой территории отражает древний массив архея, четко ограниченный на значительном протяжении крупными глубинными разломами (Жигулевская дислокация, Большекиньельская флексура и др.). Глубинные разломы по окраинам массива подтверждаются приуроченностью к ним основных магматических пород (габбро-нориты и др.). В магнитных и гравитационных полях в то же время отчетливо фиксируются полосы наложенного диафтореза и переработки древнего субстрата в пределах Жигулевско-Пугачевского массива, которые отличаются резкой дифференцированностью физических свойств пород и, следовательно, геофизических полей. Особенно четкие зоны диафтореза прослеживаются полосами северо-западного простирания от г. Кинель на г. Бузулук, от г. Куйбышев через г. Чапаевск на станцию Новосергиевскую, а также вдоль западного и юго-западного краев Жигулевско-Пугачевского массива.

Детальные исследования природы магнитных аномалий Куйбышевского Заволжья показывают, что интенсивные магнитные аномалии и их характер связаны прямым образом с тектоническим строением фундамента и косвенно с его петрографическим составом (Богданова и др., 1971). Зоны диафтореза в пределах массива связываются с проявлениями свекофенно-карельской складчатости. Таким образом, степень дифференциации магнитных полей можно использовать для расшифровки внутреннего строения фундамента и выделения зон диафтореза и переработки фундамента. Этот вывод имеет и общее методическое значение, так как показывает правильность построения тектонических карт фундамента по данным региональных магнитных съемок (в комплексе с материалами бурения).

### **Токаревско-Уфимская зона**

Токаревская система полосовых магнитных максимумов и минимумов ограничивает с юга Жигулевско-Пугачевскую область мозаичного магнитного поля и прослеживается с субширотным простираем на восток от Саратова до района г. Оренбурга. Далее она поворачивает на север и уже с меридиональным простираем достигает района г. Уфы. В пределах рассматриваемой зоны в Новосергиевске вскрыты нижнепротерозойские граниты. Учитывая непосредственную корреляцию Токаревской зоны с Рязано-Саратовской зоной на западе, есть основания полагать, что она также отображает линейную складчатую зону карелид.

В составе рассматриваемой зоны наиболее четко выделяется крупная Токаревская магнитная аномалия, которая фиксируется при пересчете в верхнее полупространство даже на высоте 30 км (данные А.Г. Новарчук, 1965 г.; Борисов, Круглякова, 1967). Судя по очень большой глубине до нижней кромки возмущающих магнитных масс, Токаревская аномалия вызвана массивами основного и ультраосновного состава или очень мощными комплексами вулканогенных пород, приуроченных к зоне глубинного разлома, который проникает до поверхности Моховичича. По-видимому, вдоль южной части рассматриваемой зоны существует целая система кулисообразных продольных разломов (Ждановский погребенный разлом и др.), образующих зону дробления, которая ограничивает с севера Прикаспийскую впадину и отделяет Токаревско-Уфимскую зону фундамента от расположенного южнее Прикаспийского массива.

### **ЮГО-ВОСТОК РУССКОЙ ПЛИТЫ (ПРИКАСПИЙСКАЯ ВПАДИНА)**

В пределах юго-восточного внешнего угла Восточно-Европейской платформы, занятого Прикаспийской впадиной, в ее западной большей части, а также западнее р. Волги между Саратовом и Волгоградом до г. Балашова на северо-западе, выделяется обширная область отрицательного мозаичного магнитного поля. На юге и востоке эта Прикаспийская область минимумов ограничена Южно-Эмбенской системой полосовых магнитных максимумов, непосредственно связанных на западе с максимумами КМА, а также Урюпинско-Котельниковской и Волгоградско-Верховской зон. Таким образом, по характеру магнитного поля восточная часть Прикаспийской впадины очень резко отличается от ее большей западной части (см. рис. 7).

### **Прикаспийский массив архея**

По своей региональной магнитной характеристике Прикаспийская область пониженного мозаичного магнитного поля обнаруживает определенное сходство с Беломорским массивом архея Балтийского щита и особенно с Северо-Двинским погребенным массивом (Гафаров, 1963б). Следовательно, есть основания предполагать, что Прикаспийская область отрицательного магнитного поля в целом отображает крупнейший глубоко погруженный массив архея. В пределах северо-западного угла Прикаспийского массива в области Саратовского Поволжья (между городами Саратов и Волгоград) породы фундамента вскрыты многочисленными

скважинами (районы сел Новая Кубанка, Красный Яр и др.), вскрывшими комплекс архейских высокоглиноземистых кристаллосланцев и гнейсов гранулитовой фации регионального метаморфизма, весьма сходных с породами, вскрытыми в Куйбышевском Заволжье и в Оренбургской области (см. рис. 10, 21). По юго-западной периферии этой части массива, в полосе, прослеживающейся от г. Балашова восточнее села Михайловка, до г. Волжского, вскрыты массивы гранитоидов нижнего протерозоя; здесь отмечается гранитизация архейского комплекса (Богданова и др., 1971). Это дает основание для выводов о том, что западная и юго-западная окраины Прикаспийского массива переработаны карельской складчатостью. Характер магнитного поля массива показывает, что комплексы архея вскрытые скважинами в пределах его северо-западного угла, распространяются и далее к востоку от р. Волги.

Границы Прикаспийского массива с окружающими его складчатыми зонами имеют сложный угловатый характер, определяясь разломами. Характерно, что по структуре поверхности фундамента и рифейских отложений не проявляется отчетливо Заволжский региональный разлом, и здесь наблюдается общее ступенчатое погружение, а не резкий региональный уступ, отмечающийся по гравиметрическим данным уже в верхних горизонтах платформенного чехла.

По региональной геофизической характеристике Прикаспийский массив обладает рядом существенных особенностей его внутреннего строения и состава, которые для большей части (за исключением западного угла) неясны. Очень плавное и спокойное магнитное поле Прикаспийского массива, видимо, нельзя объяснить лишь чрезвычайно глубоким погружением складчатого фундамента, так как при пересчетах магнитных аномалий в смежных с севера районах Волго-Уральской области на уровень в 10 и 20 км все-таки сохраняются сравнительно интенсивные магнитные аномалии (Борисов, Крутякова, 1967). По-видимому, некоторые особенности пониженного магнитного поля западной и центральной частей Прикаспийской впадины можно объяснить, привлекая допущение об определенных изменениях состояния мантии и астеносферы в этом районе.

В целом область Прикаспийской впадины характеризуется зоной обширных региональных минимумов силы тяжести, ограниченной полосами больших горизонтальных градиентов (гравитационными ступенями). В то же время в ее внутренних районах четко выделяются крупные и весьма интенсивные Хобдинский и Аралсорский максимумы силы тяжести.

Как показали данные глубинных сейсмических исследований, Хобдинский гравитационный максимум так же, как и Аралсорский максимум, отвечает специфической глубинной структуре земной коры. Он приурочен к зоне наибольшего погружения фундамента (около 20–23 км) и очень высокого (около 26 км) залегания поверхности Мохоровичича. При этом гранитный слой практически выклинивается, и консолидированная часть земной коры представлена лишь "базальтовым" слоем (Журавлев, 1972; Гарецкий и др., 1972). Отсюда был сделан вывод, что в пределах Хобдинского максимума имеется выступ ("окно") базальтового слоя, на котором непосредственно залегает платформенный чехол Прикаспийской впадины, начинающийся еще с рифея. Вероятно, такова же природа и Аралсорского максимума силы тяжести; мощность базальтового слоя здесь равна 7–9 км (Гарецкий и др., 1972).

В целом глубина поверхности Мохоровичича в пределах Прикаспийской впадины изменяется от 40 км на ее бортах до 26–28 км в ее центральной части (в зонах Хобдинского и Аралсорского региональных гравитационных максимумов). Таким образом, в центре впадины устанавливается область повышенного залегания "базальтового" слоя, погружающегося на запад и восток под гранитный слой (см. рис. 10). В то же время это область наибольших погружений (с глубинами 9–11 км) по подсоловому ложу, т.е. здесь имеет место обратное соотношение структуры чехла с поверхностью базальтового слоя. Следовательно, данные ГСЗ подчеркивают большое своеобразие строения и состава Прикаспийского массива фундамента, которое заключается в первую очередь в недоразвитости или утонении "гранитного" слоя и преимущественном развитии "базальтового" слоя в от-

дельных его районах. Может быть, эти признаки следует рассматривать как показатели "архаичности" и первичной гетерогенности строения земной коры в данном районе. Такие предложения подкрепляются данными аэромагнитной съемки, которые показывают, что Прикаспийский массив ограничен и обрамлен со всех сторон линейными складчатыми зонами карелид, не проникающими сколько-нибудь глубоко в его пределы.

### Эмбенская зона Карелид

Эмбенская система полосовых магнитных максимумов (Гафаров, 1963б) отображает окраинную складчатую зону фундамента юго-восточного внешнего угла платформы. В северной, узкой части Эмбенской зоны, наиболее приближенной к Уральскому хребту, ее магнитные аномалии имеют отчетливую меридиональную ориентировку. К югу от широты г. Оренбурга Эмбенская зона магнитных аномалий расширяется и отклоняется на юго-запад, оставляя на востоке Уральскую складчатую систему меридионального простираения. При этом сравнительно малоинтенсивные полосовые магнитные аномалии Эмбенской зоны резко отличаются от линейных пикообразных максимумов в пределах Уралтауского антиклинория.

Граница Эмбенской зоны с Прикаспийской областью пониженного мозаичного магнитного поля имеет менее четкое выражение, но достаточно определенно прослеживается по смене характера магнитного поля, имея характерную угловатую форму. На востоке Эмбенская зона граничит по региональному краевому шву с Уралтауской зоной Урала, а на севере по простираению погружается под Актюбинский переклинальный прогиб и далее к северу под Зилаирский синклиниорий (в пределах западного склона Уральской складчатой системы) и Предуральский краевой прогиб, который замыкается на юге, не доходя до р. Илек (Гарецкий, Сапожников, 1970). В юго-восточной части рассматриваемой зоны, южнее р. Эмбы, четко выделяется сложный по строению Южно-Эмбенский максимум магнитного поля, который прослеживается в восток-северо-восточном направлении от Каспийского моря на расстоянии около 350 км. Южной части этой магнитной аномалии соответствует по положению и простираению известный Южно-Эмбенский гравитационный максимум, приуроченный к краевому погребенному шву Восточно-Европейской платформы (см. рис. 7, 10). Как известно, к северу от Южно-Эмбенского краевого шва скважинами вскрыты карбонатные отложения карбона и нижней перми, а к югу от него сильно дислоцированные породы верхнего девона — нижнего карбона, принадлежащие уже к Южно-Эмбенской зоне варисцид (Яншин и др., 1961; Гарецкий, Сапожников, 1970).

К югу и юго-востоку от зоны в пределах Северного Устья напряженность магнитного поля — пониженная, а простираение элементов магнитного поля дугообразно изменяется от меридионального в пределах Урала до северо-северо-западного. Таким образом, аэромагнитные данные указывают на отличие Устья по характеру магнитного поля от эпикарельской Восточно-Европейской платформы. Эти же данные указывают на продолжение в пределы Устья рифейских комплексов восточной части Урал-Тау.

Таким образом, находят подтверждение взгляды о существовании в пределах Северного Устья докембрийского (байкальского) блока, интенсивно переработанного герцинскими тектоническими движениями (Бакиров и др., 1968; Гарецкий, Сапожников, 1970) и отделенного от древней платформы Южно-Эмбенской ветвью варисцид (см. рис. 10).

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

цид Урала. Согласно другой точке зрения, магнитное поле восточной части Прикаспийской впадины отображает положение зоны распространения байкалитид (Журавлев и др., 1965; Журавлев, 1972) или герцинитид (Розанов и др., 1965). Однако отсутствие прямой корреляции Южно-Эмбенской зоны магнитных аномалий, как и восточной части Прикаспийской впадины в целом, с магнитными полями какой-либо структурно-фациальной зоны Южного Урала не дает убедительных оснований для выделения ее в качестве зоны байкалитид или герцинитид.

Вопрос о восточном продолжении Эмбенской зоны, так же как и других зон и массивов восточного края эпикарьского остова платформы, тесно связан с проблемой глубинного строения фундамента в зоне сочленения Восточно-Европейской платформы и Урала.

#### О ГЛУБИННОМ СТРОЕНИИ ФУНДАМЕНТА В ЗОНЕ СОЧЛЕНЕНИЯ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ И УРАЛА

Особенности строения и залегания эпикарьского фундамента в зоне сочленения платформы и варисцид Среднего и Южного Урала начинают выясняться лишь в последнее время по данным региональных геофизических исследований и бурения, а также новых данных о широком развитии надвигов и покровов на западном склоне Урала (Камалетдинов, 1965; Камалетдинов и др., 1970; Гафаров, 1970в; Хайн, 1970б). При решении этой проблемы очень интересны сопоставление и анализ пространственных соотношений систем магнитных аномалий платформы и Урала.

Как известно, аномальное магнитное и гравитационное поля Уральской складчатой системы характеризуются сложными, резко дифференцированными линейными аномалиями в основном субмеридионального простираения, которые ярко отображают основные особенности строения его тектонических зон (Ананьева и др., 1968, 1971). Однако в западной части Урала, сложенной комплексами практически немагнитных миогеосинклинальных образований палеозоя и рифея, развиты магнитные поля существенно иного типа, которые характеризуются в основном субширотной и северо-западной ориентировкой и составляют прямое продолжение зон глубинных магнитных аномалий восточной части платформы, где они отображают состав и строение фундамента (см. рис. 7). Таким образом, особенности пространственного распространения магнитных аномалий различного типа и ориентировки в пределах Урала ярко отображают особенности глубинного строения его самого и зоны сочленения с фундаментом восточной части платформы.

Данные региональных геофизических исследований и частично бурения позволяют, следовательно, проследить продолжение эпикарьского фундамента под складчатыми комплексами варисцид западного склона Южного и Среднего Урала. Аналогичные выводы сделали ранее, на основании данных аэромагнитных съемок и гравиметрии, Т.Н. Симоненко и М.М. Толстихина (1963), И.С. Огарин и Ф.И. Хатянов (1962), А.Я. Ярош (1966), Гафаров (1969, 1970в) и некоторые другие исследователи, отметившие, что западная часть Уральской складчатой системы, шириною 40–70 км, расположенная к западу от Уралтауского антиклинория, характеризуется магнитными полями, свойственными фундаменту Русской плиты.

Успехи изучения состава и внутреннего строения фундамента восточной окраины платформы позволяют в настоящее время проследить продолжение и характер погружения и ограничения отдельных его вышеописанных зон и массивов под складчатыми структурами и надвигами западного склона Среднего и Южного Урала.

В области Уфимского плато и несколько севернее архейский Красноуфимский массив и Пермско-Чусовская зона карелид, характеризующиеся широтным простираем магнитных аномалий, образуют наиболее резко приподнятую и выдвинутую к востоку часть фундамента платформы, далеко вдающуюся углом в Уральскую складчатую систему. Сложные сжатые структуры Среднего Урала образуют

здесь крупные дуги, обращенные выпуклостью на восток. Выступом пород этого массива фундамента в пределах герцинид Урала являются гнейсы Тараташского антиклинория, слагающие крупный блок, наклоненный на восток и поднятый с амплитудой не менее 5–6 км (возможно, до 8–10 км) относительно фундамента смежной части платформы. На востоке он ограничен Главным Уральским глубинным разломом. Непосредственно к востоку от этого крупнейшего глубинного разлома субширотные плавные магнитные аномалии древнего основания резко ограничиваются сложными магнитными полями с узкими линейными максимумами субмеридионального простирания над вулканогенными комплексами Тагило-Магнитогорского и других зеленокаменных синклинириев эвгеосинклинальной зоны восточного склона Урала (Ананьева и др., 1968). В гравитационном поле западной границы Тагило-Магнитогорского синклиниория соответствует очень резкая ступень, которая протягивается вдоль всего Урала и разделяет зону региональных минимумов его западного склона и зону региональных максимумов силы тяжести вдоль зеленокаменных синклинириев (Ярош, 1966).

Распространение и характер погружения эпикарельского фундамента и более глубоких слоев земной коры восточного края платформы под складчатыми сооружениями варисцид западного склона Южного и Среднего Урала наиболее детально устанавливаются по данным ГСЗ на Свердловском, Джетыгаринском и Куйбышевско-Темиртауском пересечениях (Дружинин и др., 1968; Хрычев и др., 1968).

В результате исследований методом ГСЗ на Свердловском пересечении доказано, что мощность земной коры в восточной части платформы составляет 34–42 км, на Среднем Урале – 44–47 км, т.е. под Уралом граница Моховичича расположена глубже на 3–7 км (Дружинин и др., 1968). Поверхность раздела, которая в восточной части платформы рассматривается как поверхность фундамента, в Предуральском прогибе фиксируется на глубинах 6–7 км. Восточнее, в районе Уралауского антиклинория (Билимбаевская седловина) она поднимается до глубин около 4 км, далее на восток вновь несколько погружается, а в Тагило-Магнитогорском синклиниории уже не отмечается. Поверхность базального слоя в Свердловском пересечении залегает в восточной части платформы и в Предуральском прогибе на глубинах 19–20 км, на западном склоне Среднего Урала опускается на глубины до 25 км и вновь поднимается до 13–15 км в зоне Уралауского антиклинория. Наконец, в западной части Тагило-Магнитогорского синклиниория она резко воздымается до 6–7 км (Дружинин и др., 1968). Данные ГСЗ по этому профилю четко отображают большую роль глубинных надвигов в строении среднего Урала.

На профиле ГСЗ Тимертау – Куйбышев (Хрычев и др., 1968) в восточной части платформы мощность коры – 38–40 км, а в Предуральском прогибе уменьшается до 36 км. В пределах западного склона Южного Урала мощность коры составляет 40–42 км, тогда как в Тагило-Магнитогорском прогибе она увеличивается до 48 км. Важно подчеркнуть, что по этому профилю ГСЗ намечается определенная закономерность характера залегания блоков земной коры Урала и в восточной части платформы, выражающаяся в воздымании их западных частей. По-видимому, указанная особенность обусловлена определенным направлением боковых тектонических напряжений.

Как показывают данные региональных геофизических исследований и бурения, эпикарельский фундамент неравномерно погружается от 3–4 км в восточной части платформы до 7–12 км в пределах Предуральского прогиба и западного склона Среднего Урала. В целом устанавливается ступенчатое по уступам погружение древнего фундамента (осложненное отдельными выступами) под крупными надвигами складчатых сооружений Западного склона Среднего и Южного Урала вплоть до глубинных разломов восточного края Урал-Тау, которые резко ограничивают область его распространения на востоке. Подобная картина ограничения эпикарельского состава может быть объяснена или отсутствием древнего фундамента к востоку от глубинного разлома или его полной переработкой. Очень глубокое залегание фундамента в этой зоне исключается, если принять во внимание данные ГСЗ (Дру-



жинин и др., 1968; Ананьева и др., 1971). Учитывая главные особенности строения и развития Урала и значительные трудности обоснования возможности полной переработки древнего фундамента процессами магматизма и "базификации" (Соболев, 1968), необходимо допустить, что фундамент обрывался в зоне Главного Уральского глубинного разлома у западного борта силурийских зеленокаменных трогов, формировавшихся на коре иного (видимо, океанического) типа (Пейве, 1961; Пейве и др., 1971), так как даже в современной структуре сохранились реликты "безграницной" коры в Тагильском синклинии. Н.И. Халевин (1967) на основании данных ГСЗ характеризует систему зеленокаменных эвгеосинклинальных прогибов Урала как крупнейшие структуры растяжения, отмечая, что базальтовый слой характеризуется здесь значительно большими, чем обычно, скоростями. По-видимому, имеется достаточно оснований считать, как было подчеркнуто А.В. Пейве (1961; Пейве и др., 1971), что силурийские зеленокаменные прогибы Урала формировались на коре океанического типа, в которых обстановка первоначального растяжения позже, в среднем девоне и верхнем палеозое, сменилась интенсивным сжатием (складчатостью) с образованием крупных шарьяжей и надвигов. Таким образом, новые данные региональных геофизических исследований, бурения и геологии Урала позволяют проследить распространение фундамента древней платформы под надвигами миогеосинклинальных комплексов западного склона Урала вплоть до глубинных разломов вдоль восточного крыла антиклинария Урал-Тау, являющихся восточной границей эпикарельского кратона.

#### СЕВЕРО-ВОСТОК ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ (ЗОНА БАЙКАЛИД ТИМАНА И БОЛЬШЕЗЕМЕЛЬСКАЯ ТУНДРА)

На северо-востоке эпикарельский остов Восточно-Европейской платформы ограничен зоной метаморфических сланцев Тиманского кряжа и полуострова Канин, являющихся практически немагнитными породами и на всем своем протяжении отображающихся обширным Канино-Тиманским региональным минимумом магнитного поля. Этот минимум охватывает и западную половину Печорской впадины, указывая, таким образом, что фундамент этой части впадины сложен аналогичными сланцами рифея (см. рис. 7).

В юго-восточной части, в районе Полюдова Камня, Канино-Тиманский региональный минимум магнитного поля соединяется с Западно-Уральским региональным минимумом, который прослеживается над рифейскими образованиями доуралид (бассейн рек Косью и Усьвы, Башкирское поднятие) в пределах западной части Урала. На северо-западе, на прямом продолжении Канино-Тиманского регионального минимума, протягивается Кильдинско-Рыбачинская полоса пониженного поля. Таким образом, в магнитном поле северной и восточной окраин Восточно-Европейской платформы очень ярко выделяется обширный региональный минимум магнитного поля, отображающий зону развития мощных и сильнодислоцированных толщ рифея в составе складчатой системы байкалид.

Западная граница развития рифейских складчатых образований Тимана и полуострова Канин — их сочленение со свекофенно-карелидами Мезенско-Вычегодской зоны — отмечается резкой сменой Канино-Тиманского регионального минимума полосовыми магнитными максимумами юго-западного Притиманья (Мезенско-Вычегодской зоны). Аналогичным образом пониженное магнитное поле Кильдинско-Рыбачинской полосы сменяется на юго-западе полосовыми магнитными аномалиями северного берега Кольского полуострова (см. рис. 7; Гафаров, 1966). На всем протяжении эта граница разнородных магнитных полей имеет ступенчатый угловатый характер, обрисовывая систему эшелонированных, кулисообразно подстилающих друг друга разломов типа крупных взбросо-надвигов (см. рис. 10). Они рассматриваются как краевые швы эпикарельской Восточно-Европейской платформы. Положение этих наклонных на восток разломов подтверждено, по данным сейсморазведки, на отдельных участках вдоль сейсмических профилей к югу от Четласского Камня на Усть-Цильменском профиле и профиле через Пеш-

скую впадину (Е.А. Геськина, 1970 г. и др.), на которых отмечается погружение свекофенно-карельского фундамента под окраинную зону складчатых рифейских комплексов Тимана (с  $V_z$  от 5,8 до 6,6 км/сек).

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

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

В региональных особенностях магнитного поля Канино-Тиманского минимума ярко отражена тектоническая зональность рифейских метаморфических толщ Тимана и фундамента смежной части Печорской впадины, которая установлена в обнаженной части Тимана по геологическим данным (Журавлев, Осадчук, 1963; Цзю, 1964). Так, разнообразные интрузии, пронизывающие метаморфические сланцы Тимана, повсеместно фиксируются вторичными магнитными максимумами  $\Delta T_a$  на общем пониженном фоне магнитного поля Тиманского регионального минимума. При этом в распределении вторичных магнитных максимумов вдоль Тимана намечается определенная закономерность (Гафаров, 1963б). Вдоль западной подзоны Тимана локальные максимумы отмечаются редко и обычно связаны с разломами (см. рис. 7), ограничивающими выступы метаморфических сланцев и сопровождающими их мелкими интрузиями ультраосновного и основного состава. В то же время очень характерно, что наибольшее количество локальных максимумов  $\Delta T_a$  приурочено к восточной подзоне Тимана. Так, сложно варьирующее магнитное поле Северного Тимана и полуострова Канин отражает многочисленные интрузии метагаббро-диабазов, сиенитов, гранитов (Черный, 1967) в интенсивно дислоцированных сланцевых толщах рифея. Интенсивность намагниченности габбро-диабазов достигает здесь 2500 — 3000  $\times 10^{-6}$  СГС (возвышенности Большие и Малые Камешки на Северном Тимане и др.; Гафаров, 1963а). В юго-восточном Притиманье на Изкось-горе, в пос. Нижняя Омра и в селе Кипиево локальные магнитные максимумы соответствуют, по данным бурения, интрузиям гранитов, сиенитов, магнетитовым разностям сланцев и т.д.

Анализ формаций, метаморфизма, магматизма, структурных форм и региональной геофизической характеристики рифейских метаморфических сланцев Тимана, следовательно, убедительно показывает, что они представляют образования миогеосинклинальной системы, связанной с глубинными частями земной коры, и не могут относиться к платформенным формациям авлакогена, что допускал в последних работах Н.С. Шатский (1964). В настоящее время точка зрения о байкальском возрасте фундамента Тимана наиболее общепринята (Тектоника Евразии, 1966).

На юго-востоке миогеосинклинальная зона Тимана по простирацию связана с миогеосинклинальной зоной доуралид Уральской складчатой системы, что хорошо подтверждается сходством метаморфических пород рифея Тимана и западного склона Урала (Журавлев и др., 1965).

### Большеземельская зона байкалид

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

Второстепенные, чисто внешние черты сходства магнитного поля Большеземельской зоны с магнитными аномалиями внутренних районов эпикарельской части Восточно-Европейской платформы дают основание некоторым исследователям (Чернов, 1960; Разницын, 1964; Цзю, 1964) присоединиться к давно высказанному А.П. Карпинским (1919) представлениям о существовании в области Большеземельской тундры древнего погребенного массива Пыткова Камня. Г.Штилле (1964; Stille, 1958) в последних работах считал гипотетическую глыбу Пыткова Камня южным острым окончанием платформы Баренции, отделенной от Фенносарматии ортогеосинклинальной зоной тиманид. Складчатость, которая спаяла Фенносарматия, в узком смысле, и Баренцию в единое кратонное целое рассматривается Г. Штилле в качестве ассинтской (байкальской, по Н.С. Шатскому).

Последние годы характеризуются поступлением новой широкой геолого-геофизической информации о глубинном строении Большеземельской тундры (Должанский, 1971; Запольнов, 1971; Вассерман и др., 1974) и характере структурных связей ее фундамента и байкальских структур Урала (Голдин, Пучков, 1970; Пучков, 1971). Эти материалы создают возможность углубленной интерпретации данных детальных аэромагнитных съемок. Так, в частности, Б.Г. Должанским (1971) были выполнены исследования плотности пород фундамента в пределах Большеземельской и Тиманской зон путем снятия гравитационного влияния осадочного чехла, которые показали, что если в пределах последней плотность пород фундамента равна в среднем  $2,75 \text{ г/см}^3$ , то в пределах Большеземельской зоны —  $2,8\text{--}2,9 \text{ г/см}^3$  (до  $3,0 \text{ г/см}^3$ ) у отдельных интрузий. Аналогично по данным КМПВ граничные скорости пород фундамента во внешней Тиманской зоне равны  $5,7\text{--}6,2 \text{ км/сек}$  и  $6,4\text{--}6,8 \text{ км/сек}$  в Большеземельской зоне.

В своем пространственном распространении региональные полосы магнитных аномалий Большеземельской зоны очень тесно связаны в области западного склона и центральной структурной зоны варисцид Урала (Илыч-Чикшинская и Денисовская системы и др.) с реликтами байкальских структур (антиклинориями и синклинориями), сложенными рифейскими вулканогенными и интрузивными породами эвгеосинклинальной (или орогенной) зоны доуралид. Структуры байкалид здесь впервые достоверно установлены В.Н. Пучковым (1971; Голдин, Пучков, 1970). Особенно ярко проявлена приуроченность полосовых аномалий магнитного поля Большеземельской зоны к вулканогенным комплексам рифея западного склона Урала в районе хр. Сабля, где выделяется Саблинский синклинорий байкалид (см. рис. 7), располагающийся на юго-юго-восточном продолжении Денисовской региональной полосы магнитных аномалий. В районе хр. Сабля интенсивность намагничивания вулканогенных пород рифея составляет в среднем  $1500\text{--}2000 \times 10^{-6} \text{ СГС}$  и часто достигает  $5000\text{--}7000 \times 10^{-6} \text{ СГС}$  и более (Гафаров, 1963а). Значения порядка  $1000\text{--}3000 \times 10^{-6} \text{ СГС}$  характерны также для возмущающихся масс в пределах всей Денисовской аномальной полосы (на протяжении более 500 км). Следовательно, Денисовская система магнитных аномалий в целом отображает крупную складчатую структуру, сложенную вулканогенными комплексами рифея и представляющую собой, видимо, крупнейший синклинорий в составе Большеземельской зоны байкалид.

Саблинский синклинорий в пределах центральной зоны Приполярного Урала граничит на востоке с обширным Хобеинским гранито-гнейсовым куполом (Голдин, Пучков, 1970; Пучков, 1971), который фиксируется региональным Центрально-Уральским минимумом магнитного поля. Хобеинский антиклинорий располагается на юго-восточном продолжении Усинской зоны минимумов магнитного поля, которая, по-видимому, также отображает крупный антиклинорий северо-западного простираения внутри Большеземельской зоны (Гафаров, 1963а; Запольнов, 1971; Пучков, 1971). К востоку от него, в составе Большеземельской зоны полосой магнитных аномалий намечается крупный изогнутый на восток Адзьявомский, или Хорейверский, синклинорий, ограниченный в свою очередь на северо-востоке Верхнеколвинским антиклинорием (Запольнов, 1971).

Денисовская полоса аномалий северо-западного простираения (соответствующая крупному синклинорию байкалид) на юге отделяется узким Подчерем-Каменским

относительным минимумом магнитного поля от крупной Илыч-Чикшинской аномальной системы меридионального простирания, которая продолжается далеко на юг вплоть до верховий р. Колвы на Северном Урале. Илыч-Чикшинская система аномалий, связанная на юго-юго-востоке с вулканогенными комплексами рифея западного склона Северного Урала, по-видимому, отмечает мощные вулканогенные комплексы (с I от 1000–2000 до 5000–7000  $\times 10^{-6}$  СГС), слагающие крупный синклиниорий меридионального простирания. Он отделяется на севере Подчерем-Каменским антиклинорием от крупного Денисовского синклинория.

Таким образом, можно вполне определенно утверждать, что Денисовская, Илыч-Чикшинская, а также и аналогичные им системы аномалий (Нарьян-Марская, Хорейверская и др.) в составе Большеземельской зоны отображают мощные вулканогенные складчатые комплексы рифея, слагающие протяженные синклинории. Крупные синклинории байкалид, ограниченные линейными антиклинорными блоками и протяженными разломами фундамента, обнаруживают прямые структурные связи с крупнейшими структурами доуралид (байкалид) в составе варисцид Приполярного Урала (Пучков, 1971).

В последнее время эти выводы о составе и возрасте фундамента Большеземельской тундры получили, с нашей точки зрения, прямое подтверждение, по данным бурения, в пределах Колвинского вала на р. Возей, где скв. 51 "Возей" вскрыла на глубине 4400 м кварцевые порфиры и филлитовые сланцы с вулканогенным и терригенным материалом (Вассерман и др., 1974). Аналогичные сланцы вскрыты также Хорейверской скважиной.

Таким образом, общие особенности строения (эвгеосинклинальной, или орогенной) зоны доуралид (байкалид) Приполярного и Полярного Урала (Херасков, 1963; Пучков, 1971) и непосредственно связанной с ней Большеземельской зоны магнитного поля, а также прямые данные бурения позволяют утверждать, что фундамент северо-восточной части Печорской впадины образован байкальской складчатостью. Это предполагалось Н.С. Шатским еще в 1935 г. и было более подробно аргументировано им в последующие годы (Шатский, 1946б; Шатский и др., 1957). Такую же концепцию в дальнейшем разделяли многие исследователи (Фотиади, 1958; Журавлев, Гафаров, 1959; Варсанофьева, 1961; Херасков, 1963; Гафаров, 1961, 1963а,б; Дедеев, 1969, 1972б; Дедеев и др., 1965; Осада, 1968; Голдин, Пучков, 1970; Должанский, 1971; Запольнов, 1971) на основании новых, все более накапливающихся геолого-геофизических данных. В то же время не исключена возможность существования в пределах рассматриваемой складчатой системы байкалид отдельных древних добайкальских срединных массивов. Так, выделяющийся ранее Малоземельский антиклинорий в северо-западной части Большеземельской зоны байкалид (Дедеев и др., 1965) рассматривается в настоящее время В.А. Дедеевым (1972б) и А.К. Запольновым (1971) в качестве добайкальского срединного массива. Он характеризуется пониженным мозаичным магнитным и гравитационным полями и, как подчеркивают названные исследователи, интенсивно переработан байкальской складчатостью. Существование древнего массива не исключено также в юго-восточной части Большеземельской зоны (между грядой Чернышева и р. Уса), где выделяется обширный изометричный максимум. Однако следует четко подчеркнуть, что представления о существовании древних массивов весьма гипотетичны. Несомненно также, что подобные предполагаемые массивы должны быть интенсивно переработаны в процессе байкальской складчатости.

Внешняя и внутренняя (мио- и эвгеосинклинальная, или орогенная) зоны байкалид фундамента северо-восточного угла Восточно-Европейской платформы на всем протяжении разделены Печорским глубинным разломом, состоящим из системы кулисных разломов северо-северо-западного простирания. Он отчетливо выражается в резкой смене Канино-Тиманского регионального минимума магнитного поля полосовыми максимумами Большеземельской зоны, а также линейными максимумами силы тяжести. Характерно распределение магнитных масс по глубинам в зоне разлома в несколько этажей. На значительном протяжении к этому разлому приурочена система платформенных складок Печорского вала. Следует

подчеркнуть, что Печорский глубинный разлом образует прямое продолжение по простиранию к северу большого глубинного разлома, который разделяет на Среднем Урале мио- и эвгеосинклинальную (орогенную) зоны доуралид. Наконец, Печорский глубинный разлом по региональным геолого-геофизическим данным может быть прослежен далеко на северо-запад, уже в пределах юго-западной акватории Баренцева моря.

К настоящему времени появляется все больше данных, свидетельствующих о значительной мобильности восточной (эвгеосинклинальной, или орогенной) зоны байкалит в течение палеозоя. Характерно, что в платформенном чехле восточной части Печорской впадины сейсморазведкой установлены системы линейных антиклиналей (гряды Колвинская, Гамбурцева, Сорокина и др.), простирание которых соответствует северо-западной ориентировке магнитных аномалий фундамента Большеземельской зоны (Дедеев и др., 1965, 1969; Осада, 1968; Запольнов, 1971). Подобные системы линейных платформенных аномалий на эпикарельской части Восточно-Европейской платформы неизвестны. Наоборот, они характерны для молодых (эпипалеозойских) платформ, на которых такие антиклинали развиваются, унаследова структуры складчатого фундамента (Яншин, 1965). Вместе с тем по истории развития и типам структурных этажей платформенного чехла, начинающегося кварцевыми песчаниками и красноцветной песчано-глинистой формацией ордовика и силурийской карбонатной формацией, разрез Печорской впадины, несомненно, сопоставляется с чехлом эпикарельской части Восточно-Европейской платформы (Шатский, 1964б; Журавлев, 1972). Некоторыми исследователями (Дедеев, 1972а,б) Тимано-Печорская эприфейская плита выделяется как промежуточный тип платформы между молодыми и древними платформами.

В целом складчатая система байкалит Тимана, Большеземельской тундры и смежных областей образует обширную виргацию, довольно резко расширяющуюся в северо-западном направлении и разделяющуюся на ряд структурно-фациальных зон, среди которых складчатые рифейские образования Тимана являются лишь окраинной юго-западной частью. Отдельные части этой виргации состоят из складчатых полос, которые обычно имеют на юге меридиональное направление, а далее к северу довольно резко сменяют его на северо-западное (Тиманское) и близкое к широтному. Вероятно, это связано, как предполагал Н.П. Херасков (1963), с существованием к северу от Урала и Пай-Хоя, в пределах обширного материкового склона Евразии и Северного Ледовитого океана, крупного в целом субширотного пояса весьма сложного строения.

По новым данным морской геологии и геофизики (Гафаров, 1966; Атласов и др., 1967; Тектоническая карта полярных областей Земли, 1969) установлено подводное продолжение байкалит Тимана и Большеземельской тундры далеко в пределы юго-западной части акватории Баренцева моря. Они также разделены на разнородные зоны, хорошо выраженные в магнитных полях. В пределах зоны, продолжающей полосу Тимана и полуострова Канина и также характеризующейся слабым отрицательным магнитным полем, выделяется по своим размерам и протяженности подводный выступ, прослеживающийся с выдержанным северо-западным простиранием примерно на продолжении Канина Камня (полуостров Канин) на расстоянии около 700 км (Симоненко, Толстихина, 1965; Гафаров, 1966). Характерно, что так же, как и в пределах Тимана и Печорской впадины, пологие валобразные структуры, выявляющиеся на дне прибрежной южной части Баренцева моря, где мощность осадочного чехла достигает 7–8 км, имеют, по данным морской геологии и сейсморазведки, общее северо-западное простирание, согласное с ориентировкой структур рифейского складчатого фундамента (Атласов и др., 1967; Волк и др., 1973; Ершов и др., 1974; Левченко, 1970 г.).

Как показали данные ГСЗ (Литвиненко, 1968б; Литвиненко, Анкудинов, 1971), при переходе от Кольского полуострова к Баренцеву морю значительно изменяется и характер разреза земной коры. Здесь значительно возрастает мощность (до 15 км) дислоцированных отложений рифея, погружающихся в северном направлении. В целом в южной части Баренцева моря, как и на щите, поверхность Мохо-

ровича располагается на глубинах около 35—40 км. В то же время в Баренцевом море примерно в 220 км от берега отчетливо намечается выклинивание "гранитного" слоя и залегание осадочных комплексов, видимо, непосредственно на "базальтовом" слое (Литвиненко, 1968б; Eldholm, Ewing, 1971).

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

Весьма важное значение для решения проблемы положения и природы северной границы докембрийской Восточно-Европейской платформы в этой области имеют обнаружение по данным морской геологии в пределах шельфа Баренцева моря полосы распространения палеозойских складчатых образований. Она прослеживается с северо-восточным простиранием от мыса Нордкап к северной оконечности Новой Земли (см. рис. 10). Эта складчатая система, следовательно, иногда почти под прямым углом срезает и ограничивает подводное северо-западное продолжение байкалид Тимана и Большеземельской тундры. На тектонической карте Арктики и Субарктики (Атласов и др., 1967) и Тектонической карте полярных областей Земли (1969) эта зона выделяется как северо-восточное подводное продолжение складчатой системы каледонид Норвегии. В виде Норвежско-Баренцевской складчатой зоны она прослеживается в глубь шельфа Баренцева моря (где примерно в 100 км западнее Новой Земли смыкается с варисцидами Урала) и далее на северо-восток к северной окраине Новой Земли, на соединение с предполагаемыми каледонидами Северной Земли. Вдоль Норвежско-Баренцевской складчатой зоны распространены складчатые палеозойские породы, весьма сходные с древнепалеозойскими толщами, обнаженными в пределах каледонид Норвегии (Хольтедаль, 1957).

Одно из доказательств существования Норвежско-Баренцевской складчатой зоны каледонид — предполагаемое некоторыми исследователями (Атласов и др., 1967) проявление каледонской складчатости в северной части Новой Земли. В связи с этим важно подчеркнуть, что разрез нижнего и среднего палеозоя этого острова не похож на разрезы какой-либо тектонической зоны собственно Урала (Херасков, 1963). Но, очевидно, на сегодня для выделения рассматриваемой подводной складчатой зоны каледонид наиболее убедительны геофизические данные, указывающие, что ей соответствует система полосовых минимумов силы тяжести. Эти минимумы лежат на продолжении интенсивных линейных минимумов, известных над каледонидами Норвегии. Отрицательные аномалии силы тяжести (в редукции Буге) имеют здесь вытянутую линейную форму и ориентированы по простиранию складчатости каледонид, причем система минимумов прослеживается от юго-западной оконечности Скандинавского полуострова до его северных берегов в районе мыса Нордкап (Фотиади, 1958; Eldholm, Ewing, 1971). Таким образом, есть основания утверждать, что продолжающая их к северо-востоку в области шельфа Баренцева моря Норвежско-Баренцевская система минимумов силы тяжести также отражает мощные геосинклинальные комплексы складчатой зоны каледонид, которая с севера и северо-запада ограничивает по глубинным надвигам складчатые образования байкалид полуостровов Варангер-фиорд, Рыбачий и Канин, а также Тимана и Большеземельской тундры.

Как показывают данные по геологии арх. Шпицберген и о. Северо-Восточная Земля (Харланд, 1964, 1967; Журавлев, Раабен, 1968; Погребницкий, 1974), каледонская складчатость охватывала не только западную часть арх. Шпицберген, но и область выходов гнейсов о. Северо-Восточная Земля. В связи с этим имеются все основания для продолжения каледонского складчатого пояса в пределах Баренцева моря далее к востоку и северо-востоку. С этой точки зрения, в районе восточной части Северо-Восточной Земли, по-видимому, выступает крупное геоантиклинальное поднятие каледонид (Красильщиков, 1964; Харланд, 1964, 1967), или скорее внутренний (срединный) массив (Гафаров, 1966), ограничен-

ный Западно-Шпицбергенской и Норвежско-Баренцевской складчатыми зонами каледонид в составе обширного геосинклинального складчатого пояса, охватывающего большие пространства Баренцева моря и более восточных районов материковой отмели Евразии (Херасков, 1963). В связи с этим весьма сомнительно предположение о существовании докембрийской Баренции и ее южном продолжении в Большеземельскую тундру (Штилле, 1964).

Баренцевская ветвь складчатой зоны каледонид, прослеживающаяся на прямом северо-восточном продолжении норвежских каледонид, образует, таким образом, крайний южный член обширной складчатой области палеозоид. Она отделяет внутренний Баренцевский массив, расположенный среди этой области, от эпифрейской Восточно-Европейской платформы (см. рис. 10). Тем самым четко определяется в области шельфа Баренцева моря северная граница платформы. Вероятно, на значительном протяжении она выражена системой глубинных надвигов, продолжающих по простиранию зону надвигов норвежских каледонид.

## ОСНОВНЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ СТРОЕНИЯ И РАЗВИТИЯ ФУНДАМЕНТА ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Анализ данных глубинного бурения, региональных геофизических исследований и определений радиометрического возраста пород свидетельствует о том, что складчатый фундамент Русской плиты столь же гетерогенен по своей тектонической структуре, как Балтийский и Украинский щиты.

1. Изучение региональной геофизической характеристики основных складчатых комплексов докембрия щитов платформы выявило целый ряд закономерностей. В пределах Балтийского и Украинского щитов массивы гнейсов архея характеризуются мозаичным, обычно пониженным магнитным полем, а разделяющие и опоясывающие их линейные складчатые зоны (карелид, свекофенид, саксаганид) — системами полосовых максимумов и минимумов магнитного поля. Байкалиды же Тимана фиксируются региональным минимумом, а Большеземельской тундры — зоной больших широких максимумов, образующих систему северо-западных простираний.

Анализ региональной геофизической характеристики складчатого докембрия щитов Восточно-Европейской платформы, а также Тимана и Урала позволяет распространить выявленные закономерные соотношения определенного типа магнитных аномалий и складчатых зон и массивов докембрия в пределы Русской плиты и тем самым, привлекая данные бурения и геохронологических исследований, отметить основные черты внутреннего строения ее складчатого фундамента.

На простирании складчатых зон докембрия Балтийского и Украинского щитов в фундаменте Русской плиты прослеживаются линейные складчатые зоны свекофенно-карелид и крупные угловатые массивы гнейсов архея (беломорида) со сложным внутренним строением. Обычно линейные и дугообразные складчатые зоны, образуя сложно ветвящиеся системы, опоясывают древние массивы фундамента и разделяют их по глубинным разломам.

Таким образом, остов фундамента эпикарельской Восточно-Европейской платформы слагают свекофенно-карельские складчатые системы, соединяющие и включающие в себя гетерогенные древние массивы.

2. По особенностям внутреннего строения и геофизической характеристике среди архейских массивов выделяются несколько основных типов. Большинство из них, очевидно, представляет собой древнейшие массивы ранней консолидации (докарельские ядра), а также их отдельные блоки (обломки беломорида), ядра тех же карелид, их антиклинориев, но преимущественно остовы крупнейших складчатых структур. По размерам среди них выделяются крупнейшие Беломорско-Северо-Двинский и Прикаспийский массивы, во многом определяющие расположение и ориентировку огибающих их крупных складчатых поясов свекофенно-карелид, тогда как большинство из них входит в состав последних в качестве средних массивов и ядер антиклинориев. При этом Прикаспийский массив весьма своеобраз-

разен по строению, так как его значительная внутренняя часть занята обширным "окном" базальтового слоя.

По характеристике в мозаичном магнитном поле отчетливо различаются два основных типа. К первому относятся массивы, характеризующиеся интенсивным аномальным магнитным полем (Приднепровский, Подольский, Жигулевско-Путачевский, Альметьевский, Красноуфимский и др.). Массивы второго типа отличаются в целом пониженными магнитными полями. Это крупнейшие Беломорско-Северо-Двинский и Прикаспийский массивы, Новгородский и Южно-Шведский массивы и массивы в зоне КМА.

Мозаичный характер магнитных полей архейских массивов в основном обусловлен своеобразными куполовидными формами слагающих их древнейших эффузивно-осадочных образований (беломорская, конско-верховцевская серии и др.) и осложняющих их разнообразных интрузий. Среди архейских массивов есть разновидности, структура которых характеризуется и как бы замещается крупными интрузиями гранитоидов батолитического типа, обычно более молодых, чем вмещающие толщи (Центрально-Финляндский, Новгородский и др.). Но существуют древние массивы с ориентировкой протогеосинклинальных складчатых комплексов архея внутри них, согласной с простиранием опоясывающих более молодых складчатых зон (Жигулевско-Путачевский, Альметьевский, Саранский и Минский массивы).

Архейские массивы в составе области карельской складчатости испытали многообразные и в разной степени переработки. По этому признаку (по разным стадиям переработки) среди них отчетливо выделяются как относительно непереработанные массивы (Приднепровский, Подольский, Беломорско-Северо-Двинский, массивы зоны КМА и др.), так и массивы, интенсивно переработанные карельской складчатостью. Во втором случае массивы образованы сложными полиметаморфическими комплексами, включающими как комплексы архея, так и целый ряд продуктов его диафторической переработки и повторной гранитизации.

3. Среди складчатых зон свекофенно-карелид фундамента Восточно-Европейской платформы выделяется несколько их типов, различающихся по особенностям внутреннего строения, размерам, геофизической характеристике и другим признакам. Наиболее протяженные и сложные по строению — Карело-Онего-Вагская, Кольско-Мезенско-Вычегодская, Камско-Вятская, Курская и Рязано-Саратовская зоны свекофенно-карелид и др.

Большой интерес представляет выявление геофизических особенностей зеленокаменных прогибов (синклиналиев) в пределах складчатых зон свекофенно-карелид, разделенных антиклинорными блоками гранитоидов и гнейсов. Магнитные поля синклиналиев обычно выражены системами полосовых максимумов, которые четко отображают их конфигурацию, размеры и ограничивающие разломы. Особенно четко по данным бурения и геофизики в пределах зон свекофенно-карелид и по границам выявляются системы глубинных разломов. Насыщенность глубинными разломами и зонами бластомилонитов — важная характеристика складчатых зон свекофенно-карелид вообще.

Между разнообразными складчатыми зонами свекофенно-карелид фундамента разных районов Восточно-Европейской платформы наблюдаются (по данным бурения) различия в составе и строении слагающих их вулканогенно-осадочных и интрузивных комплексов, в интенсивности магматизма и т.д. Но в то же время совершенно определенно выступает единство в общей направленности тектонического развития, в сходстве тектонических структур, однотипности формаций и, наконец, магнитных аномалий.

4. Большой интерес представляет структурный анализ пространственных закономерностей размещения складчатых зон свекофенно-карелид. В их расположении и ориентировке в фундаменте платформ намечаются интересные и важные закономерности, заключающиеся в первую очередь в том, что, сочленившись друг с другом по простиранию и образуя обширные виргации против углов архейских массивов, эти зоны составляют огромные прямолинейные и дугообразные сложно ветвящиеся складчатые системы. В ячеях виргаций этих систем располагаются древние



массивы, архейский возраст пород которых во многих уже случаях доказан данными бурения. Важно подчеркнуть, что на большей восточной и северной частях платформ эти дугообразные системы обращены выпуклостью на восток и юго-восток, но сходятся уже с субширотным простиранием в центральной части платформы, в полосе от Москвы до г. Великие Луки и Полоцк, продолжаясь далее уже в виде зоны юго-западного простираания.

В южной части Восточно-Европейской платформы, в пределах Украинского щита, его склонов и зоны КМА доминируют северо-северо-западные простираания линейных складчатых зон карелид, сочленяющихся на севере с Московской субширотной зоной, а в западной части платформы — зоны северо-западного и субширотного простираания. На западе Балтийского щита свекофенниды Швеции и Финляндии характеризуются ветвящимися и изогнутыми складчатыми зонами при преобладании их северо-западной ориентировки, часто образующими сложные узлы и сочленения. Подобный стиль строения весьма характерен и для фундамента в районах Прибалтики, Балтийского моря, Польши, ГДР и Дании, непосредственно продолжающих к югу складчатую систему свекофеннид Швеции и Финляндии под платформенным чехлом. В восточной части Балтийского щита складчатый пояс карелид, как давно уже отмечалось А.А. Полкановым и Н.С. Шатским, характеризуется господствующим северо-западным простираанием зон, расходящихся в виде обширной виргации с северо-запада на юго-восток.

Таким образом, область свекофенно-карельской складчатости, сформировавшей фундамент Восточно-Европейской платформы, отличается весьма характерными структурными особенностями пространственного распределения ее складчатых зон. Анализ карты внутреннего строения фундамента платформы отчетливо показывает, что зоны свекофенно-карелид объединяются в крупнейшие складчатые системы. Так, наряду с Кольской и Свекофеннской системами Балтийского щита (с их погребенными продолжениями) в составе фундамента восточной части Русской плиты устанавливается обширная Волжско-Камская система, впервые намеченная М.В. Муратовым (1970), которая включает в себя Камско-Вятскую, Кировско-Сыктывкарскую, Казанско-Владимирскую, Токаревско-Уфимскую, Рязанско-Саратовскую и Московскую зоны свекофенно-карелид, а также разделяющие их срединные массивы (Жигулевско-Пугачевский, Альметьевский и др.). Выделяемая Волжско-Камская складчатая система свекофенно-карелид разделяет крупнейшие Беломорско-Северо-Двинский и Прикаспийский протоплатформенные массивы. Обращает на себя внимание и то, что входящие в состав этой системы крупные срединные массивы в большинстве своем (за исключением значительных частей Жигулевско-Пугачевского и Альметьевского) интенсивно переработаны свекофенно-карельской складчатостью.

На западе и юго-западе к Волжско-Камской системе причленяется по простираанию Курско-Воронежская система, огибающая с юго-запада Прикаспийский массив, а на западе — северо-западе с ней сочленяется Карело-Онего-Валдайская система, располагающаяся между Беломорско-Северо-Двинским и Новгородским массивами.

В пределах Украинского щита и смежных областей Криворожско-Кременчугская, Ингулецкая, Одесская, Припятская, Осницкая и другие зоны свекофенно-карелид образуют дугообразную систему, охватывающую с востока, севера и запада Подольский массив архея и отделяющую его на востоке от древнейшего Приднепровского массива.

5. Анализ карты внутреннего строения фундамента Восточно-Европейской платформы (см. рис. 10) позволяет сделать некоторые выводы об основных этапах и специфике развития ее складчатого основания.

Гетерогенный фундамент платформы образован обширными архейскими массивами, консолидированными линейно-дугообразными сложно ветвящимися складчатыми зонами свекофенно-карелид. В пределах последних эвгеосинклинальные образования нижнего протерозоя (гимольская, криворожская, курская, сармановская серии и др.) характеризуются широким развитием гипербазитовой, габбро-амфиболитовой, спилито-диабазовой, железисто-кремнисто-сланцевой формаций,

составляющими разрезы, во многом сходные с океаническим типом (Пейве и др., 1972), но отличающиеся распространением железорудных формаций (Новикова, 1971).

При сопоставлении их с элементами разреза коры океанического типа получают объяснение многие особенности тектонического развития складчатых зон свекофенно-карелид. Раннепротерозойские комплексы в пределах этих зон, отвечающие комплексам океанической стадии и имеющие сложное чешуйчатое строение, залегают, как было установлено, на щитах платформы и в пределах Русской плиты бурением, либо на комплексах ультрабазитов (меланократовом фундаменте), либо на основных гнейсах и кристаллических сланцах обоянской, отраденской серий, нижней части кольской серии, соответствующих океанической стадии архея (рис. 21). на вкладке).

Высокоглиноземистые кристаллические сланцы и гнейсы беломорской, верхней части кольской, большечеремшанской серий и их аналогов, испытавших гранитизацию в условиях гранулитовой и амфиболитовой фаций и отвечающих в основном комплексам переходной стадии архея (Пейве и др., 1972), слагают обширные массивы фундамента платформы (Беломорско-Северо-Двинский, Новгородский, Жигулевско-Пугачевский, Окско-Волжский, Альметьевский, вероятно, Прикаспийский и др.). Важно подчеркнуть, что высокоглиноземистые комплексы переходной стадии архея не развиты сколько-нибудь широко вдоль линейно-дугообразных складчатых зон карелид и представляют наиболее ранние ядра консолидации гранитного слоя.

Время повсеместной ранне-среднепротерозойской гранитизации и проявление повторного (наложенного) метаморфизма амфиболитовой фации, т.е. время формирования по гетерогенным архейским и нижнепротерозойским комплексам континентальной коры с гранитным слоем, — 1,7–2,4 млрд. лет. Этот этап образования коры с гранитным слоем Восточно-Европейской платформы наиболее четко определяется первым массовым появлением гранитного магматизма калиевого типа, отмечающего эпикарьский возраст ее фундамента. Однако вдоль западной окраины платформы от Скандинавии до Украины формирование комплексов континентальной стадии относится к готской тектонической эпохе (1700–1200 млн. лет), времени формирования гранитоидов рапакиви и вулканоплутонических комплексов серии Далапорфиров и субиотния Швеции, овручской свиты Украины и др. (Богданов, 1967).

На востоке платформы граниты рапакиви в сколько-нибудь широком развитии неизвестны. Таким образом, устанавливается существование различия по стилю тектонического развития западной и восточной частей Русской плиты в среднем протерозое. Различия западного и восточного сегментов фундамента проявились и в рифейское время, ознаменовавшееся на востоке платформы формированием щитов и разделяющих их грабенообразных структур типа авлакогенов.

6. При анализе внутреннего строения фундамента Восточно-Европейской платформы обращает на себя внимание большая роль протяженных разломов в ограничении и строении основных зон и массивов. Общие черты строения фундамента платформы, его глыбовая структура, по-видимому, в значительной мере предопределяются пространственным расположением глубинных разломов, образующих несколько систем (см. рис. 10). Крупнейшие из них на платформе — Рязано-Саратовская, Московско-Кировско-Сыктывкарская, Мезенско-Вычегодская, Сухонская, Криворожско-Кременчугская, Южно-Шведская и др. Зоны глубинных разломов четко отображаются в геофизических полях, а многие из них — в платформенном чехле в виде систем валов. Данные ГСЗ указывают на проникновение больших разломов на глубину вплоть до поверхности Мохорoviчича.

Структурные геолого-геофизические исследования в пределах щитов позволили выявить особенности глубинного строения многих зон разломов. Как было установлено данными ГСЗ на Балтийском и Украинском щитах, в строении складчатых зон свекофенно-карелид большую роль играют надвиги и крупные надвиговые структуры, непосредственно связанные с глубинными зонами земной коры и верхней мантии (Криворожско-Кременчугский разлом и др.). Строение складчатых

зон во многих районах определяют обширные сложные чешуйчатые моноклинали ранних и поздних карелид (Печенгский, Имандра-Варзугский, Восточно-Карельский, Криворожско-Кременчугский прогибы; Литвиненко, 1968б; Литвиненко, Анкудинов, 1971; Новикова, 1969, 1971). Чрезвычайно важны и интересны в этом отношении пока немногие данные о крупных шарьяжных перекрытиях (покровов) в строении складчатого фундамента, выделенных на Балтийском щите (Мурманский и Гранулитовый массивы, Ладожские купола и др.) и больших сдвиговых смещениях по глубинным разломам. Видимо, такого рода структуры широко развиты в фундаменте Русской плиты. В частности, о них, возможно, свидетельствуют определенные закономерности размещения архейских массивов и характер их сочленения со складчатыми зонами в восточной и центральной частях платформы. Очевидно, проблема формирования и распространения структур типа надвигов, покровов и региональных сдвигов в структурах глубокого докембрия фундамента Восточно-Европейской платформы может решаться в настоящее время в пределах ее щитов. Так, в пределах Балтийского щита определенные пространственные закономерности ориентировки и падения больших надвигов отмечают преобладающие направления горизонтального движения крупных блоков земной коры, которые уже давно были подмечены А.А. Полкановым (1937; Полканов, Герлинг, 1960), а затем К.О. Кратцем (1960, 1963) и А.Л. Харитоновым (1960). Синтез подобных данных о строении фундамента платформы — задача будущего.

7. Для изучения глубинного строения земной коры Восточно-Европейской платформы и анализа ее движений очень важны данные глубинного сейсмического зондирования, хорошо коррелирующиеся с данными магнитометрии и гравиметрии. Наиболее интересными результатами в этом отношении можно считать установление линейных утолщений коры вдоль складчатых зон свекофенно-карелид на Украинском щите, где последние осложнены надвигами и весьма четко фиксируются системами полосовых магнитных максимумов. Таким образом, структура консолидированной поверхности коры, включая и строение поверхности Мохоровичича, была сформирована здесь в процессе свекофенно-карельской складчатости. При этом выравнивание поверхности Мохоровичича при денудации складчатых сооружений свекофенно-карелид, очевидно, происходило не столь интенсивно, как предполагалось ранее. Данные ГСЗ на Украинском щите свидетельствуют, видимо, о явлениях глубинных складчатых деформаций коры и верхней мантии (ее коробление), осложненных глубинными надвигами в процессе свекофенно-карельской складчатости. Определенное подтверждение эти выводы получают и по материалам ГСЗ на Балтийском щите, где крупнейшие синклиновые структуры карелид (Имандра-Варзугская, Кейвская, Печенгская, Восточно-Карельская и др.), не имеющие в общем четко выраженных "корней" (толщина коры до 41–42 км), характеризуются сложным чешуйчато-моноклиналим строением и ограничены крупными глубинными надвигами, которые проникают в верхнюю мантию. Отсутствие здесь четко выраженных утолщений коры, видимо, может быть объяснено глубокой эрозией (порядка 15 км) синклиновых структур до их корневых частей.

8. Сопоставление внутреннего строения фундамента Восточно-Европейской платформы со структурой его поверхности и осадочного чехла (Муратов и др., 1962; Келлер, 1963; Кропоткин и др., 1968; Неволин и др., 1968; Валеев и др., 1969; Беккер и др., 1970) позволяет установить, что некоторые архейские массивы (Окско-Волжский, Альметьевский, Жигулевско-Пугачевский и др.) были преимущественно областями поднятий в период образования платформенного чехла. Но многие впадины и прогибы по возрасту фундамента более молодые и приурочены к линейным складчатым зонам карелид (Оршанский, Пачелмский и др.). Однако распространены и обратные взаимоотношения структуры фундамента и платформенного чехла. Так, крупнейшие протоплатформенные глыбы архея, вероятно, лежат в основании центральной части Московской и Прикаспийской синеклиз.

Следовательно, не отмечается явного унаследования тектоническими формами платформенного чехла складчатых структур основания эпикарельской Восточно-

Европейской платформы, что, как известно, характерно для древних платформ. В связи с этим нет однозначных соотношений внутренней структуры фундамента и структуры его поверхности. Но устанавливается явная закономерная приуроченность по положению и простираению рифейских глубоких желобообразных прогибов (авлакогенов) в основании платформенного чехла к линейным складчатым зонам свекофенно-карелид (Пачелмский, Средне-Русский, Оршанский, Казимский, Калтасинский и др.). В настоящее время все более выясняется, что авлакогенная стадия — очень важный этап в развитии структуры древних платформ. А.Л. Яншин (1965) отмечал, что "... "унаследованные структуры" на древних платформах мы можем встретить в самых нижних, самых древних горизонтах рифейских отложений" (стр. 13).

Следовательно, структуры начальных этапов формирования платформенного чехла обнаруживают весьма определенные и однозначные соотношения по положению и простираению со складчатыми зонами фундамента. В этом, вероятно, заключается их теснейшая связь со структурными формами фундамента платформы; в этом также четко проявляются основные закономерности соотношения поверхностной и глубинной структур Восточно-Европейской платформы.

## СТРОЕНИЕ ФУНДАМЕНТА И ТИПЫ АНОМАЛЬНЫХ МАГНИТНЫХ ПОЛЕЙ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

На современном этапе изучения Сибирской платформы особое значение приобретают региональные геолого-геофизические исследования, направленные на выяснение глубинного строения платформы.

Систематизация и тектоническая интерпретация типов магнитных полей Сибирской платформы в зависимости от возраста и характера структуры ее докембрийского фундамента могли быть проведены после того, как на ее обширных и малодоступных пространствах была выполнена аэромагнитная съемка и другие региональные геофизические исследования. Данные аэромагнитной съемки на Сибирской платформе представляют особый интерес как с точки зрения специфических геологических особенностей последней, заключающихся в первую очередь в широком распространении траппов в ее пределах (Обручев, 1932–1933; Оффман, 1959; Соболев, 1962), так и в приуроченности к ней крупнейшей континентальной и региональной магнитных аномалий.

Значительные успехи изучения геологии докембрия Алданского и Анабарского щитов и других выступов фундамента Сибирской платформы позволили достаточно детально провести тектоническое районирование, выделить в их пределах крупные массивы и складчатые зоны, антиклинории и синклинории и др.

Данные геологии докембрия щитов, региональных геофизических исследований и частично бурения создают в настоящее время возможность выяснения внутреннего строения фундамента Сибирской платформы в целом, хотя и с весьма различной степенью детальности в отдельных ее районах. С достаточной достоверностью в составе ее фундамента намечаются крупнейшие массивы и складчатые системы архея и нижнего протерозоя, устанавливаются их региональные структурные соотношения и пространственные закономерности размещения.

Однако, видимо, в настоящее время еще нельзя считать оправданной сколько-нибудь широкую детализацию строения и состава фундамента под платформенным чехлом (вне склонов щитов).

Систематизация и последующая тектоническая интерпретация различных типов магнитных полей Сибирской платформы проведена нами на основании данных аэромагнитных съемок различных масштабов, сведенных в настоящее время на ряде карт (Симоненко, 1963, 1968; Соловьева, 1968). Кроме того, мы использовали материалы геологических и наземных магнитометрических наблюдений в пределах Алданского щита (в бассейне р. Тимптон, в зоне хр. Станового и др.), проведенных нами с целью изучения характера и условий залегания магнитовозмущающих масс алданского архея и отображения его строения и состава в характере магнитных полей.

Выделяя основные типы магнитных полей платформы и используя имеющиеся геологические данные об особенностях внутреннего строения и состава складчатого докембрия выступов фундамента, их геофизической характеристике, а также расположении флексур и разломов в платформенном чехле, мы попытались наметить в пределах Сибирской платформы ряд складчатых зон и массивов фундамента, ограничивающие их глубинные разломы и т.д. (см. рис. 23 на вкладке).

## ХАРАКТЕРИСТИКА СКЛАДЧАТОГО ДОКЕМБРИЯ ШИТОВ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ, ПРИБАЙКАЛЬЯ И ЕНИСЕЙСКОГО КРЯЖА

Складчатый фундамент Сибирской платформы весьма неоднороден по возрасту и составу. Он выступает на дневную поверхность лишь на ее юго-востоке, в пределах Алданского щита, на севере, в своде Анабарского массива и Оленекского выступа. Вдоль южной окраины платформы в Байкальской горной области и вдоль западного ее края на Енисейском кряже и Туруханском поднятии прослеживаются складчатые зоны западной и восточной ветвей сибирских байкалид. В пределах же всей обширной плиты Сибирской платформы ее докембрийский складчатый фундамент покрыт мощным платформенным чехлом, который начинается отложениями рифея, венда и кембрия. Лишь в отдельных районах южной части платформы фундамент вскрыт глубокими скважинами (Иркутский амфитеатр, северный склон Алданского щита и склоны Анабарского массива).

### АЛДАНСКИЙ ШИТ

В области Алданского щита, охватывающего весь докембрийский массив Восточной Сибири (Лазыко, 1956; Лейтес, 1965), выступает очень мощный (до 20 км) комплекс глубоко метаморфизованных архейских и нижнепротерозойских гнейсов и кристаллических сланцев (Коржинский, 1936, 1939; Павловский, 1953, 1962, 1970; Дзевановский, Судовиков, 1960; Фролова, 1961, 1962; Мокроусов, 1970; Фрумкин, 1970; Фрумкин, Нужнов, 1968).

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

Вдоль южной границы Алданского щита к нему причленяются по Южно-Тукурингскому разлому (Глуховский, Ставцев, 1971) средне-верхнепалеозойские складчатые сооружения Монголо-Охотского пояса (Нагибина, 1963). Наконец, восточную окраину Алданского щита определяет Идюмо-Хайканский, Маймакано-Батомгский и Омнинский выступы кристаллического фундамента, граничащие с областью мезозойских по Нельканскому разлому (Моралев, Ставцев, 1961; Шпак, 1962). Алданский щит обладает, таким образом, сложным гетерогенным строением (рис. 22). В составе щита можно выделить различные элементы его внутренней структуры. В целом он состоит из древнейшего ядра, называемого Е.В. Павловским (1962) эпиархейской платформой, в составе которого по новым данным выделяются Алдано-Тимптонский (Иенгрский) массив, Тимптоно-Учурская и Маймакано-Батомгская зоны, ограниченные с юга складчатой зоной Станового хребта.

В области сочленения эпиархейского ядра щита и зоны Станового хребта прослеживается зона развития курультино-гонамского комплекса пород (Кудрявцев, 1965; Глуховский, Ставцев, 1971). Комплекс архея эпиархейского ядра Алданского щита регионально метаморфизован в условиях гранулитовой и амфиболитовой фаций. В составе алданского комплекса метаморфических пород архея (в пределах Алдано-Тимптонского массива и Тимптоно-Учурской зоны) выделяются иенгрская, тимптонская и джелтулинская серии. Радиометрический возраст пород названных серий центральной части Алданского щита, судя по определениям, сделанным свинцово-изотопным методом, не моложе 2800–3000 млн. лет (Михайлов, Неелов, 1968; Рудник, Соботович, 1971). Это подтверждается и значениями калий-аргонового возраста по биотиту из гнейсов, равными 2500–3000 млн. лет и более (Васильковский, Предтеченский, 1964; Глебовицкий и др., 1965; Мануйлова и др., 1969). При этом возраст исходных пород иенгрской серии, видимо, древнее 3100 млн. лет. Цифры порядка 2300–2350 млн. лет для пород тимптонской и

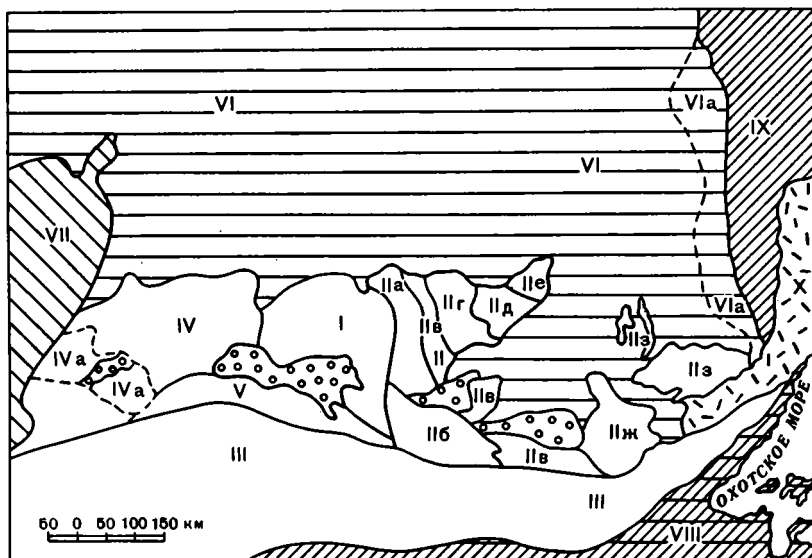


Рис. 22. Схема основных структурных элементов Алданского щита и его обрамления (Р.А. Гафаров, 1971а, с дополнениями)

I — Алдано-Тимптонский (Иенгрский) массив (I — Чульманская мезозойская впадина и ее аналоги); II — Тимптоно-Учурская зона (IIa — Эльконский антиклинорий, IIб — Олонгринский антиклинорий, IIв — Сутамский синклиний, IIг — Суннагинский антиклинорий, IIд — Сиреглинский синклиний, IIе — Суннагинский синклиний, IIж — Идюмо-Хайканский выступ, IIз — Маймакано-Батомгский выступ), III — зона Станового хребта; IV — Чарско-Олекминская зона (IVa — Чарская глыба); V — Курультино-Гонамский блок; VI — платформенный чехол плиты (VIa — Кыллахское активизированное поднятие); VII — зона байкалит Байкальской горной области; VIII — Монголо-Охотская зона герцинской складчатости; IX — Верхоянская складчатая система мезозойских складчатостей; X — Охотский вулканогенный пояс

джелтулинской серий отмечают возраст магматизма и ультраметаморфизма и их верхнюю возрастную границу. Точно так же наиболее широко распространенные для всех трех серий цифры порядка 2100–1800 млн. лет отмечают омоложенный возраст древних пород.

Иенгрская серия характеризуется сочетанием толщ и линз кварцитов с силлиманитовыми, кордиеритовыми и гранатовыми гнейсами, пироксено-плагиоклазовыми и гиперстеновыми кристаллическими сланцами и амфиболитами, общей мощностью 10–13 км (Глуховский, Ставцев, 1971). В целом породы иенгрской серии чрезвычайно интенсивно мигматизированы и гранитизированы. Тимптонская серия представлена мощной толщей гиперстеновых гнейсов (чарнокитов), а также основных и ультраосновных кристаллических сланцев. Джелтулинская серия (древнее 2300 млн. лет) сложена биотит-гранатовыми и диопсидовыми гнейсами, гранулитами, гиперстен-плагиоклазовыми кристаллическими сланцами и амфиболитами, чередующимися с разнообразными карбонатными породами (мраморами). Общая мощность тимптонской и джелтулинской серий достигает 15–20 км (Глуховский, Ставцев, 1971).

На крайнем востоке Алданского щита, в пределах Маймакано-Батомгского и Омнинского выступов фундамента (Моралев, Ставцев, 1961); широко развиты глубоко метаморфизованные породы батомгской серии (более 2300 млн. лет), представленные биотитовыми, амфиболитовыми, биотит-амфиболитовыми гнейсами и кристаллическими сланцами, разрез которых трудно сопоставим с вышеназванными толщами более западных районов щита и не имеет с ними контакта (Глуховский, Ставцев, 1971).

Распространение упомянутых серий эпирхейского ядра Алданского щита подчинено его основным структурным элементам. В составе ядра намечаются по крайней мере три разновозрастных и различных по характеру структурных элемента.

Центральную часть ядра образует Алдано-Тимптонский (Иенгрский) массив древнейших гнейсов иенгрской серии, ограниченный на востоке обширной Тимптоно-Учурской складчатой зоной археид, а на западе Чарско-Олекминской зоной.

В пределах древнейшего Алдано-Тимптонского массива в свою очередь выделяется ряд крупных структур куполовидного типа, образованных в основном породами верхнеалданской свиты (Грабкин, 1965; Мокроусов, 1970; Фрумкин, 1970). Эти структурные элементы не обладают общей направленной ориентировкой, которая у них изменяется от северо-западной до субширотной и северо-восточной. Все они имеют грубоовальные внешние контуры, обычно осложненные сжатыми складками по периферии и позднейшими глыбовыми нарушениями. Между куполообразными структурами прослеживаются сложные брахисинклинальные структуры, образованные породами федоровской свиты, слагающей верхнюю часть иенгрской серии. Особенности морфологии сложных, часто мозаичных, структурных Алдано-Тимптонского массива гнейсов архея, отсутствие единого плана складчатости для слагающих его комплексов, а также данные определений радиометрического возраста дают основание предполагать, что породы иенгрской серии образуют в этом районе весьма своеобразную глыбу земной коры в составе эпихарейской части щита.

Тимптоно-Учурская складчатая зона археид, ограничивающая Алдано-Тимптонский массив на востоке, дислоцирована в ином плане и в своей западной части представляет собой обширную, сравнительно простую протогосинклинальную систему линейных синклиналий и антиклиналий общего северо-западного простирания (Павловский, 1962, 1964). В целом Тимптоно-Учурская складчатая зона образована породами тимптонской и желтулинской серий архея. При этом тимптонская серия в этой зоне слагает ряд протяженных антиклиналий, разделенных столь же крупными синклиналиями, в пределах которой развиты породы желтулинской серии.

С запада на восток в составе Тимптоно-Учурской складчатой зоны Ю.К. Дзевановский (1958) выделяет Эльконский и Олонгринский антиклиналии, продолжающие друг друга, Сутамский синклиналий, Суннагинский антиклиналий и Усмунский синклиналий. Наиболее характерные структурные элементы Тимптоно-Учурской складчатой зоны археид, которые определяют основные черты ее тектоники, — это Сутамский и Усмунский синклиналии и ограничивающие их антиклиналии. Более изученный Сутамский синклиналий отличается сложным асимметричным строением и развитием в его пределах и по границам узких шовных блоков, сложенных интенсивно складчатыми образованиями, для которых характерен метаморфизм амфиболитовой фации (холболахский комплекс И.М. Фрумкина, 1960 г.). Важно подчеркнуть, что структуры рассматриваемой Тимптоно-Учурской складчатой системы срезают структуры более древней иенгрской серии Алдано-Тимптонского массива, причленяясь к ним со структурным и стратиграфическим несогласием. Роль структурного шва между Иенгрским массивом и Тимптоно-Учурской складчатой зоной в низовье р.Тимптон выполняет, по-видимому, Тыркандинский глубинный разлом (Фрумкин, 1970). Как показали наши наблюдения, он сопровождается узкими шовными синклинальными складками.

Строение восточной окраины Тимптоно-Учурской складчатой зоны Алданского щита еще недостаточно выяснено. Здесь, в пределах юго-восточного угла Сибирской платформы, на склоне Алданского щита выделяется ряд поднятий архейского фундамента (Маймакано-Батомгское, Омнинское), разделенных прогибами, которые выполнены рифейскими и кембрийскими отложениями платформенного чехла (Майский, Алданский, Уяно-Улканский и Маркюельский). Возможно, что археиды, выступающие в сводах Маймакано-Батомгского и Омнинского поднятий, следует рассматривать как самостоятельные выступы фундамента. Архейские складчатые структуры в их пределах, объединяемые иногда в Маймакано-Батомгскую зону (Глуховский, Ставцев, 1971), имеют уже субмеридиональное и северо-восточное простирание, образуя восточные ветви складчатых дуг Тимптоно-Учурской системы.

Восточное ограничение Сибирской платформы в этом районе образует Восточно-Алданская зона (Моралев, Ставцев, 1961), вдоль которой рифейские и кембрий-



ские отложения, мощностью до 13 км, разбиты системой меридиональных разломов на ряд глыб, надвинутых друг на друга с востока на запад и осложненных складчатостью гребневидного типа. Наиболее крупными разломами, определяющими структуру западной части Восточно-Алданской зоны, являются Нельканский и Челатский взбросо-надвиги. В пределах Восточно-Алданской зоны по мере движения с запада на восток наблюдается увеличение дислоцированности пород и нарастание их мощности. При этом Челатский и Нельканский надвиги образуют наиболее резкую границу их изменения и разделяют структурно-фациальные зоны рифея и кембрия, представляя собой, по-видимому, большие глубинные разломы, ограничивающие с востока Сибирскую платформу. К последней здесь причленяется антиклинорий Сетта-Дабан и Южно-Верхоянский синклинорий мезозойского возраста (Пушаровский, 1960б), а также Охотский вулканогенный наложенный пояс на юго-востоке.

Западная и юго-западная части Алданского щита в бассейне рек Олекмы и Чары охватываются Чарско-Олекминской зоной, в строении которой принимают участие глубоко метаморфизованные в гранулитовой и амфиболитовой фациях комплексы архея (несмуринская толща и чарская серия), обычно интенсивно переработанные наложенными процессами древнепротерозойского метаморфизма и гранитизации, а также сложные по составу комплексы вулканогенно-осадочных и магматических пород нижнего протерозоя.

Несмуринская толща архея, мощностью около 3000 м, сложена гиперстеновыми, амфиболитовыми и другими кристаллическими сланцами и амфиболитами. Выше лежащая чарская серия архея, мощностью до 8–15 км, состоит из основных гнейсов и кристаллических сланцев и глиноземистых биотитовых гнейсов и гранат-биотитовых гнейсов. Архейский возраст глубоко метаморфизованных пород чарской серии определяется несогласным залеганием на них менее метаморфизованных нижнепротерозойских отложений и подтверждается радиометрическим возрастом рвущих их пегматитов, порядка 3000 млн. лет (Глуховский, 1970; Глуховский, Ставцев, 1971). Среди архейских интрузий и палингенно-метаморфических образований Чарско-Олекминской зоны выделяются анортозиты, чарнокиты, амфиболиты, габбро-амфиболиты. Анортозиты слагают один из крупнейших в Сибири Каларский массив, который вытянут широтно примерно на 120 км (Павловский, 1967).

Нижнепротерозойские осадочно-вулканогенные образования представлены вулканогенно-терригенными толщами шовных прогибов (трогов) и меденосной терригенной формацией (протоплатформенный чехол) удоканской серии (Лейтес, 1965; Глуховский, 1970). Отложения шовных прогибов отличаются пестротой и неравномерностью метаморфизма (от фации зеленых сланцев до амфиболитовой). Удоканская серия нижнего протерозоя (слагающая Кодаро-Удоканский протоплатформенный прогиб) представлена мощной (около 13 км) меденосной терригенной формацией, расчлененной на ряд свит (Лейтес, 1965; Глуховский, 1970). Породы удоканской серии на границе с гранито-гнейсами и мигматитами испытали высокотемпературный контактовый метаморфизм (амфиболитовая и эпидот-амфиболитовая фации).

Среди раннепротерозойских палингенно-метаморфических и магматических образований Чарско-Олекминской зоны выделяются гранито-гнейсы, гнейсовидные плагиограниты и граносиениты куандинского комплекса. Раннепротерозойский возраст гранитоидов куандинского комплекса устанавливается по их контактовому воздействию на породы основания удоканской серии и радиометрическими определениями (2400–1770 млн. лет). Значительные площади Олекмо-Витимской горной страны занимают гранитоиды чуйско-коддарского комплекса, образующие ряд массивов, среди которых выделяются по размерам Кодаро-Удоканский лополит. Радиометрический возраст гранитов (калий-аргоновый метод) –  $1930 \pm 150$  млн. лет (Глуховский, 1970). Они с разрывом перекрываются осадочными отложениями среднего протерозоя (тепторгинская серия и др.).

Чарско-Олекминская зона характеризуется меридиональным простиранием осей архейских складок. Ее складчатая структура представляет собой крупный Чарский

антиклинорий (Глуховский, 1970). Системы нижнепротерозойских шовных прогибов расчленяют Чарско-Олекминскую зону на ряд блоков (наследующих простираание архейских структур). В пределах зоны выявлено и описано более десятка подобных грабенобразных шовных прогибов, отнесенных к категории геосинклинальных трогов (Федоровский, Лейтес, 1968). В последнее время они были выделены А.М. Лейтесом, М.В. Муратовым и В.С. Федоровским (1970) в особую категорию тектонических структур — палеоавлакогены. Следует отметить, что на примере Чарско-Олекминской зоны наиболее детально изучена широкая региональная нижнепротерозойская гранитизация (в интервале 2300—2000 до 1600 млн. лет) архейского основания Сибирской платформы, развивавшаяся вплоть до формирования гранитоидных зон куполообразования, которые так же, как и нижнепротерозойские трог, ориентированы по простираанию архейских комплексов.

В области сочленения эпиархейского ядра Алданского щита и зоны Станового хребта от верховьев р.Сутам к западу через верховье рек Гонам и Тимптон прослеживается курультино-гонамский комплекс пород, метаморфизованных в гранулитовой фации и слагающих ряд крупных полигональных, овальных и линейных блоков (Кудрявцев, 1965; Фрумкин, Нужнов, 1968; Глуховский, Павловский, 1973). С севера и юга блоки курультино-гонамского комплекса ограничены большими Становым и Тукурингским глубинными разломами. Курультино-гонамский комплекс основных силлиманит-гиперстеновых кристаллических сланцев, метаморфизованных в гранулитовой фации, имеет возраст (калий-аргоновый метод) 5420 млн. лет по гиперстену, 3400 млн. лет по амфиболиту, 2950 млн. лет по биотиту (Павловский, 1970) и является, видимо, самым древним членом разреза алданского архея. Этот комплекс пород слагает весьма своеобразные чашеобразные формы (Глуховский, Павловский, 1973). Соотношения курультино-гонамского комплекса с алданским еще не выяснены. Толща основных кристаллических сланцев низов курультино-гонамского комплекса (3500—24500 млн. лет) сопоставляется в общем с кристаллическими сланцами основания чарской и иенгурской серий. М.З. Глуховский (1970) сопоставляет курультино-гонамский комплекс с несмуринской серией.

В юго-западной и южной частях Алданского щита, на Становом хребте широко развиты толщи однообразных гранато-биотитовых и роговообманково-биотитовых гнейсов, плагиогнейсов и биотит-амфиболитовых сланцев (становой комплекс). Определения радиометрического возраста (1800—2200 млн. лет) гнейсов и кристаллических сланцев (Дзевановский, Судовиков, 1960; Глебовицкий и др., 1965; Кориковский, 1967) как будто дают основание относить эти метаморфические образования к нижнему протерозою. В.И. Мошкин (1961) также относит гнейсы и сланцы Станового хребта к нижнему протерозою, указывая, однако, что в зоне хребтов Станового и Джугджура встречаются породы, близкие к архейским породам Алданского щита. Е.В. Павловский (1962) и А.М. Лейтес (1965) отмечают, что мнение о нижнепротерозойском возрасте гнейсов и кристаллических сланцев Станового хребта и Олекминской зоны не доказано. Они считают, что архейские породы Станового хребта (породы алданского типа) в нижнем протерозое претерпели интенсивную гранитизацию, которая в ряде случаев привела к изменению их состава. Наиболее молодые образования станового комплекса (пегматиты) имеют радиометрический возраст 1900 млн. лет (Виноградов и др., 1960). На основании этих данных Становой хребет выделен на тектонической карте Евразии как древний фундамент, переработанный складчатыми нижнепротерозойскими (карельскими) движениями.

Как указывает Д.С. Коржинский (1939), протерозойские отложения в пределах Становой зоны почти повсеместно уничтожены эрозией. Они широко развиты лишь на западном окончании Станового хребта. Это в последнее время обосновывается С.П. Кориковским (1967) на основании детального изучения метаморфизма, гранитизации и постмагматических процессов в докембрии Удокано-Становой зоны. Нижнепротерозойские образования представлены здесь гранат-магнетитовыми, куммингтонитовыми и биотитовыми кварцитами, мраморами, амфиболитовыми парасланцами, гранатовыми и силлиманитовыми гнейсами. Возраст метаморфиз-

ские отложения, мощностью до 13 км, разбиты системой меридиональных разломов на ряд глыб, надвинутых друг на друга с востока на запад и осложненных складчатостью гребневидного типа. Наиболее крупными разломами, определяющими структуру западной части Восточно-Алданской зоны, являются Нельканский и Челатский взбросо-надвиги. В пределах Восточно-Алданской зоны по мере движения с запада на восток наблюдается увеличение дислоцированности пород и нарастание их мощности. При этом Челатский и Нельканский надвиги образуют наиболее резкую границу их изменения и разделяют структурно-фациальные зоны рифея и кембрия, представляя собой, по-видимому, большие глубинные разломы, ограничивающие с востока Сибирскую платформу. К последней здесь причленяется антиклинорий Сетта-Дабан и Южно-Верхоянский синклинорий мезозойского возраста (Пушаровский, 1960б), а также Охотский вулканогенный наложенный пояс на юго-востоке.

Западная и юго-западная части Алданского щита в бассейне рек Олекмы и Чары охватываются Чарско-Олекминской зоной, в строении которой принимают участие глубоко метаморфизованные в гранулитовой и амфиболитовой фациях комплексы архея (несмуринская толща и чарская серия), обычно интенсивно переработанные наложенными процессами древнепротерозойского метаморфизма и гранитизации, а также сложные по составу комплексы вулканогенно-осадочных и магматических пород нижнего протерозоя.

Несмуринская толща архея, мощностью около 3000 м, сложена гиперстеновыми, амфиболитовыми и другими кристаллическими сланцами и амфиболитами. Выше лежащая чарская серия архея, мощностью до 8–15 км, состоит из основных гнейсов и кристаллических сланцев и глиноземистых биотитовых гнейсов и гранат-биотитовых гнейсов. Архейский возраст глубоко метаморфизованных пород чарской серии определяется несогласным залеганием на них менее метаморфизованных нижнепротерозойских отложений и подтверждается радиометрическим возрастом рвущих их пегматитов, порядка 3000 млн. лет (Глуховский, 1970; Глуховский, Ставцев, 1971). Среди архейских интрузий и палингенно-метаморфических образований Чарско-Олекминской зоны выделяются анортозиты, чарнокиты, амфиболиты, габбро-амфиболиты. Анортозиты слагают один из крупнейших в Сибири Каларский массив, который вытянут широтно примерно на 120 км (Павловский, 1967).

Нижнепротерозойские осадочно-вулканогенные образования представлены вулканогенно-терригенными толщами шовных прогибов (трогов) и меденосной терригенной формацией (протоплатформенный чехол) удоканской серии (Лейтес, 1965; Глуховский, 1970). Отложения шовных прогибов отличаются пестротой и неравномерностью метаморфизма (от фации зеленых сланцев до амфиболитовой). Удоканская серия нижнего протерозоя (слагающая Кодаро-Удоканский протоплатформенный прогиб) представлена мощной (около 13 км) меденосной терригенной формацией, расчлененной на ряд свит (Лейтес, 1965; Глуховский, 1970). Породы удоканской серии на границе с гранито-гнейсами и мигматитами испытали высокотемпературный контактовый метаморфизм (амфиболитовая и эпидот-амфиболитовая фации).

Среди раннепротерозойских палингенно-метаморфических и магматических образований Чарско-Олекминской зоны выделяются гранито-гнейсы, гнейсовидные плагиограниты и граносиениты куандинского комплекса. Раннепротерозойский возраст гранитоидов куандинского комплекса устанавливается по их контактовому воздействию на породы основания удоканской серии и радиометрическими определениями (2400–1770 млн. лет). Значительные площади Олекмо-Витимской горной страны занимают гранитоиды чуйско-кодарского комплекса, образующие ряд массивов, среди которых выделяются по размерам Кодаро-Удоканский лополит. Радиометрический возраст гранитов (калий-аргоновый метод) —  $1930 \pm 150$  млн. лет (Глуховский, 1970). Они с разрывом перекрываются осадочными отложениями среднего протерозоя (тепторгинская серия и др.).

Чарско-Олекминская зона характеризуется меридиональным простираем осей архейских складок. Ее складчатая структура представляет собой крупный Чарский

антиклинорий (Глуховский, 1970). Системы нижнепротерозойских шовных прогибов расчленяют Чарско-Олекминскую зону на ряд блоков (наследующих простираание архейских структур). В пределах зоны выявлено и описано более десятка подобных грабенобразных шовных прогибов, отнесенных к категории геосинклинальных трогов (Федоровский, Лейтес, 1968). В последнее время они были выделены А.М. Лейтесом, М.В. Муратовым и В.С. Федоровским (1970) в особую категорию тектонических структур — палеоавлакогены. Следует отметить, что на примере Чарско-Олекминской зоны наиболее детально изучена широкая региональная нижнепротерозойская гранитизация (в интервале 2300—2000 до 1600 млн. лет) архейского основания Сибирской платформы, развивавшаяся вплоть до формирования гранитоидных зон куполообразования, которые так же, как и нижнепротерозойские трог, ориентированы по простираанию архейских комплексов.

В области сочленения эпиархейского ядра Алданского щита и зоны Станового хребта от верховьев р.Сутам к западу через верховье рек Гонам и Тимптон прослеживается курультино-гонамский комплекс пород, метаморфизованных в гранулитовой фации и слагающих ряд крупных полигональных, овальных и линейных блоков (Кудрявцев, 1965; Фрумкин, Нужнов, 1968; Глуховский, Павловский, 1973). С севера и юга блоки курультино-гонамского комплекса ограничены большими Становым и Тукурингским глубинными разломами. Курультино-гонамский комплекс основных силлиманит-гиперстеновых кристаллических сланцев, метаморфизованных в гранулитовой фации, имеет возраст (калий-аргоновый метод) 5420 млн. лет по гиперстену, 3400 млн. лет по амфиболиту, 2950 млн. лет по биотиту (Павловский, 1970) и является, видимо, самым древним членом разреза алданского архея. Этот комплекс пород слагает весьма своеобразные чашеобразные формы (Глуховский, Павловский, 1973). Соотношения курультино-гонамского комплекса с алданским еще не выяснены. Толща основных кристаллических сланцев низов курультино-гонамского комплекса (3500—24500 млн. лет) сопоставляется в общем с кристаллическими сланцами основания чарской и иенгурской серий. М.З. Глуховский (1970) сопоставляет курультино-гонамский комплекс с несмуриной серией.

В юго-западной и южной частях Алданского щита, на Становом хребте широко развиты толщи однообразных гранато-биотитовых и роговообманково-биотитовых гнейсов, плагиогнейсов и биотит-амфиболитовых сланцев (становой комплекс). Определения радиометрического возраста (1800—2200 млн. лет) гнейсов и кристаллических сланцев (Дзевановский, Судовиков, 1960; Глебовицкий и др., 1965; Кориковский, 1967) как будто дают основание относить эти метаморфические образования к нижнему протерозою. В.И. Мошкин (1961) также относит гнейсы и сланцы Станового хребта к нижнему протерозою, указывая, однако, что в зоне хребтов Станового и Джугджура встречаются породы, близкие к архейским породам Алданского щита. Е.В. Павловский (1962) и А.М. Лейтес (1965) отмечают, что мнение о нижнепротерозойском возрасте гнейсов и кристаллических сланцев Станового хребта и Олекминской зоны не доказано. Они считают, что архейские породы Станового хребта (породы алданского типа) в нижнем протерозое претерпели интенсивную гранитизацию, которая в ряде случаев привела к изменению их состава. Наиболее молодые образования станового комплекса (пегматиты) имеют радиометрический возраст 1900 млн. лет (Виноградов и др., 1960). На основании этих данных Становой хребет выделен на тектонической карте Евразии как древний фундамент, переработанный складчатыми нижнепротерозойскими (карельскими) движениями.

Как указывает Д.С. Коржинский (1939), протерозойские отложения в пределах Становой зоны почти повсеместно уничтожены эрозией. Они широко развиты лишь на западном окончании Станового хребта. Это в последнее время обосновывается С.П. Кориковским (1967) на основании детального изучения метаморфизма, гранитизации и постмагматических процессов в докембрии Удокано-Становой зоны. Нижнепротерозойские образования представлены здесь гранат-магнетитовыми, куммингтонитовыми и биотитовыми кварцитами, мраморами, амфиболитовыми парасланцами, гранатовыми и силлиманитовыми гнейсами. Возраст метаморфиз-

ма станового комплекса составляет, как и для удоканской серии, 1900–2200 млн. лет (Дзевановский, Судовиков, 1960; Салоп, 1960, 1964; Кориковский, 1967). Очень важную роль в строении складчатой зоны Станового хребта играют синскладчатые биотитовые гранито-гнейсы, известные под названием "древнестановых" гранитов, образующих крупные конкордантные тела, а также постскладчатые интрузии позднестановых (нерчинских) гранитов.

Протерозойские и архейские складки зоны Станового хребта осложнены интенсивными дизъюнктивными мезозойскими и палеозойскими дислокациями, имеющими, как правило, субширотное простирание. Структуры Становой зоны, по-видимому, продолжают на запад, в пределы Байкальской складчатой области, где древние комплексы слагают Северо-Чуйскую и Южно-Муйскую глыбы (Клитин и др., 1970). Таким образом, вдоль южной части Алданского щита и восточной окраины Байкальской области прослеживается широкая зона развития нижнепротерозойской складчатости, возраст которой (1800–2200 млн. лет) соответствует свекофенно-карельской складчатости фундамента Восточно-Европейской платформы, что и нашло отражение на тектонической карте Евразии (Тектоника Евразии, 1966).

### АНАБАРСКИЙ МАССИВ

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

В составе мощного комплекса метаморфических пород архея Анабарского массива выделяются три серии (снизу вверх): далдынская, верхнеанабарская и хапчанская, а также верхнелаптеухинский комплекс (Рабкин, Вишневский, 1968). Они представлены разнообразными гнейсами, кристаллическими сланцами, мигматитами и различными интрузивами, главнейшие из которых — ультраосновные породы, разновозрастные гранитоиды и анортозиты, возможно уже протерозойского возраста. При этом, если две нижние серии анабарского архея сходны по составу и расчленяются с трудом, то более молодые комплексы хорошо отличимы друг от друга и от более древних. Мощность всех метаморфических толщ Анабарского массива достигает 20–25 км.

По составу пород, степени метаморфизма, характеру гранитизации, ориентировке линейных складок и абсолютному возрасту докембрий Анабарского массива достаточно хорошо сопоставим с тимптонской и желтулинской сериями Алданского щита. На основании формационного анализа (Лутц, 1959) можно допустить, что самая древняя иенгская серия Алданского щита, видимо, не имеет аналогов в пределах Анабарского массива. Так, древнейшие осадочно-вулканогенные образования далдынской серии последнего весьма сходны с первично вулканогенными толщами тимптонской серии Алданского щита, а его желтулинская серия отвечает верхнеанабарской и хапчанской сериям Анабарского массива (Лутц и др., 1962). Залегание отдельных серий метаморфических толщ Анабарского массива в виде широких чередующихся полос, вероятно, свидетельствует о том, что они были сформированы ранее изоклинальной складчатости. Последняя, таким образом, была наложена на более древнюю структуру уже в последующий этап архейской складчатости.

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

В пределах западного и восточного Прибайкалья и в области Северо-Байкальского и Патомского нагорья развиты преимущественно мощные толщи рифея, а также более древние протерозойские комплексы (в ядрах антиклинориев) и в небольшой степени отложения кембрия (лишь в небольших прогибах и грабенах), собранные в системы складок северо-восточного простирания и образующие обширную Байкальскую складчатую область. В ее пределах выделяются внутренняя (эвгеосинклинальная) зона, сложенная в основном магматическими и метаморфическими комплексами, и внешняя (миогеосинклинальная) зона развития терригенно-карбонатных толщ. В составе миогеосинклинальной зоны выделяются Прибайкальский и Жуино-Патомский прогибы, отделенные от эвгеосинклинальной зоны дугообразным в плане Чуйско-Тоновско-Нечерским антиклинальным поднятием (Клитин и др., 1970). К эвгеосинклинальной зоне К.А. Клитин относит Баргузино-Витимский, Бодайбинский и Мамский синклиналии, а также Байкало-Витимское антиклинальное поднятие.

Прогибы внешней (миогеосинклинальной) зоны Байкальской области выполнены терригенно-карбонатными толщами рифея. В Жуино-Патомском прогибе (Патомское нагорье) прослеживается наиболее полный разрез рифея, представленный патомской серией терригенных и карбонатных отложений общей мощностью 10–12 км. В Прибайкальском прогибе разрез рифея менее полон, мощность его – 4–5 км. В составе Байкальской серии здесь выделяются (снизу вверх) терригенно-карбонатная (голоустенская), карбонатно-терригенная (улунтуйская) и терригенная флишеподобная (качергская) свиты (Павловский, 1960). В Жуино-Патомском прогибе осадочная толща рифея смята в узкие линейные и дугообразные складки, которые образуют известную Патомскую дугу складок. С севера перпендикулярно к Патомской дуге примыкает Уринское поднятие, имеющее северо-восточное простирание.

Дугообразное в плане Чуйско-Нечерское антиклинальное поднятие, включаемое в состав внешней зоны, состоит из трех антиклинориев, ядра которых сложены гранитизированными и мигматизированными комплексами чуйской серии нижнего протерозоя. Метаморфические и магматические комплексы этих антиклинориев перекрываются слабометаморфизованными орогенными формациями акитканской серии, возраст которой составляет  $1700 \pm 35$  млн. лет, и тепторгинский – 1590–1570 млн. лет (Яценко и др., 1965).

Крупные структуры внутренней (эвгеосинклинальной) зоны Байкальской области существенно отличаются по строению, характеру магматизма и метаморфизма от ее внешней зоны. Бодайбинский и Мамский синклиналии в северной части зоны выполнены сложно складчатыми толщами рифея, мощностью до 12–14 км, разрез которого существенно отличается от разрезов Жуино-Патомского прогиба появлением вулканогенных пород. В почти изометричном по форме Баргузино-Витимском синклинории на обширных пространствах развиты батолитовые тела гранитов. Между массивами гранитов здесь прослеживаются останцы вулканогенно-осадочных толщ рифея (мощность 5–6 км). Широкое развитие гранитоидов представляет весьма специфическую особенность эвгеосинклинальной зоны байкалид. Баргузино-Витимский синклинорий отделен от Бодайбинского и Мамского синклиналиев сложным по простиранию Байкало-Витимским антиклинальным поднятием, сложенным интенсивно дислоцированными спилито-кератофировыми толщами протерозоя. В пределах поднятия вытянуты согласные тела гипербазитов, габброидов и плагиогранитов, а вдоль его осевой части прослеживается дугообразная зона смятия. В составе Байкало-Витимского поднятия выделяются Байкальская и Муйская глыбы, сложенные древними гнейсами и кристаллическими сланцами. Как отмечают Е.В. Павловский (1956), К.А. Клитин, Т.Г. Павлова и Е.С. Постельников (1970), рифейский этап развития Байкальской области унаследовал некоторые особенности более раннего нижнепротерозойского этапа. Однако в дальнейшем байкальский структурный план области был сильно осложнен различными деформациями каледонского и последующих этапов развития.

Вдоль юго-западного и западного краев Сибирской платформы докембрийские складчатые образования обнажаются в пределах Восточного Саяна, на Енисейском кряже и Туруханском поднятии, составляя западную ветвь сибирских байкалид.

По юго-западной окраине Сибирской платформы байкалиды образуют лишь узкую складчатую зону. На территории Саяно-Алтайской складчатой области они входят в состав более поздних складчатых структур каледонид и герцинид. Как указывает Н.С. Зайцев (1962), в периферическую часть байкалид в северной зоне Восточного Саяна в области Присаянья были вовлечены крупные блоки фундамента Сибирской платформы, интенсивно раздробленного в процессе заложения Енисейско-Байкальской геосинклинальной системы. В Присаянье развиты архейские и нижнепротерозойские и рифейские образования, слагающие ряд глыб фундамента. К северо-западу от Байкала здесь последовательно выделяются Байкало-Окинский горст (Шарыжалгайская глыба), Урикско-Ийский грабен, Бирюсинский горст и Ангара-Канский горст, ограниченные с юго-запада большим глубинным разломом (Тектоника Евразии, 1966).

Архейско-нижнепротерозойские комплексы горстов Присаянья так же, как и Южного Прибайкалья, расчленяются на шарыжалгайскую и слюдянскую серии (Смирнов и др., 1967; Никитина и др., 1968). Шарыжалгайская серия, слагающая Шарыжалгайскую глыбу, представлена в основном биотитовыми гнейсами и кристаллическими сланцами и амфиболитами общей мощностью более 5000 км. Порода ее интенсивно мигматизированы биотитовыми гнейсо-гранитами. Радиометрический возраст шарыжалгайской серии по свинцово-изохронному методу составляет  $2900 \pm 300$  млн. лет, что позволяет относить ее к архею. Слюдянская серия, хорошо обнаженная вдоль побережья Байкала, представлена более разнообразными породами и сложена биотит-амфиболовыми, гранат-биотитовыми, гиперстеновыми и другими гнейсами, амфиболитами, кристаллическими сланцами и мраморами. Общая мощность слюдянской серии — примерно 4000—5000 м. А.Д. Смирнов и соавторы (1967) включают слюдянскую серию в состав нижнего протерозоя, что подтверждается и радиометрическими определениями возраста свиты в пределах 1700—1800 млн. лет. Зона развития слюдянской серии составляет единое целое с зоной нижнепротерозойских комплексов, прослеженной вдоль побережья Байкала. С отложениями слюдянской серии сопоставляются образования Бирюсинского горста (биотитовые амфиболовые гнейсы и кристаллические сланцы с подчиненными прослоями мраморов и кварцитов). Общая мощность бирюсинской серии превышает 4500 м.

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

Юго-западнее Главного разлома Восточного Саяна в зоне байкалид прослеживается крупный антиклинорий Протеросаяна. Поперечные разломы юго-западного простирания расчленяют его юго-восточную часть на Хамар-Дабанскую, Китоиско-Тункинскую, Окинскую и Одурум-Шуткулайскую глыбы (Зайцев, 1962). Главный разлом Восточного Саяна, представляющий собой сложно построенную зону смятия, разветвляется в северо-западном направлении, где между его ветвями располагается Манская впадина, заполненная орогенными толщами рифея. В целом Главный разлом Восточного Саяна протягивается с юго-востока на северо-запад от юго-западного побережья Байкала до г. Красноярска.

Рассмотренный выше тип строения рифея сохраняется и в других рифейских миогеосинклиналях, развитых на западной периферии Сибирской платформы (Енисейский кряж и Туруханское поднятие). На Енисейском кряже отложения в основ-

ном представлены метаморфизованными осадочными и вулканогенно-осадочными породами геосинклинального комплекса. В южной части кряжа наиболее древние породы докембрия представлены гранатовыми и гиперстеновыми гнейсами и плагиоклазовыми амфиболитами канского комплекса, мощность которого достигает 10–15 км (Кузнецов, 1952). Комплекс отложений собственно рифейского геосинклинального этапа развития Енисейского кряжа представлен в его миогеосинклинальной зоне очень полным терригенно-карбонатным разрезом, суммарная мощность которого на юго-востоке превышает 9 км (Семихатов, 1962; Волобуев и др., 1964; Вотах, 1968). Вдоль западного края Енисейского кряжа в составе рифейских образований резко возрастает роль вулканогенных пород (Вороговский прогиб), представленных зеленокаменно измененными слюдистыми сланцами, лавами и туфами среднего и основного состава (Белов, 1964; Постельников, 1971).

С рифейскими геосинклинальными толщами Енисейского кряжа тесно связаны интрузии ультраосновного, основного и кислого составов. При этом среди гранитных интрузий могут быть выделены древние разности с возрастом 850 млн. лет и более молодые с возрастом 620 млн. лет (Белянкина, Долгинов, 1964; Постельников, 1971). Вкрест простираения складчатых комплексов байкалид выделяется ряд полос, достаточно резко различающихся по характеру складчатых структур и типу формаций (Клитин и др., 1963). При этом мощность, дислоцированность и метаморфизм рифейских геосинклинальных толщ неравномерно возрастает с запада на восток.

Для восточной полосы Енисейского кряжа характерны сравнительно просто построенные коробчатые складки. По типу разреза рифея, а также по общему стилю складчатости эта полоса — типично миогеосинклинальная. Значительно более сложной складчатостью отличаются рифейские отложения центральной части западного склона Енисейского кряжа. Здесь выделяются Приенисейский антиклинорий, важнейшая особенность которого — широкое развитие гранито-гнейсовых и гнейсовых куполов.

Западнее Приенисейского антиклинория в составе рифейских геосинклинальных образований Енисейского кряжа выделяется Вороговский синклинорий. Он отличается развитием мощных вулканогенных толщ верхнего рифея и образует составную часть обширной рифейской эвгеосинклинальной зоны Байкало-Енисейской системы байкалид. Основная часть последней, по-видимому, расположена западнее на территории восточной окраины Западно-Сибирской эпипалеозойской плиты (Семихатов, 1962; Фотиади, Сурков, 1967).

В пределах Туруханского поднятия на северо-западной окраине Сибирской платформы обнажается миогеосинклинальный комплекс карбонатно-терригенных толщ верхнего докембрия, мощность которых в восточной части поднятия составляет около 2 км, а в западной его части увеличивается до 4–5 км (Вотах, 1968). Характер складчатости рифейских образований Туруханского поднятия резко изменяется вкрест его простираения с востока на запад. Если в восточной части поднятия рифейские толщи образуют сравнительно пологие синклинали и резкие узкие приразломные антиклинали, то в западной его части развиты крупные, чередующиеся между собой антиклинали и синклинали. Западнее Туруханского поднятия под юрскими отложениями вскрыты скважинами биотитовые сланцы верхнего докембрия, сложно и интенсивно дислоцированные.

Рифейские отложения Туруханского поднятия достаточно резко отличаются от образований верхнего докембрия, обнаженных в районе г. Игарка. Здесь они представлены туфами, туфобрекчиями и туфопесчаниками с прослоями зеленокаменных основных эффузивов, а также терригенными и карбонатными породами, общая мощность которых достигает 3,5 км. Данные определений радиометрического возраста пород указывают, что докембрийские толщи Игарского района не древнее буровой свиты Туруханского поднятия, для кровли которой имеются определения в 925 млн. лет (Вотах, 1968). Эти данные позволяют более уверенно сопоставить разрезы верхнего докембрия Игарского и Туруханского районов, достаточно резко отличающихся по составу пород и типу формаций, и выявить их



отчетливую структурно-фациальную зональность. При этом, если карбонатно-терригенные формации Туруханского комплекса слагают многоэпиклиналичную зону северной части Байкало-Енисейской складчатой системы байкалид, то существенно вулканогенные толщи верхнего докембрия Игарского района, по всей вероятности, принадлежат уже к эпигеосинклиналичной зоне той же системы байкалид.

#### ВНУТРЕННЕЕ СТРОЕНИЕ ФУНДАМЕНТА И ТИПЫ АНОМАЛЬНЫХ МАГНИТНЫХ ПОЛЕЙ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Строение и состав фундамента Сибирской платформы отражаются аномальными магнитными и гравитационными полями различных типов.

Значительная восточная и северо-восточная части Сибирской платформы охвачены обширной Анабаро-Алданской системой полосовых аномалий, прослеживающихся с выдержанным северо-западным простиранием от Алданского щита к Анабарскому массиву на огромном расстоянии, превышающем 1800 км. На юге и юго-западе Анабаро-Алданская система обрамлена широтной полосой пониженного магнитного поля, приуроченной к хребтам Становой и Джугджур и к бассейну р. Олекмы.

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

В области Вилюйской синеклизы Анабаро-Алданская система полосовых максимумов и минимумов пересекается почти под прямым углом Вилюйской линейной зоной пониженного магнитного поля и широтных магнитных максимумов, прослеживающейся на северо-восток от Уринского угла байкальской складчатой зоны на соединение с зоной магнитных максимумов Приверхоянья. Сложно изгибающаяся по простиранию система полосовых магнитных максимумов и минимумов западного и восточного Прибайкалья и Патомского нагорья, вытянутых в общем северо-восточном направлении, резко срезает Анабаро-Алданскую систему аномалий с юга и юго-запада.

В центральной и западной частях Сибирской платформы в пределах обширной Тунгусской синеклизы отмечается чрезвычайно своеобразное мозаичное, интенсивно варьирующее магнитное поле, нигде более не развитое на территории СССР. Главная особенность магнитного поля Тунгусской синеклизы заключается в повсеместном его осложнении многочисленными вторичными максимумами и минимумами, как правило, не имеющими отчетливого простирания.

В области западной и юго-западной окраин платформы, вдоль р. Енисей Тунгусская область интенсивно варьирующего мозаичного магнитного поля ограничена зоной протяженных полосовых минимумов и максимумов магнитного поля, которая прослеживается от восточной части Восточного Саяна через Енисейский кряж до Туруханского поднятия. На схеме внутреннего строения Сибирской платформы может быть выделен в настоящее время ряд крупных тектонических зон (рис. 23).

#### АЛДАНСКИЙ ЩИТ

Общие черты строения и состава складчатого докембрия Алданского щита, его эпиархейское ядро и складчатая зона хр. Станового отображаются в региональном магнитном поле.

Основные структурные элементы эпиархейского ядра Алданского щита — Алдано-Тимптонский (Иенгрский) массив гнейсов иенгрской серии и Тимптоно-Учурская складчатая зона археид, в свою очередь четко различающиеся по характеру собственных им магнитных аномалий (см. рис. 22, 23).

Алдано-Тимптонский массив, сложенный глубоко метаморфизованными гнейсами и кристаллическими сланцами иенгрской серии, характеризуется сложным по своему строению резко меняющимся положительным магнитным полем. Интенсивность значений магнитных аномалий колеблется в его пределах от 200–300 до 2000–3000 гамм. Обращает на себя внимание мозаичный характер магнитного поля массива, выражающийся в незакономерном расположении аномалий, не образующих отчетливо прослеживающихся зон и часто имеющих концентрически-кольцевое строение. Среди пород иенгрской серии в составе верхнеалданской свиты широко развиты обогащенные магнетитом основные кристаллические сланцы и гнейсы, а также железистые кварциты. Сильно магнитными и магнитными, кроме магнетитовых руд, являются железистые кварциты ( $\chi_{\text{ср.}} = 7000 \cdot 10^{-6}$  СГС), силлиманит-кордиеритовые, биотит-кордиеритовые гнейсы ( $\chi_{\text{ср.}} = 6450 \cdot 10^{-6}$  СГС) и пироксен-амфиболовые гнейсы ( $\chi_{\text{ср.}} = 4500 \cdot 10^{-6}$  СГС) (Малышев, 1968). В карбонатных и диопсидовых толщах пород федоровской свиты встречаются прослои метасоматов, иногда значительно обогащенных магнетитом. Аляскитовые граниты и разнообразные мигматиты в составе иенгрской серии архея обычно обладают повышенной намагнитченностью. Так, участки наиболее интенсивной мигматизации и широкого развития архейских гранитоидов в пределах Алдано-Тимптонского массива фиксируются повышенными магнитными полями интенсивностью до 100–1500 гамм и выше.

Таким образом, подавляющая часть метаморфических пород иенгрской серии и пронизывающих их магматических пород характеризуются повышенными магнитными свойствами и, вследствие этого, обуславливают в целом повышенное положительное магнитное поле Алдано-Тимптонского массива. В целом породы иенгрской серии наиболее магнитны среди серий алданского архея. Отдельные минимумы магнитного поля в его пределах отмечают слабомагнитные породы иенгрской серии: разнообразные кварциты и кристаллические сланцы и карбонатные породы ( $\chi_{\text{ср.}} = 70 \cdot 10^{-6}$  СГС).

Следует подчеркнуть высокую среднюю плотность широко распространенных метаморфических образований основного состава в иенгрской серии, равную 2,82–2,86 г/см<sup>3</sup> (Малышев, 1968), которая характерна в общем для базальтового слоя земной коры. Среди изверженных пород максимальную плотность имеют основные интрузии архея (3,0 г/см<sup>3</sup>). Плотность гранитов значительно ниже (2,58–2,65 г/см<sup>3</sup>). Точно такой же пониженной плотностью обладают кварциты, мраморы, кальцифиры, глиноземистые гнейсы и сланцы (2,70–2,75 г/см<sup>3</sup>).

Поле силы тяжести Алдано-Тимптонского массива относительно спокойное и отличается простой формой аномалий. Характерная особенность магнитных и гравитационных аномалий массива — совпадение их общих простираний, а часто контуров максимумов и минимумов, отражающих особенности состава и строения складчатых комплексов иенгрской серии. Так, крупные изометричные минимумы силы тяжести и кольцеобразные магнитные максимумы соответствуют Нижнетимптонскому и Алданскому куполам внутри Алдано-Тимптонского массива.

Юго-западная часть архейского Алдано-Тимптонского массива осложнена Чульманской наложенной впадиной мезозойского возраста, выполненной терригенными толщами юры и ограниченной с юга крутыми надвигами, поверхности скольжения которых имеют падение на юго-запад. В целом Чульманская впадина характеризуется пониженным магнитным полем и полосовым минимумом силы тяжести и лишь ее окраинная, юго-западная часть в бассейне р. Тунгурчи распространяется на полосу магнитных аномалий, ограничивающих с юга и запада рассматриваемый Алдано-Тимптонский массив иенгрской серии.

Повышенное мозаичное магнитное поле, соответствующее Алдано-Тимптонскому массиву, отображает, следовательно, весьма специфические древнейшие комплексы иенгрской серии, характеризующиеся отсутствием линейной складчатости, сложной мозаикой куполов и т.д.

Сложная Тимптоно-Учурская складчатая зона архейд эпиархейского ядра Алданского щита ярко отображается в полосовом магнитном поле в виде системы максимумов и минимумов. Выделяющиеся в пределах зоны отдельные антиклинории и синклинории (см. рис. 22, 23) отчетливо вырисовываются в магнитном поле полосами максимумов и минимумов той или иной интенсивности в соответствии с магнитными свойствами слагающих их пород тимптонской и желтулинской серий архея. Благодаря четкой дифференциации последних по магнитным свойствам представляется возможным более или менее обоснованно проследить контуры распространения пород тимптонской и желтулинской серий, а следовательно, и образованных ими структурных форм. При этом гиперстеновые и пироксен-амфиболовые гнейсы и кристаллические сланцы тимптонской серии ( $\chi = 1600-2600 \cdot 10^{-6}$  СГС; Малышев, 1968), как правило, обуславливают интенсивные полосовые аномалии магнитного поля, тогда как биотит-гранатовые, амфибол-гранатовые и другие гнейсы и сланцы желтулинской серии в основном очень слабомагнитные (преобладающее значение их магнитной восприимчивости варьирует в пределах  $60-160 \cdot 10^{-6}$  СГС) обычно оконтуриваются протяженными полосовыми минимумами магнитного поля.

В западной части Тимптоно-Учурской зоны, в бассейне рек Тимптон, Сеймдые и верховьях р. Гонам прослеживается полоса преимущественно гиперстеновых гнейсов тимптонской серии, слагающих Эльконский и Олонгринский антиклинории. Следует отметить, что в данном случае, как и далее, мы принимаем названия антиклинориев и синклинориев, предложенные Ю.К. Дзевановским (1958). Однако границы этих крупных структурных форм архея в составе Тимптоно-Учурской складчатой зоны в настоящее время часто проводятся иначе — в соответствии с особенностями их отображения в региональном магнитном поле, а также новыми геологическими данными. На всем протяжении эта полоса развития тимптонской серии фиксируется системой прерывистых магнитных аномалий северо-западного простирания, дугообразно поворачивающих в верховьях р. Ытымджи на восток, где она приобретает широтное направление. Восточный контур рассматриваемой полосы аномалий на всем своем протяжении полностью совпадает с границами развития пород тимптонской серии, контактирующих с породами желтулинской серии смежного Сутамского синклинория.

Крупный Сутамский синклинорий, сложенный переслаивающимися биотит-гранатовыми гнейсами и сланцами, мраморами и диопсидовыми породами желтулинской серии архея при незначительной роли основных вулканогенных толщ, четко оконтуривается полосой плавного, слабо отрицательного магнитного поля. Эта полоса прослеживается с северо-запада на юго-восток от северной границы Алданского щита до верховий рек Алгома и Тока, довольно резко расширяясь в южной части. Совпадение зон распространения пород желтулинской серии с полосами минимумов магнитного поля свидетельствует о возможности картирования пород желтулинской серии, отличающихся выдержанностью петрографического состава, с помощью магнитной съемки как в пределах выходов пород архея Алданского щита, так и под чехлом немагнитных осадочных образований.

Отрицательное магнитное поле Сутамского синклинория, изученное нами (Гафаров, 1965) в низовьях р. Тимптон наземными магнитометрическими профилями (рис. 24), осложнено рядом локальных аномалий интенсивностью от 200—300 до 2000 гамм. В магнитном поле хорошо выражается приуроченность Сутамского синклинория к зоне большого Тыркандинского глубинного разлома, вдоль которого линейным блокам холбохского комплекса амфиболитов отвечают интенсивные линейные максимумы. Тыркандинская аномальная зона, прослеживающаяся на расстоянии около 600 км при ширине от 5 до 22 км, соответствует глубинному разлому, наклоненному на восток под углами  $60-80^\circ$  (Краснов, 1964).

Тыркандинский глубинный разлом разделяет в пределах Тимптоно-Учурской зоны две структурно-фациальные подзоны, западная из которых (Сутамский синк-

линорий и др.) отличается незначительной ролью в ее строении основных вулканогенных толщ, тогда как в восточной подзоне они пользуются преобладающим развитием и представлены пироксеновыми кристаллическими сланцами общей мощностью до 14–15 км (Фрумкин, 1970). Видимо, западная зона закладывалась в основном на иенгском складчатом комплексе, тогда как восточная подзона не имела подобного основания и развивалась непосредственно на коре океанического типа (Фрумкин, 1970).

Восточнее рассмотренного Сутамского регионального минимума магнитного поля и Тыркандинского глубинного разлома выделяется очень четкая полоса магнитных аномалий, прослеживающаяся с северо-запада на юго-восток от северного ограничения Алданского щита через верховье р. Джелтулы и район устья

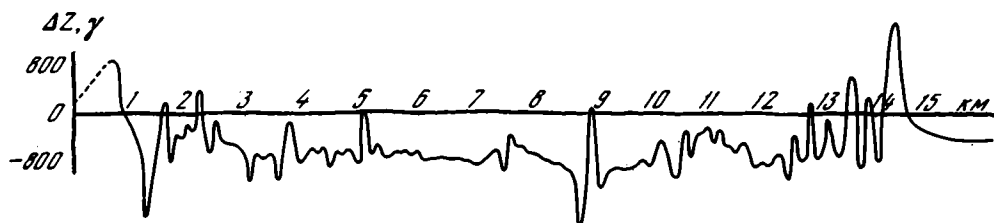


Рис. 24. Геологический и магнитометрический профиль на Алданском щите в районе устья р. Тимптон (по Р.А. Гафарову, 1971)

р. Сутам до верховий р. Идум. Интенсивность отдельных полосовых максимумов магнитного поля в ее пределах варьирует от 300–500 до 1500–2000 гамм. В целом рассматриваемая полоса магнитных максимумов отвечает западной окраине распространения разнообразных пород (в основном пироксеновых кристаллических сланцев) тимптонской серии. Они слагают здесь крупный Суннагинский антиклинорий, который еще очень слабо изучен. Ослабление интенсивности магнитного поля рассматриваемой зоны, вероятно, связано с изменением состава пород тимптонской серии в сторону уменьшения содержания магнитных компонентов, а также с общим региональным ослаблением процессов мигматизации архейских комплексов по сравнению с более западными районами Тимптоно-Учурской складчатой системы и Алдано-Тимптонского массива.

Многочисленные разломы и мезозойские щелочные интрузии, развитые в пределах Суннагинского антиклинория, обычно отображаются магнитными максимумами. Так, крупная интрузия послееюрских щелочных пород в верховье р. Джелтулы четко фиксируется локальным максимумом интенсивностью до 2500–3000 гамм. Восточнее рассмотренного Суннагинского антиклинория в пределах восточной окраины Алданского щита выделяется ряд синклинориев, сложенных в основном породами желтулинской серии и разделенных, видимо, сравнительно узкими полосами антиклинориев, образованных отложениями тимптонской серии. Однако в большей части эти складчатые структуры перекрыты платформенным чехлом рифейских и кембрийских отложений.

Даже краткий анализ региональной геофизической характеристики эпиархейского ядра Алданского щита показывает, что в магнитном поле этой его части отображаются основные структурные элементы.

К сходным выводам пришел также А.И. Краснов (1964), который отметил, что для западного (Центрально-Алданского) района рассмотренной части Алданского щита характерно концентрически-зональное, а для восточной — дугообразное расположение магнитных аномалий. Вместе с тем А.И. Краснов на основании структурно-корреляционных схем выделил разнообразные типы магнитных полей, соответствующие отдельным свитам в составе крупных серий алданского архея. Нами же обращается большое внимание на отображение отдельных антиклинориев (тимптонская серия) и синклинориев (желтулинская серия) в виде чередующихся региональных максимумов и минимумов магнитного поля.

Правильная дугообразно-полосовая структура магнитного поля Тимптоно-Учурской зоны — одна из наиболее ярких особенностей этой протогоэосинклинальной системы архейд, сложенной мощными толщами основных кристаллических сланцев и развивавшейся, видимо, непосредственно на базальтовом субстрате и верхней мантии (коре океанического типа). С этой точки зрения значительный интерес представляют данные по характеристике плотности пород тимптонской и джелтулинской серий в составе Тимптоно-Учурской зоны (Малышев, 1968; Фрумкин, 1970). При определении средней плотности всего разреза этих серий по гранулитовым негранитизированным породам были получены значения  $\sigma_{\text{ср.}} = 2,90 \text{ г/см}^3$ , соответствующие плотностным характеристикам базальтового слоя земной коры.

В дальнейшем, по мере гранитизации основных гранулитовых комплексов средняя плотность всего разреза тимптонской и джелтулинской серий снизилась до  $2,72 \text{ г/см}^3$ , соответствующих плотностным характеристикам гранитного слоя земной коры.

### Чарско-Олекминская зона

Северо-западная часть Алданского щита в бассейне рек Олекмы и Чары (Чарско-Олекминская зона) отличается в целом нормальным пониженным магнитным полем. На этом фоне выделяются субмеридиональные максимумы, которые прослеживаются далеко на север за пределы выходов складчатого докембрия Алданского щита. К западу от западной окраины эпиархейской части Алданского щита резко выделяется крупная магнитная аномалия интенсивностью свыше 2000 гамм, прослеживающаяся в меридиональном направлении от верховий р. Чуга вдоль верхнего течения р. Амги в верхнее течение р. Туолбы. К Амгинской магнитной аномалии приурочены шовные прогибы, выполненные эффузивно-осадочными формациями нижнего протерозоя и ограниченные вдоль западных крыльев разломами типа надвигов.

Таким образом, есть основания полагать, что в целом большой Амгинский магнитный максимум отображает глубинный разлом, ограничивающий с запада эпиархейскую часть Алданского щита.

Полосы субмеридиональных магнитных максимумов на правобережье р. Олекмы, в среднем и верхнем течении р. Токко и в бассейне р. Чары отражают складчатые комплексы архейских и нижнепротерозойских гнейсов и сланцев, собранных в складки того же субмеридионального простирания (см. рис. 23).

Особенно четкими линейными интенсивными максимумами магнитного поля фиксируются нижнепротерозойские шовные прогибы, в строении которых наряду с эффузивами, гнейсами и кристаллическими сланцами принимают участие магнетитовые и магнетит-гематит-железистые кварциты. В настоящее время выявлено и описано более десятка подобных грабенообразных шовных прогибов (палеоавлакогенов; Лейтес и др., 1970). Массивы раннепротерозойских куандинских гранитоидов, а также широко распространенные в пределах Олекмо-Витимской горной страны гранитоиды чуйско-кодарского комплекса обычно фиксируются магнитными и гравитационными минимумами. Обширная по площади нижнепротерозойская гранитизация в пределах Чарско-Олекминской зоны, отмечающая завершение формирования гранитного слоя (1800–1600 млн. лет), обусловила общее понижение интенсивности магнитного поля в ее пределах. Точно так же пониженным магнитным полем характеризуется Кодаро-Удоканский прогиб, выполненный практически немагнитными терригенными формациями удоканской серии (см. рис. 23).

Курультино-Гонамский блок Алданского щита, ограниченный с севера и юга протяженными глубинными надвигами, отображается сложной по строению полосой в целом повышенного магнитного поля широтного простирания, в пределах которого обособляются отдельные неправильные по форме максимумы. Так, выделяются субширотный максимум интенсивностью порядка 500–700 гамм в верховьях р. Сутам, широтные максимумы в верховьях рек Чульман, Алдан, субме-

ридиональный максимум в верховьях р.Тунгурчи и др. Повышенное магнитное поле Курультино-Гонамского блока, местами имеющее мозаичное строение, обусловлено толщами основных силлиманит-гиперстеновых кристаллических сланцев, метаморфизованных в гранулитовой фации и слагающих своеобразные чашеобразные формы (см. рис. 23). Глубинные надвиги, ограничивающие Курультино-Гонамский блок, отражаются резкими градиентами поля и полосами локальных максимумов.

Преимущественное развитие в составе курультино-гонамского комплекса глубоко метаморфизованных основных вулканогенных толщ свидетельствует о формировании его на коре океанического типа (Фрумкин, 1970). В целом Курультино-Гонамский блок, видимо, представляет базальтовый субстрат, выведенный на поверхность в зоне крупнейших глубинных надвигов, ограничивающих с юга эпиархейское ядро Алданского щита (Павловский, 1970).

### Зона Станового хребта

Складчатая зона Станового хребта, ограничивающая с юга эпиархейское ядро Алданского щита, характеризуется в основном широтными простирациями максимумов в целом пониженного магнитного поля. Их простираение отличается от северо-западных и субмеридиональных простираций архейд. Четкое отражение в виде магнитных максимумов вдоль зоны глубинных разломов имеют некоторые массивы анортозитов и габбро-анортозитов. В то же время крупный Олекминский массив анортозитов не фиксируется непосредственно в магнитном поле. Он приурочен к окраинной части полосы магнитных минимумов вдоль северной границы складчатой зоны Станового хребта.

Региональная система краевых разломов Монголо-Охотского пояса (Нагибина, 1963), ограничивающих с юга складчатую зону Станового хребта Алданского щита, обычно отражается в магнитном поле узкими линейными максимумами и минимумами, совпадающими по местоположению с разломами. Так же фиксируется зона больших разломов восточнее р. Витим, на стыке зоны хр. Станового и структур байкальской складчатой зоны.

Архейские породы Станового хребта (породы алданского типа), претерпевшие в нижнем протерозое интенсивную гранитизацию, отображаются в целом пониженными магнитными полями часто мозаичного строения. Они, таким образом, отличаются по региональной геофизической характеристике от соответствующих им по возрасту комплексов эпиархейской части Алданского щита, представляя, следовательно, наиболее гранитизированный в нижнем протерозое выведенный на поверхность базальтовый субстрат.

Протерозойские отложения, широко развитые в западной части Становой зоны, характеризуются полосовыми магнитными максимумами северо-северо-восточного простираения. Полосы магнитных максимумов связаны здесь с гранат-магнетитовыми, куммингтонитовыми, биотитовыми кварцитами и др. (Кориковский, 1967). Древнестановые граниты (Мошкин, 1961), которые играют чрезвычайно важную роль в строении и развитии складчатой зоны Станового хребта, обычно фиксируются минимумами магнитного поля. Особенно наглядные соотношения такого рода отмечены в районах сел Нагорное, Тындинское, Усть-Нюкжа и в верховьях рек Гилуй и Геткан и т.д. В то же время мезозойские интрузии гранитоидов, также широко развитые в пределах складчатой зоны Станового хребта, четко фиксируются положительными магнитными максимумами. Так, крупный региональный максимум имеется в среднем течении р. Олекмы, где развиты многочисленные мезозойские интрузии в пределах поля распространения древнестановых гранитов.

Сопоставление основных складчатых зон и массивов Алданского щита с соответствующими им региональными магнитными аномалиями позволяет наметить некоторые закономерности связи между ними и установить общую характеристику в магнитном поле разновозрастных складчатых комплексов архея и нижнего протерозоя.

В пределах эпиархейской части Алданского щита более древний Алдано-Тимптонский массив с его куполами имеет весьма четкую геофизическую характеристику

и противопоставляется по стилю строения линейным складчатым формам Тимптоно-Учурской зоны. На примере центральной части Алданского щита выявляется, по Е.В. Павловскому (1970), "... особый этап геологической истории раннего докембрия — переход от нуклеарной стадии к протогеосинклинальной" (стр. 26). Важно подчеркнуть, что в магнитном поле всей эпиархейской части Алданского щита ярко вырисовывается ее общее единство, выражающееся в отличие интенсивных аномалий этой области от региональных пониженных магнитных полей зон Станового хребта и Чарско-Олекминской. Две последние зоны, разделенные Курультино-Гонамским блоком, характеризуются весьма сходными в целом пониженными региональными магнитными полями, отображающими интенсивную региональную гранитизацию развитых здесь архейских комплексов, переработанных складчатыми нижнепротерозойскими (карельскими) движениями. Эти зоны выступают, таким образом, как области развития наиболее гранитизированных архейских комплексов базальтового субстрата, выведенного на поверхность, где процессы формирования гранитного слоя (гранитизации и складчатости) в нижнем протерозое развивались вплоть до формирования зон гранитного куполообразования и шовных складчатых структур, наследующих простираения архейд.

### СЕВЕРНЫЙ И ВОСТОЧНЫЙ СКЛОНЫ АЛДАНСКОГО ЩИТА

Основные зоны магнитного поля Алданского щита, соответствующие его эпиархейской части (Алдано-Тимптонский массив, Тимптоно-Учурская складчатая зона), а также Чарско-Олекминской зоне, прослеживаются с тем же простираением к северу от границы выходов складчатого докембрия примерно до центральной части междуречья Лены и Вилюя, отражая их далекое распространение под платформенным чехлом (см. рис. 23).

Погребенное продолжение Чарско-Олекминской складчатой зоны хорошо отмечается полосой пониженного магнитного поля, которая суживается севернее р. Лены. На западе она резко ограничена большим глубинным разломом на стыке с байкалидами Патомского нагорья. Породы фундамента, сходные с образованиями олекминской серии, в его пределах вскрыты скважиной в г. Олекминске.

Зона мозаичного повышенного магнитного поля Алдано-Тимптонского массива распространяется далеко к северу и северо-западу от границы щита, несколько сужаясь в среднем течении р. Амги и истоках р. Туолбы. По-видимому, она очерчивает погребенное продолжение массива гнейсов иенгской серии. Аналоги последних вскрыты в этом районе несколькими скважинами на реках Толба и Лена.

Мощная зона полосовых максимумов и минимумов магнитного поля Тимптоно-Учурской зоны Алданского щита прослеживается далеко к северу от выходов архея на обширных пространствах Лено-Алданского междуречья, отражая погребенное продолжение ее крупных синклиналиев и антиклиналиев. Особенно ярко выделяется большая полосовая Якутская магнитная аномалия, которая протягивается на расстояние 500 км и, вероятно, отражает глубинный разлом фундамента (типа Тыркандинского в пределах Алданского щита) и сопровождающую его систему складчатых шовных прогибов. Массивы интенсивно намагниченных пород, приуроченных к Якутскому глубинному разлому, характеризуются значительной вертикальной мощностью. Нижние кромки этих магнитных массивов, по вычислениям Г.И. Штеха (1965), залегают на глубине около 16 км. Якутский глубинный разлом выражен в рельефе фундамента уступом амплитудой около 1—2 км, а также флексурой осадочного чехла.

В региональном магнитном поле находит отчетливое отображение восточная граница эпиархейского ядра Алданского щита и юго-восточной части Сибирской платформы в целом. На правобережье р. Алдан, на участке от низовий р. Юдомы до устья р. Томпо четко выделяется Хандыгский региональный магнитный максимум субмеридионального простираения. В северной части этого максимума в районе села Хандыга особенно резко обособляется изометричная аномалия интенсивностью до 1000 гамм. На юго-западе Хандыгский региональный максимум и

соответствующий ему блок фундамента резко ограничивается узкой полосой магнитного минимума, которая прослеживается, с северо-западным простираем через село Усть-Мая на село Нечим и, по-видимому фиксирует большой разлом фундамента.

Рассматриваемый Хандыгский региональный максимум магнитного поля и по-лосовые аномалии к югу от него, непосредственно связанные со складчатым до-кембрием восточной окраины Алданского щита, отображают крупный массив фундамента, ограничивающий с востока по большому разлому, по-видимому, более молодую Тимптоно-Учурскую складчатую зону. К северу и востоку от Хан-дыгского регионального максимума характер магнитного поля резко меняется. Уже в южной и восточной частях Верхоянского хребта, в полосе палеозойских и мезозойских пород Приверхоянского краевого прогиба и Верхоянской складчатой системы оно приобретает плавный характер и выражено Южно-Верхоянским регио-нальным минимумом магнитного поля.

Граница резкой смены магнитного поля, соответствующая здесь восточной грани-це Сибирской платформы, выражена на поверхности большим Сетта-Дабанским разломом, который четко фиксируется линейными системами локальных магнит-ных максимумов (см. рис. 23). А.И. Краснов (1964) выделяет их в качестве Нель-канской зоны магнитных аномалий, указывая, что они отвечают зоне глубинных разломов, наклоненных к востоку. Восточнее этих разломов, уже в пределах Юж-но-Верхоянского синклиория мезозойских, резко усиливается интенсивность склад-чатости, а также увеличиваются мощности и изменяются фации отложений рифея. Таким образом, в этом районе в магнитном поле четко фиксируется граница Сибирской платформы, соответствующая границе структурно-фациальных зон ри-фея (платформенной и многогеосинклиальной). Она выражена сменой больших изометричных максимумов региональным Южно-Верхоянским минимумом маг-нитного поля.

#### ВИЛЮЙСКАЯ ЗОНА

Примерно в области центральной части междуречья Лены и Вилюя погребенные продолжения вышеназванных структурных элементов северного и восточного скло-нов Алданского щита и соответствующие зоны южной части обширной Анабаро-Алданской системы довольно резко ограничиваются субширотной Вилюйской зо-ной пониженного магнитного поля и широтных магнитных максимумов (см. рис. 23). Она протягивается от Патомского входящего угла Сибирской платфор-мы на северо-восток к области магнитных минимумов Верхоянской складчатой системы. Северо-северо-западное простираение магнитных аномалий, свойственное Алданскому щиту, вновь появляется к северу от Вилюйской зоны в пределах северной части Анабаро-Алданской системы.

Относительно природы, структурного положения и возраста фундамента Вилюй-ской зоны, еще очень слабо изученного бурением (Тимофеев, Маршинцев, 1970), существуют различные точки зрения. Н.С. Шатский еще в 1932 г. предполагал, что складчатая система байкалитид протягивается к северо-востоку от Байкало-Патомского нагорья, образуя фундамент Вилюйской впадины и разделяя тем са-мым Алданский и Анабарский щиты. Одна из распространенных точек зрения на строение Вилюйской зоны (Спижарский, 1958, 1964; Замараев, 1961; 1965; Штех, 1965) заключается в предположении приуроченности Вилюйской зоны пониженно-го поля к глубокой впадине архейского фундамента, или Вилюйскому авлакоге-ну (Косыгин, 1962; Гришин и др., 1967).

Г.И. Штех (1965), подробно рассмотревший глубинное строение и историю тек-тонического развития Вилюйской впадины, при обосновании архейского возраста ее фундамента объясняет существование крупной Вилюйской зоны отрицательного магнитного поля размагничиванием пород основания, которые, по его мнению, погружены здесь в область температур, превышающих точку Кюри. Отметим, однако, что предположение Г.И. Штеха не может считаться сколько-нибудь обосно-ванным, так как во многих районах Восточно-Европейской платформы и других



областях (Борисов, Круглякова, 1967) при еще более глубоком погружении магнитных масс не отмечается столь резкого изменения магнитного поля. Скорее такое изменение можно объяснить, принимая значительную переработку фундамента в пределах Вилуйской зоны.

Согласно другой точке зрения (Шатский, 1932; Шатский и др., 1957; Лутц и др., 1962; Николаевский, 1968, 1969; Салоп, 1960; Фрадкин, 1961, 1962; Леонтьев, 1963; Гафаров, 1965), отчетливое срезание полосовой Вилуйской зоной пониженного магнитного поля северо-западных магнитных аномалий Алданского и Анабарского щитов свидетельствует о том, что она фиксирует зону более молодой нижнепротерозойской и, возможно, байкальской складчатости. К.Б. Мокшанцев (1969) предполагает широкое распространение на сложно расчлененном архейском основании Вилуйской зоны ниже- и среднепротерозойских орогенных комплексов.

Имеющиеся в настоящее время геолого-геофизические данные, следовательно, не дают оснований для однозначных суждений о возрасте Вилуйской зоны фундамента. В пределах зоны фундамент вскрыт скважиной в районе Сунтарского поднятия на глубине 368 м, где он сложен кристаллическими сланцами и гранодиоритами, пронизанными жилами аляскитовых гранитов, пегматитов и плагиогранитов. Весьма вероятно продолжение Чарско-Олекминской складчатой зоны к северу и затем к северо-востоку в пределы Вилуйской зоны. Геолого-геофизические данные указывают на сильную раздробленность земной коры Вилуйской зоны. По поверхности фундамента в пределах Вилуйской зоны выделяется ряд линейных впадин (с глубинами от 6—8 до 10—15 км, по данным сейсморазведки и магнитометрии), разделенных резкими горстообразными поднятиями (Сунтарский и др.). По данным сейсмических профилей (Еловских, 1971 г.), в глубинном строении впадин участвуют мощные рифейские отложения (до 5 км в Кемпендйском прогибе и т.д.). Несомненно, что строение и возраст основания этой зоны фундамента должны трактоваться в тесной связи с данными о структуре, положении и простирании складчатой зоны байкалид Байкальской складчатой области (Клитин и др., 1970).

#### ОЛЕНЕКСКИЙ МАССИВ

В пределах северо-восточного внешнего угла Сибирской платформы выделяется Оленекская зона повышенного мозаичного магнитного поля, которая в то же время отличается повышенными значениями силы тяжести. Резкое отличие ее региональной геофизической характеристики от Анабаро-Алданской системы полосовых магнитных аномалий, несомненно, вызвано слабомагнитными и весьма плотными метаморфическими комплексами. Последние залегают под докембрийскими складчатыми образованиями, которые выступают в своде Оленекского поднятия и отличаются невысокой степенью метаморфизма. Как известно (Спижарский, 1958), породы докембрия Оленекского поднятия, представленные в основном сланцами и песчаниками, резко отличны по степени метаморфизма и составу от архейских образований Анабарского массива и Алданского щита. В связи с этим почти все исследователи относили их к нижнепротерозойским образованиям.

Определения радиометрического возраста синорогенных гранитов и метаморфических толщ Оленекского поднятия (1770—1830 млн. лет), проведенные в последнее время калий-аргоновым методом (Виноградов, Красильщиков, 1963), показывают, что основная фаза складчатости, очевидно, проявилась здесь на рубеже архея и нижнего протерозоя или в самом начале последнего. В.А. Виноградов и А.А. Красильщиков на основании этих определений сделали вывод о том, что породы фундамента Оленекского поднятия в отличие от образований Анабарского и Алданского щитов формировались в несколько иных условиях, которые определили меньшую степень метаморфизма исходных первично осадочных отложений.

Приуроченность повышенного поля силы тяжести к Оленекской зоне пониженного магнитного поля свидетельствует о весьма плотных образованиях в глубинных зонах фундамента, которыми не могут быть песчано-сланцевые толщи, выходящие

на поверхность в своде Оленекского поднятия. Видимо, эти плотные и слабонамагниченные породы слагают здесь глубинные зоны земной коры. Данные вычислений по расплывчатым магнитным максимумам в пределах Оленекского поднятия показывают, что верхние кромки намагниченных масс залегают на глубинах в среднем в 3 км и более (Николаевский, 1968).

Магнитное поле, наблюдаемое над Оленекским поднятием, также показывает, что фундамент последнего расчленен разломами на ряд блоков. В восточной части выступа, судя по магнитному полю, значительным развитием пользуются магматические породы. Оленекская зона пониженного мозаичного магнитного поля, видимо, фиксирует массив гнейсов архея, более древних по сравнению с линейными складчатыми зонами Анабаро-Алданской протогеосинклинальной системы. С этой точки зрения, становится понятной сравнительно слабая степень метаморфизма пород протерозоя (протоплатформенного чехла) в своде Оленекского поднятия и приуроченность к Оленекскому архейскому массиву максимума силы тяжести. Э.Э. Фотиади и Ф.С. Мойсеев (1967) включают Оленекский массив в состав Оленекско-Алданской зоны раннеархейских структур.

Граница Оленекского массива с обтекающими его с запада и юго-запада линейными зонами Анабаро-Алданской системы выражена, судя по данным аэромагнитной съемки, глубинным разломом фундамента. На востоке Оленекская зона пониженного магнитного поля также резко срезана системой больших полосовых максимумов, прослеживающихся с меридиональным простиранием вдоль границы Приверхоянского краевого прогиба с Верхоянской складчатой системой мезозойд (Пушаровский, 1960б). Вероятно, эта система полосовых магнитных максимумов фиксирует зону крупных глубинных разломов, ограничивающих с востока Сибирскую платформу, докембрийский фундамент которого, судя по данным аэромагнитной съемки, круто погружаясь, распространяется далеко за пределы Приверхоянского краевого прогиба и окраинной зоны мезозойд Верхоянского антиклинория (Симоненко, Толстихина, 1965).

#### АНАБАРСКИЙ ШИТ

Метаморфические образования Анабарского щита характеризуются резко дифференцированным магнитным полем, которое выражено системой чередующихся линейных максимумов, параллельных общему северо-западному простиранию складчатых образований архея. Аномальные зоны магнитного поля Анабарского массива, имеющие вид протяженных полос, по своему характеру и интенсивности разделяются на ряд типов, соответствующих сериям пород Анабарского архея (см. рис. 23).

Наиболее древние образования далдынской серии архея в центральной части Анабарского массива образуют две широкие полосы, которые характеризуются интенсивной намагниченностью вследствие повышенного содержания магнетита (их магнитная восприимчивость в среднем составляет  $300 \cdot 10^{-6}$  СГС). Породы этой серии в целом наиболее магнитны (Геологические результаты. . . , 1967) по сравнению с породами других серий Анабарского массива и в магнитном поле отмечаются интенсивными полосовыми максимумами, которые обычно осложнены многочисленными локальными аномалиями интенсивностью свыше 4000 гамм. Магнетитовые сланцы далдынской серии в центральной части массива создают магнитные аномалии до 10 000 гамм. Метаморфические породы верхнеанабарской серии, также характеризующиеся повышенной намагниченностью (но меньшей, чем породы далдынской серии), в свою очередь, фиксируются полосовыми магнитными аномалиями, среди которых, однако, не встречается столь интенсивных и варьирующих, как в случае далдынской серии.

Таким образом, для центральной части Анабарского массива имеются объективные данные аэромагнитной съемки, которые подтверждают возможность расчленения верхнеанабарской и далдынской серий. В юго-западной части Анабарского массива, где на геологических картах выделяется далдынская серия, по характеристи-

ке магнитного поля можно скорее предполагать развитие пород верхнеанабарской серии. Они резко контактируют здесь с немагнитным массивом гранитоидов, перекрытых платформенным чехлом.

Породы верхнеламайского комплекса Анабарского массива (Рабкин, Вишневский, 1968), отличающиеся в общем незначительной намагниченностью, фиксируются сложным знакопеременным, преимущественно отрицательным магнитным полем. Сильная изрезанность магнитного поля над породами этой серии обусловлена их повсеместной мигматизацией. Но в ряде случаев мигматиты имеют повышенную намагниченность и фиксируются локальными максимумами. Породы верхнеламайского комплекса прорваны многочисленными интрузиями аляскитовых гранитов, особенно в юго-восточной части Анабарского массива, где фиксируются довольно сложным магнитным полем.

Метаморфические породы хапчанской серии Анабарского массива, являющиеся в основном практически немагнитными образованиями, по данным аэромагнитной съемки четко оконтуриваются в виде полосовых минимумов магнитного поля. На востоке щита породы хапчанской серии выделяются в виде полосы, суживающейся с юга на север. Аэромагнитная съемка отмечает в ее пределах ряд продольных разрывов, зон катаклаза и милонитизации, которые фиксируются линейными вытянутыми локальными максимумами. Породы хапчанской серии, судя по характеру магнитного поля, развиты и на крайнем северо-востоке Анабарского массива, где они граничат с образованиями верхнеанабарской серии. Еще далее к востоку и северо-востоку, в области погружения складчатого докембрия под платформенный чехол рифейских отложений, распространены, судя по развитию пониженного магнитного поля, преимущественно верхние серии архея Анабарского щита. В основном это, видимо, породы хапчанской серии.

В пределах Анабарского массива, который, как мы видели, характеризуется исключительно выдержанным полосовым строением магнитных аномалий, не отмечается участков развития мозаичного магнитного поля, которые на Алданском щите свойственны древнейшим образованиям иенгурской серии архея (Алдано-Тимптонский массив). Эти данные совпадают с основанными на анализе формаций архея выводами Б.Г. Лутца (1959) об отсутствии в пределах Анабарского массива аналогов иенгурской серии.

Характерная особенность архейских образований Анабарского массива — их более значительная намагниченность по сравнению с интенсивностью намагниченности пород Алданского архея. Такие особенности дали основание некоторым исследователям (Спижарский, 1964; Булина, Спижарский, 1965) противопоставлять друг другу архейские образования этих двух выступов фундамента и отрицать их приуроченность к единой складчатой системе. В частности, предполагается, что в пределах Анабарского массива фундамент сложен более молодыми архейскими образованиями по сравнению с распространенным к юго-востоку от нее археем Алданского щита. Однако структурное единство Анабаро-Алданской протогеоинклинальной системы археид, расчлененной в протерозое Виллюйской зоной на два крупнейших блока, четко выступает в региональных особенностях расположения и простираения крупных максимумов и минимумов его магнитного поля.

#### АНАБАРО-АЛДАНСКАЯ СИСТЕМА (СЕВЕРНАЯ И ЮГО-ЗАПАДНАЯ ЧАСТИ)

Интенсивные полосовые магнитные аномалии Анабарского щита образуют обширную виргацию, расходящуюся в виде линейных зон к югу и юго-востоку. Важно отметить, что подобное веерообразное строение магнитного поля свойственно всей грандиозной Анабаро-Алданской системе линейных магнитных аномалий, особенно резко расширяющейся в своей южной части (см. рис. 23).

В пределах северной части Анабаро-Алданской системы особенно отчетливо выделяются протяженные Жиганская и Котуйско-Виллюйская зоны полосовых магнитных максимумов и минимумов, между которыми обособляется Тюнгская об-

ласть мозаичного магнитного поля. Жиганская зона интенсивных магнитных максимумов, выделяющаяся в окраинной северо-восточной части Анабарско-Алданской системы по границе ее с Оленекским массивом, прослеживается через восточную часть Анабарского щита до р. Лены на юго-востоке и далее в пределы Приверхо-янского краевого прогиба на расстоянии около 1000 км при ширине 30–40 км. По-видимому, Жиганская зона на всем своем протяжении фиксирует складчатую полосу (типа крупного антиклинория) в основном высоконамагниченных образований далдынской серии. Линейные интенсивные максимумы вдоль ее юго-западного края, вероятно, отвечают глубинным разломам фундамента, которые отмечаются здесь и дайками основных пород в составе платформенного чехла. Жиганская зона резко ограничивает с северо-востока область мозаичного магнитного поля в бассейне рек Тунг и Марха. Это поле, очевидно, отображает один из древнейших массивов в составе Анабаро-Алданской протогео-синклинальной системы. Вероятно, предполагаемый Тунгский массив фундамента сложен аналогами иенгурской серии архея Алдано-Тимптонского массива Алданского щита.

В восточной части Котуйско-Вилюйской зоны обособляется Анабаро-Мирненская полоса линейных аномалий (Мокшанцев, 1969), прослеживаемая через верховье рек Оленек, Марха, Вилюй на г. Мирный и пос. Мухтуй, по данным геофизики, бурения и на основании изучения ксенолитов пород фундамента в кимберлитовых трубках. Полосовые минимумы в северной части Анабаро-Мирненской подзоны, по-видимому, отображает распространение пород халчанской свиты в пределах синклинориев, тогда как интенсивные линейные максимумы отображают более древние и магнитные комплексы (далдынской и верхнеанабарской свит) в пределах антиклинориев.

Против северо-западного острого угла Тунгского массива Жиганская и Котуйско-Вилюйская зоны расходятся к юго-юго-востоку и юго-юго-западу в виде обширной виргации. Последняя прослеживается через западную окраину Анабарского массива вдоль всей западной части Анабаро-Алданской системы, фиксируя, таким образом, в ее составе крупнейшую складчатую зону, сложенную аналогами метаморфических толщ Анабарского архея. Западная и восточная границы Котуйско-Вилюйской зоны выражены, судя по данным аэромагнитной съемки, протяженными глубинными разломами (Анабаро-Саянским на западе), которые намечаются и по геологическим данным дислокациями платформенного чехла (Краснов и др., 1966). Многочисленные локальные максимумы и минимумы магнитного поля, развитые в этой восточной части Тунгусской синеклизы на фоне больших полосовых аномалий фундамента Котуйско-Вилюйской зоны, объясняются широким распространением траппов в составе платформенного чехла.

На юго-западе, в области верхнего и среднего течения р. Нижней Тунгуски, к Котуйско-Вилюйской зоне с юга приключается Ангаро-Ленская зона полосовых магнитных максимумов (Гафаров, 1965, 1967, 1971б). Она входит, таким образом, в состав юго-западной части грандиозной Анабаро-Алданской системы, отделяясь от более восточных частей последней глубинным разломом (Штутин и др., 1970). На юго-западе Ангаро-Ленская зона максимумов распространяется до верховий р. Ангары и Шарыжалгайской глыбы Присяня, указывая, что фундамент юго-восточной части Иркутского амфитеатра сложен аналогами складчатых архейских образований Анабарского массива и Шарыжалгайского выступа. Это предположение хорошо подтверждается совпадением простираций магнитных аномалий в верховье р. Ангары с северо-северо-западной (до меридиональной) на западе ориентировкой структур архея Шарыжалгайского выступа. Ранее подобные выводы были сделаны Т.Н. Спизарским (1964). Как отмечает Л.В. Витте (1972), в восточной части Шарыжалгайского выступа наименее переработанные гранулитовые комплексы (с возрастом 3000–2350 млн. лет) пород (Геохронология докембрия. . . , 1968) имеют магнитную восприимчивость до  $2100-4390 \cdot 10^{-6}$  СГС и выше и отмечаются субширотными максимумами. В западной части выступа, охваченной процессами протерозойской мигматизации и гранитизации (с возрастом 1800 млн. лет), прослеживаются чередующиеся полосы максимумов и минимумов субмеридионального простираения.

К северу от Шарыжалгайского выступа в пределах Ангаро-Ленской зоны породы фундамента вскрыты Бельской, Тыретской (древние гранито-гнейсы и биотитовые гнейсы) и Кутулинской скважинами. В разрезе скважин обнаружены зеленые серицито-кварцевые сланцы, видимо нижнепротерозойского возраста. Сходные образования в краевой части Ангаро-Ленской зоны вскрыты на небольшой площади 40 скважинами значительно севернее, на р. Лена, в пределах Марковского поднятия (Флоренская, Никишин, 1970) и представлены метаморфическими сланцами и гранитами. Среди метаморфических пород здесь различаются амфибол-хлоритовые, хлоритовые и серицит-кремнистые сланцы, а также ортоамфиболиты (Флоренская, Никишин, 1970).

Изверженные породы выражены биотитовыми гранитами, катаклазированными и милонитизированными в зоне крупнейшего Саяно-Анабарского глубинного разлома. Абсолютный возраст гранитов 1050–1200 млн. лет. В то же время радиометрический возраст рифейских пород чехла в этом районе равен 1350–1600 млн. лет (Геохронология докембрия. . . , 1968).

Судя по приуроченности к южной части Ангаро-Ленской зоны крупного минимума силы тяжести, есть основания предполагать, что в составе фундамента здесь принимают участие мощные складчатые образования нижнего протерозоя, вскрытые Марковской скважиной. Характерна, как и в области склонов Алданского и Анабарского щитов, унаследованность нижнепротерозойскими структурами простираения архейских структур. Таким образом, обширная Анабаро-Алданская протогеосинклинальная система отличается весьма неоднородным строением. Многие ее части, по-видимому, закончили свое развитие уже в нижнем протерозое, отмечая эпинижнепротерозойский возраст фундамента Сибирской платформы в целом.

#### ТУНГУССКИЙ МАССИВ

Тунгусская область мозаичного магнитного поля, охватывающая центральную и западную части Тунгусской синеклизы и северную часть Иркутского амфитеатра, отображает весьма своеобразный по составу и внутреннему строению крупнейший структурный элемент докембрийского фундамента Сибирской платформы.

Относительно возраста, природы и строения фундамента Тунгусской синеклизы (ее центральной и западной частей) в настоящее время существует несколько различных точек зрения. С.В. Обручев (1932–1933) первый указал на вероятное существование в центральной части Сибирской плиты в пределах выделенного им Тунгусского бассейна древней глыбы, погружившейся по ограничивающим ее разломам. В этой связи очень интересными явились выводы В.С. Соболева (1936) о том, что основная масса траппов приурочена к краевым частям Тунгусского бассейна. Представления о преимущественно архейском возрасте фундамента Тунгусской впадины, как и Сибирской платформы в целом, в последнее время развивались Т.Н. Спижарским (1958) и Л.И. Салопом (1960), выделявшим Ангарскую платформу, а также Ю.А. Косыгиным (1962) и др. Э.Э. Фотиади (Фотиади, Кузнецов, 1964; Фотиади, Моисеенко, 1967) были намечены в фундаменте западной и центральной частей Тунгусской синеклизы Нижне-Тунгусский, Ангарский и Котуйско-Вилуйский нижнеархейские блоки фундамента, разделенные Центрально-Тунгусской и Катангской среднепротерозойскими складчатыми зонами и большими глубинными разломами. Сходные взгляды были высказаны в общей форме также Л.Н. Леонтьевым (1963). По его мнению, фундамент Тунгусской синеклизы образован рядом архейских глыб, спаянных сложной системой протерозойских подвижных поясов. Наконец, Н.П. Васильковский и А.А. Предтеченский (1964) развивали весьма своеобразную точку зрения о том, что фундамент Тунгусской впадины представляет собой сохранившийся участок базальтовой коры.

Данные региональных геофизических исследований позволяют в настоящее время несколько определеннее подойти к решению проблемы возраста и строения фундамента центральной и западной частей Тунгусской синеклизы. Многочисленные интенсивно-варьирующие локальные максимумы и минимумы магнитного

поля, развитые в этой области на фоне крупных субширотных и дугообразных магнитных аномалий, связаны, как и в восточной части Тунгусской синеклизы, с отдельными телами, покровами и массивами траппов Тунгусского комплекса. Л.В. Булина (1964) и Г.Ф. Кузнецов (1967) выделяют среди зон магнитных аномалий над траппами ряд типов локальных максимумов, резко отличающихся по своему характеру и интенсивности от аномалий, обусловленных глубоко залегающими породами фундамента. В целом траппы не оказывают существенного влияния на общий уровень магнитного поля Тунгусской синеклизы, хотя нередко узкие локальные максимумы над ними достигают значительной интенсивности.

Крупные субширотные и дугообразные аномалии Тунгусской области магнитного поля, на фоне которых развиты локальные максимумы и минимумы траппов, выявлены путем сглаживания аномалий (Симоненко, 1963) и пересчетом в верхнее полупространство наблюдаемого магнитного поля центральной и западной частей Тунгусской синеклизы (Ремпель, Пятницкий, 1967; Фотиади, Кузнецов, 1964; Кузнецов, 1967; Тальвирский и др., 1971). Они, очевидно, отображают особенности состава и внутреннего строения ее фундамента.

Широтные и дугообразные максимумы и минимумы Тунгусской области мозаичного магнитного поля резко ограничиваются в восточной части Тунгусской синеклизы полосовыми магнитными аномалиями Анабаро-Алданской протогеосинклинальной системы архейд и, по-видимому, отображают значительно более древние, по сравнению с последними, образования земной коры (Булина, Спизарский, 1965; Гафаров, 1965, 1970а, 1971б). Таким образом, по материалам аэромагнитной съемки и некоторым другим геолого-геофизическим данным, может быть намечен гипотетический крупнейший Тунгусский массив, образующий фундамент центральной и западной частей Тунгусской синеклизы. Юго-восточное окончание Тунгусского массива выделяется К.А. Савинским (1965, 1969) в пределах северной части Иркутского амфитеатра под названием Ангарской архейской глыбы. Выделение архейского Тунгусского массива, по нашему мнению, подтверждается данными сейсмических станций "Земля" (Штутин и др., 1970; Пятницкий, Штутин, 1975), выявивших в районе широтного колена р. Нижней Тунгуски повышенное залегание поверхности Мохоровичича на глубинах около 28–30 км.

Следует подчеркнуть, что по данным аэромагнитной съемки, видимо, не могут считаться обоснованными предположения о верхнеархейском возрасте Тунгусского массива (Гришин и др., 1967), а также о существовании в его пределах зон протерозойской складчатости (Леонтьев, 1963). Однако несомненно, что Тунгусский массив разбит рядом протяженных в основном субширотных разломов на отдельные крупные глыбы (Дашкевич и др., 1968). Вдоль разломов в ряде случаев достаточно уверенно прослежены, по данным магнитометрии, гравиметрии и электроразведки, глубокие рифейские прогибы (Иркинеево-Катангский, Тунгусский, Курейско-Котуйский и др.) типа авлакогенов (Дашкевич и др., 1968). Как правило, они фиксируются полосовыми минимумами магнитного поля и относительно повышенными значениями силы тяжести. Авлакогены также отличаются, по данным электроразведки, достаточно высокой проводимостью слагающих их рифейских толщ мощностью от 4 до 10–14 км (Дашкевич, 1971 г.).

Весьма древний возраст консолидации Тунгусского массива, вероятно, условно сопоставим лишь с временем становления внутренних массивов (Алдано-Тимптонского и Тунгусского) в составе обширной более молодой Анабаро-Алданской протогеосинклинальной системы архейд (Гафаров, 1965, 1971б).

Характерная для Тунгусского массива сложная мозаика дугообразных, незакономерно ориентированных максимумов и минимумов магнитного поля, отображающих, видимо, крупные куполообразные структуры в его пределах, свидетельствует о специфических архайчных особенностях начальных этапов развития этого блока земной коры еще в глубоком докембрии. Вероятно, такие древнейшие этапы могут быть сопоставлены с нуклеарной стадией развития докембрийских щитов, по Е.В. Павловскому (1962). Протерозойский комплекс мощностью около 10 км, выделяемый Г.Ф. Кузнецовым (1967) в центральной части Тунгусской синеклизы по расчетам глубин до магнитных масс, должен, по-видимому, рассматриваться в

качестве чехла архейского Тунгусского массива. Поэтому, вероятно, вовсе не случаен, а закономерен интенсивный трапповый вулканизм в области Тунгусской синеклизы в перми и триасе (Масайтис, 1964; Урванцев и др., 1972) в основном в краевых частях выделяемого архейского ядра платформы. Он может быть связан с проседанием этого крупнейшего блока земной коры. Следует подчеркнуть, что Тунгусский массив в целом противопоставляется Анабаро-Алданской складчатой системе как область более глубокого залегания фундамента, отделяясь от нее крупнейшим Анабаро-Саянским глубинным разломом.

Специфика стиля тектонического развития Тунгусского массива (особенно в период траппового вулканизма) подтверждается существованием в пределах Тунгусской синеклизы, как показал П.Е. Оффман (1959), проницаемых для магмы зон петельчатой формы. Они представляют собой глубинные разломы особого типа, которые, возможно, характерны для гранитизированных нуклеарных участков земной коры.

Весьма интересные и важные данные о составе и возрасте Тунгусского блока земной коры могут быть получены на основании изучения эруптивных обломков ультраосновных и основных пород в траппах тунгусского комплекса и в кимберлитовых трубках взрыва (Маслов, Нестеров, 1961; Соболев, 1962; Урванцев, 1974). Специфические особенности этого массива, как было показано В.Л. Масайтисом (1964), заключаются также в том, что имеются существенные различия в составе, интенсивности, времени и форме проявления однотипного траппового вулканизма в пределах разнородных структурных областей Сибирской платформы. Описываемому массиву фундамента центральной и западной частей платформы отвечает Тунгусская субпровинция развития нормального, обогащенного магнием подтипа базальтовой магмы. Правда, этот подтип магмы проявился и на значительных расстояниях за пределами Тунгусского массива. Различия в характере магматических проявлений траппового вулканизма, по-видимому, связаны с особенностями строения и состава глубинных слоев земной коры и верхней мантии отдельных областей Сибирской платформы.

Важные данные о глубинном строении земной коры Енисейского края и южной части рассматриваемого Тунгусского массива архея были получены по широтному профилю ГСЗ, проходящему от г. Колпашева через г. Енисейск до села Ковы на востоке (вдоль р. Ангары). На этом профиле к востоку от села Мотыгино (рис. 25) установлена отражающая граница со скоростью 6,1 км/сек, види-

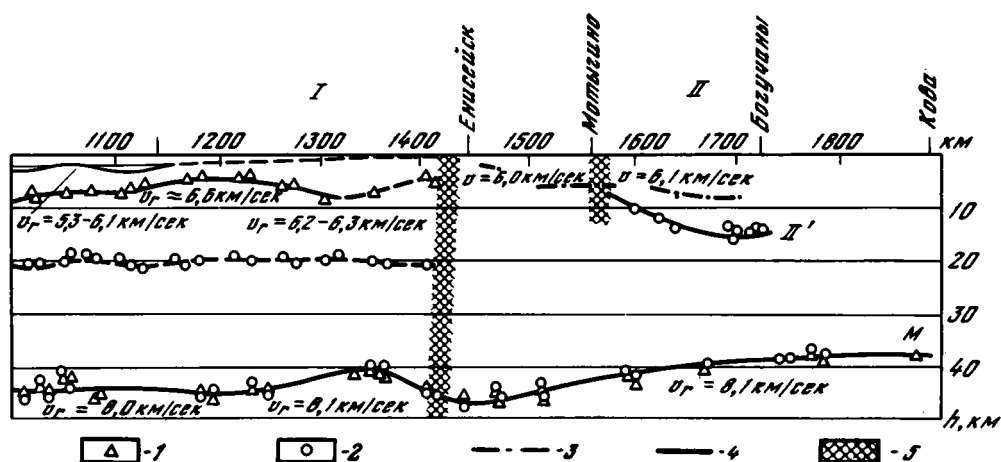


Рис. 25. Разрез земной коры по профилю г.Ханты-Мансийск – село Кова (Крылов и др., 1970)

I – Енисейский край, II – Сибирская платформа

1 – глубины по преломленным волнам; 2 – глубины по отраженным волнам; 3 – линии равных скоростей по данным рефрагированных волн; 4 – сейсмические границы; 5 – зона предполагаемых глубинных разломов; I, II, II' – границы в толще консолидированной коры; М – подошва земной коры

мо, соответствующая архейскому фундаменту и воздымающаяся с 15 до 8 км в сторону Енисейского кряжа (Крылов и др., 1967, 1970б). Мощность земной коры в этом районе составляет 38–41 км и близка к соответствующим значениям для восточной части Восточно-Европейской платформы. Но по сейсмическим данным устанавливается повышенная насыщенность земной коры этого участка Сибирской платформы породами с большой скоростью сейсмических волн, видимо, базальтового состава. Широкое развитие траппов по периферии Тунгусского массива подтверждает это положение.

### ЗОНА БАЙКАЛИД БАЙКАЛЬСКОЙ ГОРНОЙ ОБЛАСТИ

На юге и юго-западе Анабаро-Алданская система линейных магнитных аномалий почти под прямым углом резко обрывается в пределах Байкальской горной области. Здесь она срезана зоной полосовых минимумов и максимумов северо-восточного простирания, которая отображает мио- и эвгеосинклинальную зоны Байкальской складчатой области (Павловский, 1960; Клитин и др., 1970).

В пределах миогеосинклинальной зоны Прибайкальский и Жуино-Патомский прогибы, выполненные мощными терригенно-карбонатными толщами (практически немагнитными образованиями), не находят прямого отображения в магнитном поле. Здесь прослеживаются магнитные аномалии северо-северо-западного простирания, связанные с архейскими комплексами Анабаро-Алданской системы. Лишь на северо-востоке Байкальской области над Уринским поднятием отмечается минимум магнитного поля (см. рис. 23).

Вдоль крупного Чуйского антиклинория система максимумов имеет северо-восточное простирание (почти под прямым углом к глубинным аномалиям смежной Анабаро-Алданской системы археид). В пределах Тонодского антиклинория простирание локальных линейных максимумов дугообразно меняется на субширотное. Наконец, в пределах Нечерского антиклинория, характеризующегося в целом повышенным магнитным полем, ориентировка локальных максимумов — субмеридиональная и юго-восточная. Таким образом, в простираниях магнитных максимумов и минимумов ярко вырисовываются крупные дугообразные структуры Байкало-Патомского нагорья.

Бодайбинский и Мамский синклинории северной части эвгеосинклинальной зоны отображаются обширным сложным дугообразным минимумом варьирующего магнитного поля, обусловленным осадочными складчатыми толщами рифея мощностью до 12–14 км. Сложное дугообразное Байкало-Витимское поднятие характеризуется системами интенсивных линейных и дугообразных максимумов, связанных с сильнодислоцированными спилито-кератофировыми толщами нижнего протерозоя и согласными телами гипербазитов, габброидов и плагиогранитов (Клитин и др., 1970). Последние тяготеют к дугообразной зоне смятия (глубинному надвигу) в осевой части поднятия (см. рис. 23).

В пределах Байкальского антиклинория (глыбы) прослеживаются интенсивные линейные аномалии северо-восточного простирания (к северу от села Усть-Баргузин, в районе о. Ольхон и др.). Особенно четкие дугообразные максимумы соответствуют центральной изогнутой части Байкало-Витимского поднятия, где отмечается наибольшее развитие тел гипербазитов. В области обширного Баргузинско-Витимского синклинория прослеживается региональный минимум магнитного поля, осложненный множеством локальных максимумов, который резко расширяется с юго-запада на северо-восток (в верховьях р. Муй, села Уй и др.). Этот региональный магнитный минимум соответствует в пределах синклинория обширным полям рифейских гранитоидов баргузинского комплекса, а на юге — и полям нижнепалеозойского джидинского комплекса (Клитин и др., 1970). В магнитном поле граница байкалид и ранних каледонид в общем отмечается сменой пониженного поля положительными магнитными аномалиями субширотного и северо-восточного простирания.



Имеющиеся в настоящее время геологические и геофизические данные позволяют достаточно обоснованно утверждать, что внутри Байкальской рифейской геосинклинальной системы не имеется древних глыб, đồngовозрастных с Шарыгалгайской и Чарско-Олекминской зоной (Клитин и др., 1970). Гранито-гнейсовые комплексы в пределах области — нижнепротерозойские и рифейские (Чуйско-Тонодско-Нечерское антиклинальное поднятие, 1800—2000 млн. лет). По-видимому, во внутренних частях Байкальской области архейского гранито-гнейсового фундамента не существовало, и нижнепротерозойская геосинклинальная система развивалась непосредственно на базальтовом слое (коре океанического типа), о чем свидетельствует широкое развитие спилит-кератофировой формации нижнего протерозоя и гипербазитов в пределах Байкало-Витимского поднятия.

Как подчеркивает К.А. Клитин, И.П. Палей и Е.С. Постельников (1970), зоны нижнепротерозойского и рифейского прогибания в пределах Байкальской области в общих чертах совпадали. Таким образом, рифейский этап развития области унаследовал черты более раннего нижнепротерозойского, что было отмечено Е.В. Павловским (1960). Однако важно отметить, что соотношение нижнепротерозойской и байкальской складчатых систем в пределах Байкальской области с архейскими структурами фундамента Сибирской платформы значительно более сложное. Как уже отмечалось, вдоль северо-западного побережья Байкала и далее на северо-восток, почти вплоть до Верхоянской складчатой системы, протерозойские структуры ограничивают и срезают северо-северо-западные простирания Анабаро-Алданской протогеосинклинальной системы Сибирской платформы. При этом вдоль северо-западного побережья Байкала разновозрастные структуры сочленяются под острым углом, тогда как далее к северо-востоку и в пределах Вилюйской зоны, как отмечалось выше, преобладают соотношения под прямым углом. Таким образом, в пределах Байкальской области и Вилюйской зоны нижнепротерозойская геосинклинальная система и наследующие ее системы байкалид на значительном протяжении формировались резко несогласно по отношению к архейским структурам (см. рис. 23). Этот вывод весьма важен для понимания возраста и структурного положения Вилюйской зоны фундамента Сибирской платформы.

В настоящее время широко распространена точка зрения о том, что внешний край Патомской дуги складок на севере служит границей между Байкальской областью и археидами фундамента Сибирской платформы. При этом многие исследователи считают, что эта граница выражена дугообразным в плане глубинным разломом (Чумаков, 1959; Мокшанцев, 1969; Салоп, 1964; Спижарский, 1964).

Однако, как уже отмечалось, геологические и геофизические данные показывают, что рифейские структуры Байкальской складчатой области в виде зоны северо-восточного простирания продолжаются и в основании Вилюйской синеклизы. Как считает К.А. Клитин и два других автора книги (1970), анализ разрезов рифея северных окраин Патомского нагорья показывает, что там не наблюдается сокращения мощностей рифейских отложений; крупная зона рифейского прогибания не замыкается в районе Патомского нагорья, а прослеживается в глубинном строении Вилюйской синеклизы.

Вилюйская зона магнитных аномалий фиксирует поперечную краевую систему дислокаций сложного строения, унаследованную в своем возникновении и развитии от более древней складчатой зоны северо-восточного простирания. Последняя, видимо, еще в нижнем протерозое по системе больших глубинных разломов расчленила грандиозную Анабаро-Алданскую протогеосинклинальную систему археид. Весьма вероятно, как предполагал еще Н.С. Шатский (1932), что складчатые образования байкалид достаточно далеко распространяются в пределы Вилюйской зоны от внешней части складчатой дуги в районе Уринского антиклинория, вписывающейся во внутренний угол платформы (Клитин, 1966; Клитин и др., 1970). Возможность их выделения на всем протяжении Вилюйской зоны пониженного магнитного поля в настоящее время остается неясной.

Вилуйская краевая поперечная система глубинных разломов была унаследована в начальные этапы формирования платформенного чехла линейным желобообразным прогибом — авлакогеном, по Ю.А. Косыгину (1962; Клитин и др., 1970), — который в свою очередь определил положение и простираание мезозойско-кайнозойской Вилуйской синеклизы (Мокшанцев, 1969; Николаевский, 1968).

#### ЕНИСЕЙСКО-БАЙКАЛЬСКАЯ ЗОНА БАЙКАЛИД

Региональная система полосовых максимумов и минимумов магнитного поля, которая прослеживается вдоль западной и юго-западной окраины Сибирской платформы от докембрийской части Восточного Саяна через Енисейский кряж и далее к северу и северо-востоку на Туруханское поднятие и в район Игарки, на всем протяжении фиксирует Енисейско-Байкальскую складчатую систему западной ветви сибирских байкалид. В ее составе с востока на запад выделяются две протяженные зоны магнитного поля. Восточная состоит из продолжающих друг друга по простираанию Присянской и Енисейско-Туруханской полос пониженного магнитного поля, а западная представлена Саянской и Касско-Игарской полосами больших магнитных максимумов. В целом эти крупнейшие зоны магнитного поля отражают структурно-фациальные зоны байкалид. Ю.Е. Погребичкий выделяет их в качестве более древней докембрийской складчатой зоны (далсландид).

В пределах Присянской зоны четко выделяются два типа магнитных полей. Выступы архея в восточной части Восточного Саяна (Шарыжалтайская глыба, Бирюсинский горст и др.) фиксируются здесь повышенными и резко варьирующими магнитными полями, характер которых в сглаженном виде сохраняется и над поднятиями архея, погребенными под чехлом осадочных отложений (Рыбинская, Канская впадина). В то же время рифейские складчатые комплексы Присянья, выступающие на поверхность или перекрытые чехлом, фиксируются спокойным пониженным магнитным полем. Особенно четкий линейный минимум северо-западного простираания приурочен к Урикско-Ийскому грабену. Ему также соответствует относительный максимум силы тяжести. Судя по расширению магнитного минимума и гравитационного максимума к северо-северо-западу, вдоль по простираанию грабена выполняющие его складчатые комплексы рифея распространяются расширяющейся полосой под платформенным осадочным чехлом далеко от границ выходов докембрия. Таким образом, складчатый фундамент Присянской зоны, по-видимому, образован байкалидами. Это предположение подкрепляется также и тем, что рифейские геосинклинальные образования Енисейского кряжа не испытывают отчетливых фациальных изменений в юго-восточном направлении при погружении под платформенный чехол.

Однако несомненно, как показывают геофизические данные, что фундамент Присянской зоны так же, как и в пределах его выступов на поверхности, имеет сложное гетерогенное строение (Витте, 1972).

В области Енисейского кряжа, в пределах Енисейско-Туруханской полосы минимумов, складчатые рифейские терригенно-карбонатные толщи восточной части миогеосинклинальной зоны байкалид очерчиваются пониженным магнитным полем. Последнее осложнено многочисленными локальными максимумами в центральной части Енисейского кряжа вдоль Приенисейского антиклинория, где они фиксируют гранитные, а также основные и ультраосновные интрузии. Особенно четко фиксируется узкими интенсивными магнитными максимумами серия тел ультраосновных пород, приуроченных к глубинному разлому в западной части Енисейского кряжа, на границе мио- и эвгеосинклинальных зон байкалид. К западу от этой границы, в пределах Вороговского прогиба магнитное поле выражено уже полосовыми магнитными максимумами, которые связаны здесь с мощными вулканогенными комплексами рифея. Таким образом, в пределах Енисейского кряжа с востока на запад отмечается ряд полос с различным характером магнитного поля. Они отчетливо отражают структурно-фациальную зональность выступающих здесь байкальских складчатых комплексов.

Глубинное строение земной коры Енисейского края и смежных зон отражается на профиле ГСЗ (см. рис. 25), проходящем от г. Колпашева на г. Енисейск и далее на восток вдоль р. Ангараы на село Кова (Крылов и др., 1970б). В пределах Енисейского края мощность коры возрастает на 6 км по сравнению с Западно-Сибирской плитой. Западнее г. Енисейска на профиле ГСЗ намечается глубинный разлом, проникающий до верхней мантии. Восточнее разлома аномальное магнитное поле становится значительно более дифференцированным. Внутри складчатых толщ рифея Енисейского края, характеризующихся высокой скоростью распространения упругих волн порядка 6 км/сек, не установлено протяженных сейсмических границ. Как отмечают С.В. Крылов, А.А. Рудницкий и Б.П. Мишенькин (1970), изолиния пластовой скорости ( $V_p = 6$  км/сек) в верхней части разреза коры воздымается на запад с 5 до 2 км в соответствии с наблюдаемым нарастанием дислоцированности и увеличением роли магматических пород в этом направлении.

К северу от Енисейского края в составе Енисейско-Туруханской зоны ярко выделяется полосовая Туруханско-Елогуйский региональный минимум магнитного поля, который резко ограничивается с севера на широте р. Курейки. К восточной границе этого регионального минимума с Тунгусской областью мозаичного магнитного поля приурочены выходы метаморфизованных рифейских отложений Туруханского поднятия, которое с востока ограничено большим меридиональным разломом (надвигом).

Выходы рифея Туруханского поднятия частично совпадают в плане с крупной аномалией магнитного поля. Однако поскольку рифейские породы Туруханского поднятия практически немагнитные образования, то, следовательно, эта аномалия обусловлена архейскими комплексами смежного Тунгусского массива, на западную окраину которого здесь надвинуты складчатые комплексы миегосинклинальной зоны байкалит. Этот вывод подтверждается тем, что на севере выходы рифея Туруханского поднятия резко прерываются большим поперечным разломом (типа сдвига), который отображается резким широтным ограничением с севера Туруханско-Елогуйского регионального минимума магнитного поля. По геофизическим данным, этот поперечный разлом прослеживается далеко на запад уже в пределах Западно-Сибирской эпипалеозойской плиты. К северу от него Енисейско-Туруханская зона минимумов суживается и срезается широтными магнитными аномалиями в пределах Хатангской впадины, где система байкалит, вероятно, переработана палеозоидами и мезозоидами (Тектоника Евразии, 1966; Пушаровский, 1960а, 1971). Ю.Е. Погребницкий (1971) также отмечает, что Таймырская складчатая система (включая и Хатангскую впадину) была сформирована в карбоно-триасовый тектонический цикл на окраине Северо-Азиатской платформы.

Касско-Игарская полоса больших магнитных максимумов прослеживается от докембрийской части Восточного Саяна к северо-северо-западу вдоль Енисея в район Игарки. В целом она поворачивает на северо-восток, в пределы Хатангской впадины. Зона байкалит, видимо, существенно переработанных палеозойской складчатостью, отображается здесь линейными широтными магнитными аномалиями, определяющими северную границу платформы (Савинский и др., 1971). К западу от Енисейской губы широтные максимумы северной части Хатангской впадины отклоняются к северо-западу и несколько южнее Гыданской губы сливаются с субмеридиональными магнитными аномалиями северного продолжения Касско-Игарской зоны и смежных районов Западно-Сибирской эпипалеозойской плиты.

Западная граница Касско-Игарской зоны, отделяющая ее от Западно-Сибирской эпипалеозойской плиты, трассируется вдоль цепочки линейных максимумов и минимумов магнитного поля, вероятно, фиксирующих ряд пограничных разломов. Однако следует подчеркнуть, что положение и природа этой границы трактуются многими исследователями далеко неоднозначно и еще нуждаются в подкреплении данными бурения и более детальных геофизических исследований (Фотиади, Сурков, 1967; Сурков, 1968; Тектоническая карта Сибири. . . , 1965; Тальвирский и др., 1971; Погребницкий, 1971).

В области Восточного Саяна на простираии Касско-Игарской зоны выделяются большие интенсивные максимумы. Зоне больших градиентов магнитного поля здесь соответствует главный Саянский разлом (см. рис. 23). Западнее и северо-западнее Восточных Саян прослеживается ряд полосовых максимумов, среди них непосредственно западнее Енисейского кряжа выделяется крупнейшая Касская региональная магнитная аномалия, интенсивность которой в среднем достигает 1000 гамм, а размеры составляют приблизительно 100 на 500 км. Многочисленные мелкие магнитные максимумы вдоль восточной периферии Касского регионального максимума на западной окраине Енисейского кряжа связаны с мощными вулканогенными толщами верхнего рифея Вороговского синклинория в составе эвгеосинклинальной зоны байкалитид. Таким образом, есть все основания полагать, что в значительной части региональная Касская магнитная аномалия обусловлена вулканогенными складчатыми комплексами рифея, быстро погружающимися к западу под мощный платформенный чехол. Вычисления глубины залегания магнитных масс, вызывающих рассматриваемую аномалию, показывают, что последние залегают на глубине порядка 4 км в восточной ее части и на глубинах до 5–7 км западнее и северо-западнее, т.е. несколько глубже поверхности складчатого фундамента.

По данным профиля ГСЗ Колпашево – Кова (Крылов и др., 1970б) в области Касской аномалии преломляющая граница I с граничной скоростью 6,2–6,6 км/сек (древний метаморфизованный фундамент) прогнута на 3–4 км, а граница Моховичича приподнята до 41 км (см. рис. 25). Линейные магнитные аномалии северной части Касско-Игарской зоны, вероятно, также связаны с вулканогенными толщами эвгеосинклинальной зоны байкалитид. Это предположение особенно ярко подтверждается непосредственной приуроченностью полосовых магнитных максимумов к выходам вулканогенных толщ рифея в районе Игарки, где они представлены туфами, туфобрекчиями, зеленокаменными основными эффузивами, а также терригенными и карбонатными породами.

Таким образом, в региональном магнитном поле хорошо отображается структурно-фациальная зональность северной окраинной части западной ветви сибирских байкалитид. К северу от Игарки Касско-Игарская зона полосовых максимумов расширяется и круто поворачивает на восток в пределы Хатангской впадины, обтекая край Тунгусского массива. На севере эта зона характеризуется широкими магнитными аномалиями, фиксирующими переработанные докембрийские складчатые комплексы основания Хатангской впадины (Тектоника Евразии, 1966) и определяющими здесь северное ограничение Сибирской платформы.

#### СТРОЕНИЕ ФУНДАМЕНТА И ТИПЫ АНОМАЛЬНЫХ МАГНИТНЫХ ПОЛЕЙ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Широкий комплекс данных о геологии докембрия щитов, региональных геофизических исследований и редкого бурения позволяет в настоящее время судить о строении фундамента Сибирской платформы в целом. Однако эти данные для отдельных ее районов весьма неравномерны и неравноценны.

1. Систематизация магнитных полей Сибирской платформы позволяет выделить основные их типы в зависимости от возраста и характера строения складчатого докембрийского фундамента. В области Алданского и Анабарского щитов и их склонов глыбы гнейсов иенгурской серии архея характеризуются мозаичными повышенными магнитными полями, а опоясывающие их линейные складчатые зоны – системами полосовых максимумов и минимумов (Тимптоно-Учурская зона и др.). Складчатая зона ранних протерозоид Станового хребта фиксируется в целом пониженным магнитным полем. В пределах Байкальской области и вдоль западного края Сибирской платформы в региональных магнитных полях четко отображаются складчатые системы байкалитид, в области которых различаются миогеосинклинальная зона (в виде региональных минимумов) и эвгеосинклинальная зона позднего докембрия, фиксирующаяся полосами больших магнитных максимумов.

2. Анализ природы магнитных аномалий в сопоставлении с данными о строении и составе докембрия щитов Сибирской платформы позволяет в первом приближении наметить пространственное распределение и соотношение основных складчатых элементов фундамента под платформенным чехлом.

Складчатые зоны Алданского и Анабарского щитов образуют единую обширную Анабаро-Алданскую протогеосинклинальную область северо-западных и субмеридиональных линейных структур, фиксирующихся системой полосовых магнитных максимумов и минимумов, которая охватывает всю восточную часть Сибирской платформы. В ее составе выделяются древнейшие Алдано-Тимптонский и Тунгский массивы. В области центральной части Вилюйской синеклизы Анабаро-Алданская система пересекается поперечной зоной протерозойской переработки, характеризующейся также интенсивным раздроблением фундамента и в период накопления платформенного чехла. Положение и простираание Вилюйской зоны, несомненно, во многом предопределило особенности развития мезозойско-кайнозойской Вилюйской синеклизы.

Оленекский северо-восточный внешний угол Сибирской платформы, отличающийся по характеру пониженного магнитного поля и максимумом силы тяжести от Анабаро-Алданской протогеосинклинальной системы архейд, по-видимому, образует обособленный, более древний массив фундамента. Аналогичное структурное положение занимает Хандыгский архейский массив, характеризующийся, однако, повышенным мозаичным магнитным полем.

Фундамент западной и центральной частей Тунгусской синеклизы образует крупнейший архейский массив, характеризующийся чрезвычайно своеобразным мозаичным магнитным полем. Специфика строения и развития последнего особенно ярко подчеркивается широким распространением траппов тунгусского комплекса в этой области Тунгусской синеклизы. Вероятным аналогом Тунгусского архейского ядра, возможно, является Оленекский и Хандыгский окраинные массивы фундамента Сибирской платформы. В таком случае, Анабаро-Алданская протогеосинклинальная система архейд возникла между архейскими нуклеарными глыбами земной коры — Тунгусской на юго-западе и Оленекской и Хандыгской на северо-востоке. При этом, Оленекский и Хандыгский архейские массивы, продолжающиеся на восток в пределы Приверхоянского краевого прогиба, были в большей своей части переработаны Верхоянской складчатой системой мезозойд.

3. Анабаро-Алданская система полосовых магнитных максимумов и минимумов и Тунгусская область больших мозаичных магнитных аномалий представляют два основных типа магнитных полей Сибирской платформы, отражающих крупнейшие структурные элементы ее фундамента. Если первый из них соответствует обширной протогеосинклинальной складчатой области, характеризующейся чрезвычайно выдержанной общей системой северо-западных субмеридиональных простирааний, то второй соответствует не менее своеобразному крупнейшему архейскому нуклеарному массиву.

Систематизация типов магнитных аномалий в зависимости от возраста и строения складчатых структур докембрия в пределах щитов позволяет установить характеристику антиклинориев, синклинориев и т.д. Это создало возможность проследить продолжение подобных складчатых структур в пределах склонов щитов, на юге Иркутского амфитеатра и др. Однако попытки ряда исследователей (Гришин и др., 1967) выделить структуры типа антиклинориев и синклинориев в фундаменте Тунгусской впадины и других глубоких впадинах платформы нельзя признать сколько-нибудь обоснованными.

По характеру мозаичного магнитного поля среди архейских массивов фундамента Сибирской платформы различаются два типа. К первому относятся массивы, характеризующиеся интенсивным аномальным магнитным полем (Алдано-Тимптонский, Тунгский, Хандыгский, большая часть огромного Тунгусского массива), сложенные, вероятно, аналогами высоконамагниченных образований иенгурской серии. Массивы второго типа отличаются в целом пониженными магнитными полями (Оленекский, северная часть Тунгусского массива) и пользуются в общем значительно меньшим развитием в составе фундамента Сибирской платформы.

4. Анализ схемы внутреннего строения фундамента Сибирской платформы (см. рис. 23) позволяет сделать некоторые выводы об основных этапах и характере тектонического развития ее складчатого основания.

В пределах Алданского щита и в фундаменте плиты Сибирской платформы выделяются древнейшие массивы (ядра ранней консолидации), которые, как можно судить на примере Алдано-Тимптонского массива, характеризуются широким развитием крупных и мелких гранито-гнейсовых куполовидных форм и весьма своеобразным повышенным мозаичным магнитным полем. Они относятся к категории архаичных форм, характерных, как отмечал Е.В. Павловский (1962, 1967, 1970), для ранних стадий развития земной коры. В пределах Алданского щита формирование осадочно-эффузивных комплексов, слагающих Алдано-Тимптонский массив (ядро), происходило в нижнем архее в интервале 3500–3000 млн. лет (Геохронология докембрия . . . , 1968). Как было впервые показано Н.Ф. Фроловой (1962), седиментогенные породы алданского архея были образованы за счет продуктов размыва основных пород базальтового состава (первичной базальтовой коры, т.е. коры океанического типа). Эти выводы о специфике тектонического развития глубокого докембрия Алданского щита были развиты в целом ряде работ Е.В. Павловского (1962, 1964, 1967, 1970), А.М. Лейтеса и В.С. Федоровского (1972), М.З. Глуховского (1970; Глуховский, Павловский, 1973) и многих других. В эти ранние этапы еще не возникло континентальной коры, а существовали лишь отдельные "центры" гранитизации базальтового субстрата. Вероятными аналогами Алдано-Тимптонского ядра в фундаменте Сибирской платформы являются, как показывает анализ магнитных полей, Тунгский и Оленекский и крупнейший Тунгусский массивы.

В пределах Алданского и Анабарского щитов четко выделяются крупные линейные складки зон, облекающих нуклеарные ядра (Тимптоно-Учурская зона, Анабарская и др.), которые представляют собой фрагменты обширной архейской протогеосинклинальной системы, охватывающей большую часть платформы и включающей ряд массивов (Алдано-Тимптонский, Тунгский). Как показывает широкое развитие пироксеновых кристаллических сланцев в пределах линейных зон Алданского и Анабарского щитов (тимптонская, далдынская серия и др.; Лутц, 1959; Фрумкин, 1970), древнейшие этапы развития Анабаро-Алданской протогеосинклинальной системы (2600 млн. лет) характеризовались интенсивным накоплением основных вулканогенных толщ на базальтовом субстрате (т.е. коре океанического типа). Этот вывод об особенностях формирования крупнейшей протогеосинклинальной системы Восточной Сибири имеет важное значение для понимания закономерностей развития геосинклинальных областей глубокого докембрия в пределах других древних платформ, где эти ранние этапы часто совершенно заглушены позднейшими процессами гранитизации и наложенного метаморфизма.

Протогеосинклинальная система, по-видимому, не испытала консолидации на первых этапах развития фундамента Сибирской платформы. Складчатая, метаморфизованная в условиях гранулитовой фации и лишь частично гранитизированная (комплексы чарнокитов) базальтовая кора в пределах протогеосинклинальной системы испытала существенную перестройку и переработку на последующих этапах.

Следующий основной этап формирования фундамента Сибирской платформы соответствует времени обширной раннепротерозойской гранитизации и складчатости. Этот этап развития гранитной коры сопровождался формированием гигантских масс гранито-гнейсов, зон нижнепротерозойских гранито-гнейсовых куполов и сложных вулканогенно-осадочных комплексов шовных прогибов. Характерно, что раннепротерозойские трогии наследуют общие простирания структуры архея, подчеркивая направленность процессов формирования "гранитного" слоя (фундамента) Сибирской платформы за счет первичного базальтового субстрата. Завершение консолидации и гранитизации протогеосинклинальных комплексов уже в нижнем протерозое отчетливо показывает эпикарельский возраст фундамента древнего остова Сибирской платформы в целом.

Рифейский этап развития фундамента платформы характеризовался формированием мощных зон дробления фундамента (особенно на ее окраинах) и развитием в теле платформы глубоких прогибов типа авлакогенов (Вилуйская зона, область Тунгусского массива к востоку от Енисейского кряжа и др.). В процессе байкальской складчатости на периферии Сибирской платформы к ней причленились и превратились в платформенные области геосинклинальные системы западной и восточной ветвей сибирских байкалид. Следовательно, в этот период складчатости произошли существенные изменения в структуре Сибирской платформы и увеличение ее площади. Рифейское тектоническое развитие продолжало начавшийся ранее процесс расширения платформы и создание мощного "гранитного слоя" континентальной земной коры. Однако в течение палеозоя, мезозоя и кайнозоя контуры Сибирской платформы подверглись значительным изменениям в результате раздробления, складчато-глыбовых деформаций и тектонического перекрытия многих ее окраин (Саяны, Прибайкалье, Енисейский кряж, Таймыр, Приверхоянье и др.). Первоначальные размеры докембрийского кратона, включая его переработанные окраины, были, очевидно, значительно больше, чем нынешняя площадь Сибирской платформы (Кропоткин и др., 1971).

## СТРОЕНИЕ ФУНДАМЕНТА СЕВЕРО-АМЕРИКАНСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Проблемы сравнительной тектоники Северо-Американской платформы рассматривались многими исследователями (Bubnoff, 1936, 1940; Stille, 1936, 1942, 1958; Шатский, 1945а, 1946а, 1947; Кинг, 1961, 1969; Кэй, 1955; Муратов, 1966, 1970; Хаин, 1971б).

В настоящее время в связи с успехами изучения геологии докембрия Канадского щита, региональных геофизических исследований и бурения в области плиты Северо-Американской платформы сравнительный анализ тектоники ее фундамента представляет несомненный интерес. Особенно важны в этом отношении выполненные за последние годы крупные обобщения по геологии Северо-Американской платформы в целом и ее Канадского щита, геологическая карта Северной Америки в масштабе 1: 5 000 000 издания 1965 г. (Geologic map of North America, 1965), тектоническая карта Канады, составленная под руководством К.Х. Стоквелла (Tectonic map of the Canadian Shield, 1965), и тектоническая карта Северной Америки под редакцией Ф. Кинга (Tectonic map of North America, 1969) в том же масштабе.

Вопросы систематизации и тектонической интерпретации типов магнитных полей в зависимости от возраста и строения тектонических комплексов докембрия могут быть рассмотрены в настоящее время достаточно полно лишь на примере Канадского щита, большая часть которого охватывается картой магнитных аномалий Канады в масштабе 1:5 000 000 (Magnetic anomaly map of Canada, 1968). Анализ региональной геофизической характеристики складчатого докембрия Канадского щита позволяет распространить выявленные закономерные соотношения определенного типа магнитных аномалий и тектонических комплексов докембрия в пределы плиты Северо-Американской платформы и тем самым, привлекая данные бурения, гравиметрии и радиометрических исследований, наметить в общем виде основные черты внутреннего строения фундамента.

Существующие в настоящее время схемы возрастного расчленения фундамента плиты Северо-Американской платформы (Castil, 1960; Engel, 1963; Goldich a.o., 1966) опираются главным образом на радиометрические данные определения возраста пород и в значительно меньшей степени на данные региональных геофизических исследований (аэромагнитной съемки, гравиметрии, сейсморазведки и др.). Широкое использование последних в комплексе с данными бурения позволило многим исследователям выделить ряд крупнейших глубинных разломов и структурных зон в строении фундамента плиты Северо-Американской платформы. Анализ строения фундамента платформы и особенно ее Канадского щита позволяет сделать выводы о характере тектонического строения и развития слагающих комплексов докембрия.

Комплексный анализ широкого круга разнообразных геолого-геофизических данных приобретает особое значение при оценке концепции континентального роста (концентрического или симметрического строения фундамента) платформы, которой придерживается большинство американских геологов и геофизиков (I. Wilson, 1959; Gastil, 1960).



## ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА СКЛАДЧАТОГО ДОКЕМБРИЙСКОГО ФУНДАМЕНТА СЕВЕРО-АМЕРИКАНСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Складчатое докембрийское основание Северо-Американской платформы выступает на дневную поверхность в пределах ее обширного Канадского щита, а также на некоторых небольших участках плиты и вдоль западной окраины платформы (рис. 26). В области плиты в южной и западной частях Северо-Американской платформы фундамент покрыт более или менее мощным осадочным чехлом и вскрыт глубокими скважинами, особенно в западной и юго-западной ее частях.

### КАНАДСКИЙ ЩИТ

Громадный Канадский щит занимает большую часть северо-востока Северной Америки; по размерам он значительно превосходит щиты других древних платформ (его площадь достигает 7 млн. км<sup>2</sup>).

Строение и состав складчатого докембрия Канадского щита в настоящее время изучены достаточно подробно с применением массовых определений радиометрического возраста пород различными методами (Goldich a.o., 1966; Derry, 1961; Stockwell, 1965a; Тугаринов, Войткевич, 1966, 1970; Павловский, 1962, 1964, 1970; Уилсон, 1968).

Последняя тектоническая карта и анализ тектоники складчатого докембрия Канадского щита сделаны К.Х. Стоквеллом (1967), который выделил кенорскую, гудзонскую, эльсониевскую и гренвиллскую складчатости. Кенорская складчатость позднеархейского возраста развивалась главным образом в провинции оз. Верхнего, но охватывала также значительно меньшие площади массива Йеллоунайф. Между провинциями оз. Верхнего и массивом Йеллоунайф располагается провинция Черчилл, представляющая собой гудзонскую складчатую зону, которая отличается иным простираем структур. Сходные зоны гудзонской складчатости выделяются северо-западнее провинции Йеллоунайф в провинции Большого Медвежьего озера и южнее и западнее оз. Верхнего и Южной (Пенокенской) провинции, а также на северо-западе полуострова Лабрадор.

В северо-восточной части Канадского щита К.Х. Стоквелл обособляет провинцию Западного Нейна, образованную среднепротерозойской эльсониевской складчатостью. Однако Ф. Кинг (Tectonic map of North America, 1969) более обоснованно включил ее в состав гудзонской складчатой зоны полуострова Лабрадор. Наконец, юго-восточная окраинная часть Канадского щита относится к провинции Гренвилл, прослеживающейся в виде широкой полосы северо-восточного простираем вдоль восточной окраины платформы.

### Архейский массив провинции оз.Верхнего

Обширный массив провинции оз. Верхнего, сложенный преимущественно древнейшими вулканогенными зеленокаменными породами серии Киватин, "лаврентьевскими" гранитами и породами серии Тимискаминг, охватывает пространство между Гудзоновым заливом и озерами Верхнее и Виннипег. На отдельных участках древнейшие складчатые комплексы массива оз. Верхнего с резким несогласием перекрыты ниже- и среднепротерозойскими осадочными отложениями чехла (серии Гурон, Анимики и т.д.).

Комплексы пород серии Киватин мощностью 7–12 км (Goodwin, 1968) представляют чрезвычайно древние образования земной коры. Их возраст по данным радиометрических определений многих исследователей (Hanson a.o., 1971; Тугаринов, Войткевич, 1966, 1970) составляет от 2500–2650 (большинство цифр) до 3500 млн. лет. Массив провинции оз. Верхнего выделяется Дж. Т. Вильсоном (I. Wilson, 1948, 1949, 1959) в качестве основного континентального зеленокаменного ядра Северной Америки.



Рис. 26. Схема распространения основных комплексов, выделяемых на тектонической карте Северной Америки (составил Ф. Кинг, 1967)

Платформенные области: А – слабонарушенные палеозойские отложения на более деформированных раннепалеозойских породах (Канадский щит и другие районы), В – платформенные отложения на докембрийском фундаменте (область кратона центральной части США, западной Канады и Арктических островов), С – платформенные отложения на палеозойском фундаменте (Арктическая равнина и Прибрежная равнина Мексиканского залива), Д – платформенные отложения на мезозойском фундаменте (Арктическая прибрежная равнина Аляски и Арктических островов), Е – вулканические породы Северо-Американской провинции на докембрийском и палеозойском основаниях (Гренландия и часть острова Баффины), F – ледниковые покровы четвертичного возраста на докембрийском, палеозойском, мезозойском и кайнозойском основаниях (Гренландия и частично Арктический архипелаг). Складчатые пояса докембрийского возраста: G – Кеноранский складчатый пояс (Канадский щит и другие районы), Н – Гудзонский складчатый пояс (Канадский щит и другие районы; сюда относятся также области, переработанные эльсониевской и мазатцальской складчатостями среднего протерозоя – Лабрадор и юг Скалистых гор), I – Гренвилльский складчатый пояс (Канадский щит и другие районы). Складчатые пояса преимущественно палеозойского возраста: I – восточно-гренландский складчатый пояс (восточная Гренландия), К – Иннуитский пояс (Арктический архипелаг и Северная Гренландия), L – Аппалачский складчатый пояс (юго-восток Северной Америки), М – складчатый пояс Уачита (юг Северной Америки). Складчатые пояса преимущественно мезозойского возраста: N – Андский складчатый пояс (Южная Америка – юго-восточный угол карты), О – Кордильерский складчатый пояс (запад Северной Америки). Складчатые пояса преимущественно кайнозойского возраста: P – Тихоокеанский складчатый пояс (западное побережье Северной Америки), Q – Антильский складчатый пояс (Антильские острова, юг Центральной Америки, Южноамериканское побережье Карибского моря)

Наиболее ранние этапы геологической истории Канадского щита рассмотрены в последнее время в ряде работ А. Гудвина (Goodwin, 1967, 1968), развивающего концепцию о развитии коры щита в результате роста нескольких протоконтинентальных ядер оз. Верхнего и массивов Йеллоунайф, Унгава и Гудзон (рис. 27). Начало формирования "протоконтинентов" Канады, по Гудвину, относится к архею — этапу существования прогибов "бассейнового" типа. Эти тектонические впадины не имели закономерной ориентировки и развивались в условиях тонкой нестабильной коры (нуклеарная стадия, по Е.В. Павловскому, 1962).

В современной структуре Канадского щита преимущественно вулканогенные породы серии Киватин развиты в виде полос восток-северо-восточного простирания среди обширных полей разнообразных и разновозрастных гранитоидов. В южной части провинции оз. Верхнего А. Гудвин (Goodwin, 1968; Goodwin, Ridler, 1970) выделяет три субширотных пояса (Учи, Киватин, Абитиби). Эти вулканогенные пояса разделены зонами в основном осадочных метаморфизованных комплексов. Тектоника киватинских образований весьма специфична. Как подчеркивают Е.В. Павловский (1962), М.С. Марков (1962) и К.Х. Стоквелл (Stockwell, 1965a), в строении образований серии киватин весьма характерны своеобразные куполовидные структуры, обычно не имеющие отчетливой линейной ориентировки в плане.

Размеры куполов в поперечнике варьируют от единиц до десятков, а иногда сотен километров. На сводах куполовидных структур серии Киватин залегание слоев пологое, тогда как на их крыльях наблюдаются сложные, иногда изоклинальные складки и чешуйчатые моноклинали.

Породы серии Киватин прорваны "лаурентьевскими" гранитами. Среди этих обширных гранитных полей, несомненно, присутствуют гранитоиды различного состава и возраста. В составе гранитного комплекса выделяются, в частности, раннеархейские киватинские граниты. При этом очевидна связь процессов гранитизации и метаморфизма с образованием крупных куполовидных структур серии Киватин. Совокупность специфических черт строения и состава серии Киватин позволила Е.В. Павловскому (1962) выделить ее в качестве начальных нуклеарных образований сиала континентов, сформировавшихся на базальтовом субстрате. Однако в последнее время были высказаны мнения о том, что осадочно-вулканогенные комплексы серии Киватин и ее аналогов залегают на гранито-гнейсовом фундаменте, имеющем возраст более 3,2–3,5 млрд. лет (Donn a.o., 1965; Салоп, 1970; Берзин и др., 1970). Так, в юго-западной Миннесоте выделяется комплекс диоритовых и гранат-кварц-диоритовых гнейсов, прорванных габбро (Lund, 1956). Возраст цирконов из этих гнейсов, возникших при глубоком метаморфизме основных и средних лав, определяется в 3,3–3,55 млрд. лет (Catanzaro, 1963; Catanzaro, Kulp, 1964)

и должен рассматриваться как реликтовый (Тугаринов, Войткевич, 1970). Вторая группа цифр (по долине р. Миннесоты) порядка  $2500 \pm 100$  млн. лет. связана здесь с мощным метаморфизмом и гранитизацией (гранито-гнейсы Сакред и Мортон), совпадающих с формированием других древних интрузий Киватинской провинции. Вместе с тем в ряде районов щита в составе аналогов серии Киватин встре-

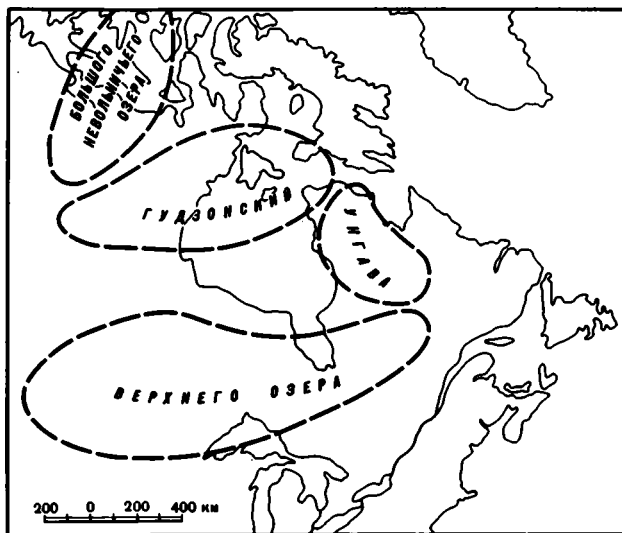


Рис. 27. Распределение четырех архейских протоконтинентов Канадского щита (Goodwin, 1968)

чаны конгломераты (серия Райс-Лейк и др.) с гранитной галькой (Уилсон, 1968).

Значения радиометрического возраста самых древних гранито-гнейсов Северо-Американской платформы, по мнению Е.В. Павловского (1970), указывают на значительную длительность нуклеарного этапа, продолжавшегося в пределах Канадского щита и после появления самых древних гранитоидов. Гранито-гнейсы этой категории, по-видимому, и являются, с такой точки зрения, областями питания обломочным материалом тех бассейнов, в которых отлагались комплексы пород, аналогичные серии Райс-Лейк в юго-восточной Манитобе (Донн а.о., 1965; Уилсон, 1968).

Среди пород серии Киватин и обширных полей гранитоидов массива провинции оз. Верхнего очень резко выделяются узкие шовные структуры, сложенные породами серии Тимискаминг (прогибы Тимискаминг) с возрастом 2000–2600 млн. лет (М.Е. Wilson, 1956). Эти длинные узкие прогибы (шириной в несколько километров и длиной до нескольких сот километров) четко связаны с многочисленными разломами (Norman, 1948), которые отличаются широтным или субширотным простиранием во всей южной половине щита. Наиболее характерная шовная структура, образованная породами серии Тимискаминг, выделяется в южной части Канадского щита в провинциях Онтарио и Квебек, в районе озер Керкланд и Лардер. Полный разрез серии достигает 4000 м мощности и сложен граувакками, туфами и трахитами (Марков, 1962). Внутреннее строение шовных тимискамингских прогибов сравнительно сложное, причем в их пределах развиты узкие сжатые складки. Специфическая черта тектоники тимискамингского этапа формирования шовных геосинклинальных прогибов, как подчеркнул М.С. Марков (1962), – возникновение в них, вероятно, впервые в истории развития земной коры, геосинклинальных прогибов, не сочетающихся, однако, с соизмеримыми геоантиклинальными поднятиями. Блоки гранитизированного нуклеарного основания, разделявшие эти шовные прогибы, отличаются значительно большими площадями.

Таким образом, киватинские породы, сопровождаемые "лаврентьевскими" гранитоидами, и шовные тимискамингские структуры образуют складчатый остров древнейшего массива провинции оз. Верхнего и аналогичных ему массивов Канадского щита. На поверхности названных складчатых образований фундамента провинции оз. Верхнего во многих районах сохранился чехол слабометаморфизованных пород нижнего и среднего протерозоя (серия гурон). В северных областях выходов в районе г. Кобальт и оз. Нилигон протерозойские породы залегают очень полого, образуя осадочно-вулканогенный чехол, южнее (северный берег оз. Гурон, Северная Миннесота, Висконсин и Мичиган) они слагают складчатый Пенокенский пояс (Gill, 1952; Stockwell, 1965a). Возраст серий Кобальт и Гурон по изотопному составу свинцовых руд составляет 1600–2000 млн. лет (Goldich а.о., 1966).

Мощность платформенного чехла гуронских отложений провинции оз. Верхнего местами достигает 4–8 км (Семихатов, 1964, 1974). В его составе участвуют песчаники, кварциты, конгломераты, а также основные вулканические излияния нижнего и среднего протерозоя. Нижний возрастной предел гуронских отложений четко устанавливается несогласным залеганием белых кварцитов серии Брюс на породах с абсолютным возрастом 2450–2600 млн. лет. Таким образом, к этому рубежу относится возникновение обширной провинции оз. Верхнего.

### Архейский массив провинции Йеллоунайф

Массив провинции Йеллоунайф, или Большого Невольничьего озера, расположенный в северо-западной части Канадского щита, подобно массиву оз. Верхнего, сложен древнейшими образованиями. Однако он отличается значительно меньшими размерами и изучен слабее. Названные архейские массивы Канадского щита разделяются широкой складчатой зоной провинции Черчилл. Древнейшие породы, слагающие массив Йеллоунайф, представлены лавами основного и среднего состава, которые изменены и превращены в зеленокаменные породы (Glynn, Henderson, 1970; Green, Baadsgaard, 1971). Вулканогенные комплексы перекрыты толщами

складчатых осадочных пород. Породы массива собраны в крутые складки. Складчатые образования массива прорваны разнообразными гранитоидами с радиометрическим возрастом, изменяющимся от 1230 до 2340 млн. лет (Folinsbee а.о., 1956). Наиболее вероятный возраст магматизма в пределах массива Йеллоунайф — 2340 млн. лет (Тугаринов, Войткевич, 1970). В целом комплекс пород серий Йеллоунайф сформировался значительно ранее 2340 млн. лет, судя по единичным определениям, т.е. около 2520 млн. лет (Тугаринов, Войткевич, 1966).

Массив провинции Йеллоунайф, сложенный древнейшими зеленокаменными породами нуклеарного этапа развития земной коры, представляет собой, таким образом, второе континентальное зеленокаменное ядро в пределах Канадского щита.

### **Складчатая зона провинции Черчилл**

Между протоплатформенными массивами провинции оз. Верхнего и Йеллоунайф западнее Гудзонова залива протягивается широкая гудзонская складчатая зона провинции Черчилл (Stockwell, 1965a,б). Эта зона сложена как древними гнейсами, так и нижнепротерозойскими толщами сланцев, кварцитов и вулканических пород, собранными в складки северо-восточного и северо-западного простираний. В наиболее изученном районе оз. Атабаска в пределах зоны выделяются два основных комплекса пород. Древний комплекс представлен биотитовыми сланцами и гнейсами, гранатовыми гнейсами, хлорит-эпидотовыми породами и амфиболитами серии Тайзин с возрастом 2300 млн. лет, а более молодая серия Атабаска с возрастом 1800—1900 млн. лет сложена обычно осадочными породами (Тугаринов, Войткевич, 1970). Как было подчеркнуто М.В. Муратовым (1970), в бассейне р. Черчилл в пределах рассматриваемой зоны выделяется массив древних гнейсов, интенсивно гранитизированный в процессе гудзонской складчатости и отделенный глубинными разломами и вытянутыми вдоль них синклиниями от архейских массивов оз. Верхнего и Йеллоунайф.

Складчатые образования зоны Черчилл прорваны очень широко распространенными интрузиями гранитоидов. Абсолютный возраст гранитных интрузий и регионального метаморфизма, сопровождающегося складчатостью пород провинции Черчилл, составляет 1650—1850 млн. лет (Тугаринов, Войткевич, 1966). Складчатость этого возраста на Канадском щите выделяется под названием гудзонской (Stockwell, 1965a). Складчатые комплексы провинции Черчилл на больших площадях перекрыты платформенным чехлом полого залегающих, сравнительно мощных отложений серии Кивино (1000—1200 млн. лет), представленных конгломератами, песчаниками и вулканогенными толщами (Тугаринов, Войткевич, 1970).

Данные определений абсолютного возраста (Stockwell, 1965a; Тугаринов, Войткевич, 1966) указывают на значительное распространение гудзонских складчатых образований (1700—1800 млн. лет) в пределах Канадского щита. К гудзонским складчатым зонам относятся системы геосинклинальных прогибов нижнего и среднего протерозоя Пенокенского пояса, Лабрадорской зоны и провинции Большого Медвежьего озера к северо-западу от массива Йеллоунайф. Еще более северная складчатая зона нижнепротерозойского возраста, по Ф. Кингу (1961), возможно, протягивается в область побережья Арктического бассейна.

### **Пенокенская складчатая зона**

Южнее оз. Верхнего и севернее оз. Гурон прослеживается субширотная система прогибов, выполненных гуронскими отложениями нижнего протерозоя, которые составляют складчатый Пенокенский, или Южный, пояс (Stockwell, 1965a). Гуронские отложения представлены здесь толщами кварцитов, доломитов, вулканогенных пород и кремнистых сланцев. Среди последних выделяются железисто-кремнистые породы, к которым приурочены богатые месторождения железистых руд провинции Великих озер (Кинг, 1961). Гуронские породы этой системы прогибов южнее оз. Верхнего и породы фундамента, выступающие между ними в ядрах поднятий,

подверглись интенсивной складчатости и прорваны гранитами с возрастом 1600–1800 млн. лет (Кинг, 1969; Stockwell, 1965a). Восточнее оз. Гурон пеноченские складчатые структуры приобретают северо-восточное простирание и протягиваются, как указывает Ф. Кинг (1961), вдоль "фронта" Гренвиллского надвига.

### Складчатая зона провинции Лабрадор

Гудзонская складчатая зона провинции Лабрадор охватывает северо-западную часть полуострова Лабрадор, тогда как восточная часть последнего, по-видимому, образует продолжение гренвиллской складчатой зоны (Стоквелл, 1967; Taylor, 1971; Grey, 1973).

В юго-западной окраинной части полуострова Лабрадор резко выделяется крупный Лабрадорский геосинклинальный трог (Gastil, 1960; Гестил и др., 1963; Dimroth, 1971; Марков, 1964), протягивающийся с юго-востока на северо-запад на расстояние 550–600 км через весь полуостров при ширине 60–70 км. Тектоника Лабрадорского трога хорошо изучена в связи с выявлением в его пределах крупнейших запасов железных руд, приуроченных здесь к железисто-кремнистым формациям Феминор, Сокоман и Уабуш Лейк. В строении Лабрадорского геосинклинального трога принимают участие последовательно породы граувакковой, доломито-кремнистой и железисто-кремнистой формаций и комплекс вулканогенных пород андезито-базальтовой формации (в верхней части разреза), общей мощностью около 7 км. К востоку от трога, в пределах Лабрадорской складчатой зоны развиты комплексы гнейсов с возрастом 2100 и 2500 млн. лет (Тугаринов, Войткевич, 1970). Радиометрический возраст нижне- и среднепротерозойских толщ Лабрадорского геосинклинального трога, как установлено многочисленными определениями, составляет 2365–1870 млн. лет (Стоквелл, 1967).

Внутреннее строение трога весьма сложно. Линейные складки внутри трога вытянуты с юго-востока на северо-запад параллельно его общему простиранию. При этом к востоку интенсивность складчатости и степень метаморфизма пород резко усиливаются при переходе к ограничивающим трог с востока гнейсам. Западная граница Лабрадорского трога выражена отчетливо (Марков, 1964). В основании нижнепротерозойского комплекса трога здесь залегают гранито-гнейсы и чарнокиты с абсолютным возрастом по стронцию 2300–2700 млн. лет (Beall a.o., 1963). В целом Лабрадорская складчатая зона наиболее близка по возрасту основного метаморфизма к зоне обширной провинции Черчилл (Тугаринов, Войткевич, 1966, 1970).

### Складчатая зона провинции Большого Медвежьего озера

К северо-западу от Большого Медвежьего озера выделяется зона нижнепротерозойских геосинклинальных прогибов, ограничивающая с северо-запада массив Йеллоунайф. В строении этой гудзонской складчатой зоны принимают участие мощные осадочно-вулканогенные толщи (Блакадар, Фрейзер, 1964), которые сильно метаморфизованы вплоть до гнейсов. Метаморфические породы серии Эхобей интродуцированы гранитами и гранодиоритами, образующими сложный складчатый комплекс. Средний возраст урановых смолков Большого Медвежьего озера оценивается в  $1400 \pm 50$  млн. лет (Тугаринов, Войткевич, 1966). Как отмечают Ф. Кинг (1961) и К.Х. Стоквелл (Stockwell, 1965a), складчатая зона Большого Медвежьего озера сходна с провинцией Черчилл по времени консолидации.

Целый ряд гудзонских складчатых зон, видимо, распространен и далее к северу, уже в пределах докембрия Канадского Арктического архипелага (Sander, Overton, 1965).

### Зона Гренвилл

На юго-восточной окраине Канадского щита выделяется крупнейшая зона Гренвилл. Она ограничивает с юго-востока массив оз. Верхнего, протягиваясь в виде пояса шириной в 400 км к северо-востоку от озер Гурон и Онтарио, через про-

винции Онтарио и Квебек в пределы полуострова Лабрадор вплоть до его северо-восточного побережья. На юго-востоке эта окраинная зона Канадского щита ограничена складчатыми сооружениями Аппалачской системы.

Рассматриваемая зона сложена образованиями серии Гренвилл, представленной сложным комплексом сланцев, кварцитов, мраморов и гнейсов, возникших за счет осадочных толщ. Общая мощность пород гренвиллской серии составляет от 6 до 10 км. Более точно она не может быть установлена ввиду сдвигания пластов, вызванного складчатостью и надвигами. Накопление пород серии Гренвилл происходило в интервале 2–2,4 млрд. лет (Engel, 1963). В то же время, как подчеркивают К.Х. Стоквелл и другие исследователи (Stockwell, 1965a; Dence а.о., 1971), в пределах зоны Гренвилл очень широко развиты древние комплексы (серия Киватин), которые прослеживаются в ее пределах на простирании структур массива оз. Верхнего и гудзонских складчатых зон.

Серия Гренвилл прорвана многочисленными интрузиями гранитов и сиенитов. Наиболее примечательные интрузивные породы зоны Гренвилл — массивы анортитов, среди которых особо выделяются крупные массивы в горах Адирондак, в провинции Квебек и на полуострове Лабрадор (Павловский, 1967). Возраст широко распространенных гранитных интрузий Гренвиллской зоны составляет около 1000–1100 млн. лет (Engel, 1963).

От киватинских и тимискамингских структур массива оз. Верхнего образования Гренвиллской зоны отделены системой глубинных разломов — линеементам Гурон — Мистассини (Stockwell, 1965a), или Гренвиллским "фронтами". При этом породы массива оз. Верхнего упираются в эту границу почти под прямым углом. На отдельных участках линия Гренвиллского "фронта" представляет собой систему глубинных разломов с юго-восточным падением. Как указывает Ф.Кинг (1961), Гренвиллский пояс в целом был надвинут по большим разломам по направлению к ядру континента после того, как он испытал сложные деформации и раздробление с образованием гранитов вдоль юго-восточного края Канадского щита на рубеже около 1000–1100 млн. лет.

#### ФУНДАМЕНТ ПЛИТЫ СЕВЕРО-АМЕРИКАНСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Южная и западная части Северо-Американской платформы, охватывающие центральные части США, а также широкую область между Канадским щитом и Кордильерами, представляют собой обширную плиту Центральных равнин (см. рис. 26), фундамент которой прикрыт более или менее мощным платформенным чехлом и выступает на поверхность лишь на некоторых небольших участках (плато Озарк в Миссури, плато Льяно в Техасе, плато Сиу на юго-востоке Южной Дакоты и т.д.).

Докембрийские складчатые породы фундамента обнажаются также вдоль юго-западной окраины платформы, деформированной ларамийской складчатостью (Кинг, 1961; Шоу, 1967), в горах Блэк-Хилс в Южной Дакоте, в горах Биг-Хорн, Уинд-Ривер и в Гранитных в Вайоминге и в Передовом хребте Скалистых гор в штатах Вайоминг и Северном Колорадо. Значительная часть докембрия Восточных хребтов и плато Колорадо, как и на Канадском щите, представлена глубоко метаморфизованными и дислоцированными осадочно-вулканогенными породами и разнообразными интрузиями, в основном гранитов. Метаморфические и интрузивные породы слагают ядра большинства хребтов в штатах Колорадо и Вайоминг, а также выступают на поверхность в расположенных несколько в стороне горах Блэк-Хилс в Южной Дакоте. Толщи кварцитов обнажены в горах Медисин-Боу в штате Вайоминг и горах Ниидл-Маунтинс в штате Колорадо. Некоторые хребты на востоке центральной части штата Вайоминг сложены железистыми формациями, подобными гуронским железорудным формациям Канадского щита.

Среди интрузий в штате Вайоминг восточнее гор Ларамы выделяется массив анортитов, но большинство интрузий представлено разнообразными гранитами. Один из наиболее крупных массивов гранитов выделяется в районе пика Пайкс-

Пикс. Граниты развиты в пределах большей части Передового хребта, а сходные граниты Шерман прослеживаются к северу, в район Ларамии в штате Вайоминг. Доминирующее простирание складчатых структур докембрия в штате Колорадо — юго-западное. Оно продолжается и в штат Аризона, указывая на существование складчатой системы, лежащей на продолжении зон юго-западной части Канадского щита и расположенной почти под прямым углом к мезозоидам Скалистых гор. В то же время в горах Блэк-Хилс и в хребтах штата Вайоминг преобладают северо-западные направления складчатых комплексов докембрия, более близкие к простиранию Скалистых гор.

Данные радиометрических определений свидетельствуют о существовании в составе докембрия Передового хребта Скалистых гор в штатах Вайоминг и Колорадо нескольких разновозрастных комплексов. Так, в Северо-Западном Вайоминге, в горах Безртут и Оул-Крик возраст пород характеризуется двумя группами цифр — 2600—2700 и 3100 млн. лет (Catanzaro, Kulp, 1964), т.е. сопоставим с возрастом серии Киватин Канадского щита. Значения 2600—2700 млн. лет отмечают здесь возраст гранитизации и регионального метаморфизма пород. Возраст 3100 млн. лет получен свинцово-изотопным методом по цирконам из гранито-гнейсов, мигматитов и амфиболитов (Тугаринов, Войткевич, 1970). Возраст пород докембрия в горах Блэк-Хилс составляет 1600 млн. лет, а южнее, в штате Колорадо, для гранитов Боулдер-Крик — 1700—1800 млн. лет (Peterman, Hedge, 1964). В штатах Нью-Мексико и Аризона установлен возраст около 1300 млн. лет (Кинг, 1961). Эти радиометрические определения указывают на существование разновозрастных зон фундамента, пространственное расположение которых остается еще неясным.

Складчатый фундамент выступает в пределах плиты Северо-Американской платформы лишь на небольших участках (см. рис. 26). На плато Льяно в штате Техас обнажены метаморфические породы и граниты. В горах Уачита выступают граниты с возрастом около 560 млн. лет (Goldich a.o., 1966). На плато Озарк в юго-восточной части штата Миссури на поверхности развиты вулканогенные толщи, представленные трахитами, дацитами и андезитами, которые прорваны гранитами с возрастом около 1300—1540 млн. лет. В южной части США граниты с возрастом от 1450 до 1600 млн. лет вскрыты в Канзасе и Миссури. Широко развиты граниты возрастной группы 1350—1450 млн. лет, которые встречаются на пространстве от штата Нью-Мексико до штатов Колорадо и Миссури (Mose and Bickford, 1972). Эта группа гранитов особенно полно представлена в поднятии Немаха, на севере которого вскрыты гнейсы и граниты с возрастом 1700 млн. лет.

Породы фундамента плиты Северо-Американской платформы вскрыты в настоящее время многими глубокими скважинами, пробуренными на нефть и газ, особенно в районах Среднего Запада США и в штате Альберта в Канаде. Данные бурения в области Среднего Запада США послужили основой весьма интересных сводок о составе и строении фундамента этой обширной части плиты Северо-Американской платформы (Goldich a.o., 1966; Rudman a.o., 1965; Muehlberger a.o., 1967). Как отмечают А. Рудмен, К.М. Саммерсон и В. Хайнц (Rudman a.o., 1965), в пределах штатов Миссури, Иллинойс, Кентукки, Западного Огайо и Индианы породы фундамента представлены разнообразными гранитоидами и гранито-гнейсами так называемой гранитной провинции Среднего Запада.

#### **ВНУТРЕННЕЕ СТРОЕНИЕ ФУНДАМЕНТА И ТИПЫ АНОМАЛЬНЫХ МАГНИТНЫХ ПОЛЕЙ СЕВЕРО-АМЕРИКАНСКОЙ ПЛАТФОРМЫ**

Строение и состав фундамента Северо-Американской платформы отображаются разнообразными по типу магнитными аномалиями, систематизация и тектоническая интерпретация которых по отдельным районам рассматриваются во многих работах. Вместе с тем, отсутствие сводных карт магнитных аномалий Северо-Американской платформы в целом, по-видимому, является причиной того, что для нее пока не



составлены сводки, обобщающие геологические результаты региональных геофизических исследований. В то же время материалы обширных радиологических исследований послужили основанием для расчленения фундамента Северо-Американской платформы на ряд разновозрастных комплексов. Наиболее важные обобщения современных геологических, геофизических и геохронологических данных по докембрию Северной Америки были выполнены Дж.Т. Вильсоном (I. Wilson, 1948, 1949, 1959, 1972), Г. Гестиллом (Gastil, 1960), А. Энгелем (Engel, 1963) и С. Голдичем (Goldich a.o., 1966).

Дж.Т. Вильсон рассматривал историю формирования остова Северо-Американского континента как последовательное обрастание древних ядер (массивов оз. Верхнего и Йеллоунайф) более молодыми поясами. Г. Гестил (Gastil, 1960) впервые дал возрастное расчленение фундамента всей Северо-Американской платформы по результатам определений радиометрических возрастов, которые отчетливо указывают, что древние комплексы расположены в основном в центральных частях, а более молодые — на ее периферии. Таким образом, Г. Гестил также пришел к выводу о последовательном нарастании континента от центра к периферии. А. Энгель (Engel, 1963) обработал и использовал для своих построений значительно более полные радиологические данные, что позволило ему выделить четыре возрастных этапа формирования земной коры фундамента платформы, соответствующих основным тектоническим провинциям докембрия Канадского щита. Анализ новых данных по тектонике докембрия Канадского щита и материалы региональных геофизических и геохронологических исследований в настоящее время позволяют более обоснованно решать проблему выяснения внутреннего строения и основных этапов истории формирования складчатого основания платформы.

#### КАНАДСКИЙ ЩИТ

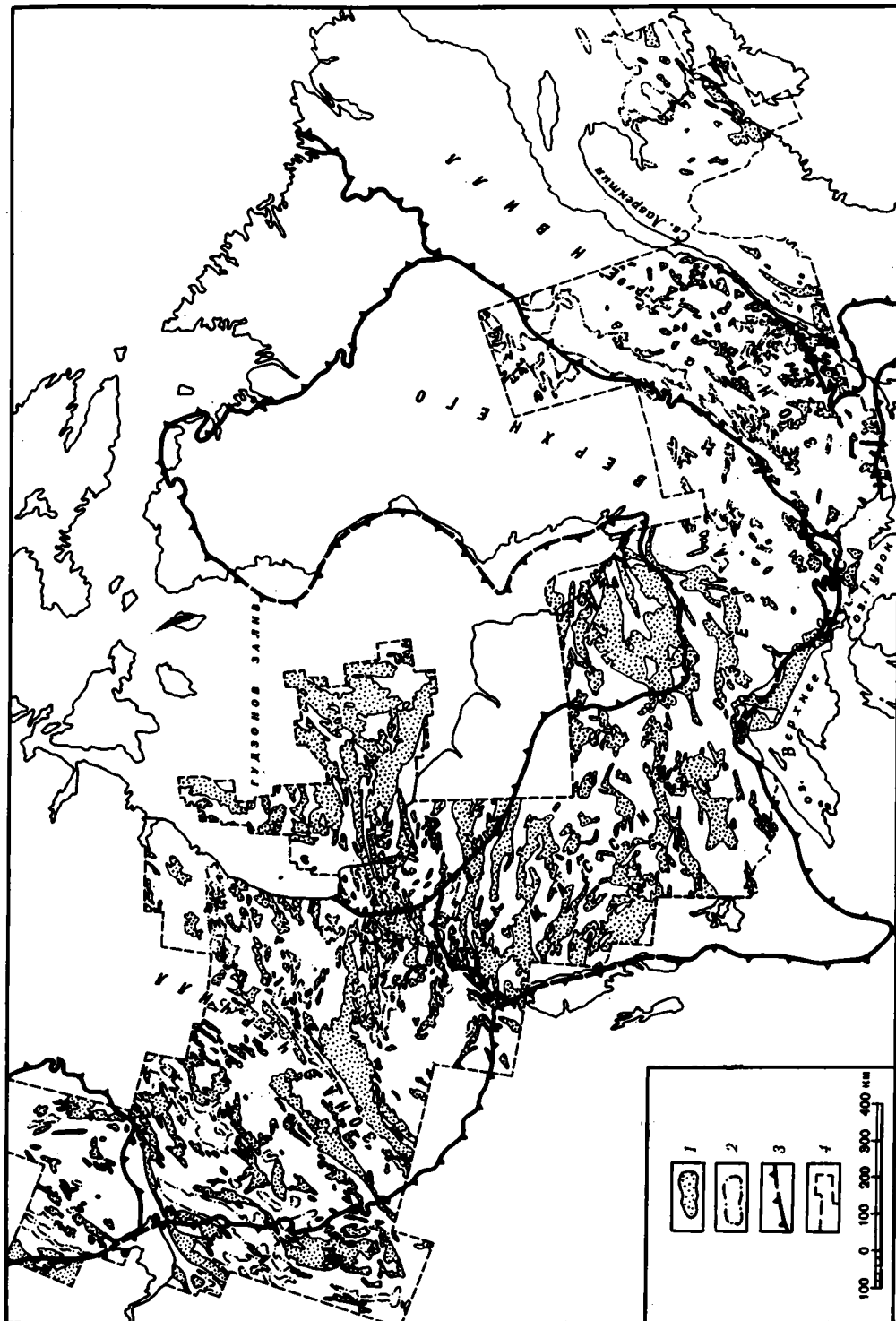
Обширная область обнаженного фундамента Канадского щита имеет исключительно важное значение для изучения закономерностей и специфики стиля тектонического развития земной коры в раннем докембрии вообще. На примере Канадского щита могут с большим успехом решены сложные вопросы о пространственных и временных соотношениях крупнейших складчатых зон и массивов докембрия и их региональной геофизической характеристики. В связи с этим систематизация и тектоническая интерпретация основных типов магнитных полей Канадского щита в зависимости от возраста и характера структур складчатого докембрия имеет особо важное значение. Согласно данным Канадского геофизического бюллетеня (Ostenso, 1966), аэромагнитными съемками покрыты центральные и южные районы провинции Квебек и Онтарио, северные районы провинций Манитобы, Саскачевана и Альберты, а также южные части областей Маккензи и Киватин. Кроме того, сеть региональных аэромагнитных профилей и площадными съемками на отдельных участках охвачены острова Канадского Арктического архипелага (Грегори и др., 1964; E. King a.o., 1966) и некоторые другие районы Канады. К настоящему времени материалы обширных аэромагнитных исследований в пределах большей части Канадского щита обобщены в виде сводной карты (Magnetic anomaly map of Canada, 1968; рис. 28).

Имеющиеся материалы аэромагнитных съемок были с успехом использованы при составлении новейшей тектонической карты Канады в масштабе 1:5 000 000 (Stockwell, 19656). На этой карте, составленной под руководством К.Х. Стоквелла, оси линейных положительных магнитных аномалий совместно с геологически-



Рис. 28. Схема магнитных аномалий Канады (Magnetic anomaly map of Canada, 1968; Кропоткин и др., 1971)

1 — магнитные максимумы (более 200 гамм); 2 — магнитные минимумы (менее -200 гамм); 3 — границы Канадского щита и его тектонических зон; 4 — границы магнитной съемки



ми данными отображают простираения и характер строения разнообразных докембрийских складчатых образований. Данные о магнитных аномалиях обобщены и в ряде других работ (Haines a.o., 1971).

Сводная карта магнитных аномалий Канадского щита наряду с более детальными данными магнитных съемок на отдельных участках может служить основой для систематизации и тектонической интерпретации типов магнитных аномалий в зависимости от возраста и характера складчатых структур докембрия (см. рис. 28). Имеющиеся данные магнитных съемок использованы для геологической интерпретации в комплексе с гравиметрическими данными, которые обобщены на сводной карте всего Канадского щита в масштабе 1:2 500 000 (Bouquier gravity anomaly map of Canada, 1967).

### Архейский массив озера Верхнего

Обширный массив древнейших образований провинции оз. Верхнего характеризуется чрезвычайно своеобразным интенсивным мозаичным магнитным полем, на которое наложены региональные области повышенных и пониженных значений. Последние иногда имеют субширотную ориентировку и часто сложную дугообразную конфигурацию в плане, объединяя множество разнообразных магнитных аномалий (см. рис. 28) и отражая, видимо, расчленение массива на ряд блоков. Широкие простираения региональных аномалий магнитного поля преобладают в северо-западной части массива оз. Верхнего. В северо-восточной его части, восточнее Гудзонова залива дуговые структуры и субширотные системы мозаичных аномалий переходят к северу в преобладающие субмеридиональные простираения региональных магнитных аномалий. Наряду с широкими, неправильными по форме магнитными максимумами и минимумами мозаичного магнитного поля массива оз. Верхнего в его же пределах выделяется множество резких линейных магнитных аномалий. Следует особо подчеркнуть общий значительно повышенный фон аномально-го магнитного поля массива оз. Верхнего, свидетельствующий о широком распространении интенсивно намагниченных комплексов большой мощности, которыми здесь в первую очередь являются вулканогенные толщи серии Киватин.

Характер магнитного поля серии Киватин массива оз. Верхнего особенно типично выражен в северо-восточной части провинции Онтарио. На так называемой отфильтрованной аэромагнитной карте (Bhattacharyya, Morley, 1965), на которой практически целиком удалено влияние локальных, интенсивно намагниченных поверхностных источников, мозаичные максимумы и минимумы группируются в сложные участки и пояса положительных и отрицательных значений магнитного поля, отражая блоки различного петрографического состава в пределах массива. Пояса региональных максимумов и минимумов объединяют множество разнообразных аномалий, придающих магнитному полю своеобразный мозаичный характер. В целом участки положительных и отрицательных значений различаются по общей интенсивности магнитного поля на величину, достигающую 1000 гамм. Вулканические и вулканогенно-осадочные породы рассматриваемого района — высоко намагниченные образования. Они отчетливо очерчены поясами повышенных значений магнитного поля и в целом, таким образом, резко отличаются от слабомагнитных гранитов (Bhattacharyya, Morley, 1965). При этом группы магнитных максимумов четко связываются с вулканогенными комплексами серии Киватин, тогда как зоны пониженных значений — с осадочными толщами и гранитоидами.

Общий характер связи тектоники, состава и типов магнитных полей серии Киватин очень ярко выявляется также по данным аэромагнитной съемки в Северной Манитобе и в пределах окраинной северо-западной части массива оз. Верхнего. Магнитное поле этого района выражено рядом мозаичных широких магнитных аномалий, осложненных резкими узкими линейными максимумами. Вулканогенные породы серии Киватин в этой части массива оз. Верхнего обуславливают, как правило, широкие и интенсивные аномалии до 2000–3000 гамм (Kornic, Mac Laren, 1966; Kornic, 1969). Острые аномалии в пределах поясов вулканогенных пород обычно вызваны железорудными формациями, переслаивающимися с эффузив-

ными образованиями. В целом весьма своеобразные куполовидные структуры серии Киватин, не имеющие отчетливой линейной ориентировки в плане, обуславливают характерное мозаичное магнитное поле массива оз. Верхнего. Развитые в пределах последнего обширные поля разнообразных и разновозрастных гранитоидов с многочисленными гнейсовыми куполами обычно характеризуются пониженными значениями мозаичного магнитного поля.

На фоне мозаичного магнитного поля массива оз. Верхнего четкими линейными простирациями магнитных максимумов отмечаются узкие шовные прогибы серии Тимискаминг, которые резко выделяются среди пород серии Киватин и обширных полей гранитоидов массива оз. Верхнего. Очень типичные широтные магнитные максимумы над осадочно-вулканогенными толщами прогибов Тимискаминг выражены в юго-восточной части провинции Онтарио к западу от оз. Лардер (см. рис. 28), где отчетливо отображается их наложенность на мозаичное поле серии Киватин. Обширный архейский массив оз. Верхнего с его мозаичным магнитным полем резко выделяется среди окружающих линейных зон гудзонской складчатости. Важно подчеркнуть при этом, что простираения магнитных аномалий субширотных полос киватинских образований массива оз. Верхнего в ряде случаев секутся линейными простирациями складчатых структур и магнитных максимумов смежных складчатых зон. Особенно эффектно выражено срезание субширотных киватинских и тимискамингских простираций северо-восточными гренвиллскими и северо-западными лабradorскими вдоль восточной и северо-восточной окраин массива оз. Верхнего по линии глубинного надвига. Вдоль южного и северо-западного его ограничений отмечается согласное простираение киватинских структур и ограничивающих складчатых зон.

Древнейший массив оз. Верхнего, выделяемый Дж.Т. Вильсоном (I. Wilson, 1949, 1959) и другими исследователями в качестве крупнейшего зеленокаменного ядра Северо-Американской платформы, имеет, следовательно, чрезвычайно отчетливую региональную магнитометрическую характеристику и, видимо, должен рассматриваться как тектонотип аналогичных блоков земной коры.

### Архейский массив Йеллоунайф

Массив Йеллоунайф, также сложенный вулканогенными зеленокаменными породами серии Киватин, хотя и отличается небольшой площадью по сравнению с массивом оз. Верхнего, но также весьма показателен с точки зрения его региональной магнитометрической характеристики (см. рис. 28). В целом мозаичное магнитное поле массива Йеллоунайф отличается нерегулярными, изогнутыми и криволинейными простирациями магнитных аномалий (Magnetic anomaly map of Canada, 1968), которые осложнены, однако, рядом линейных узких аномалий в основном субмеридионального и северо-восточного простираений.

В пределах массива на основании характера магнитного поля и его интенсивности выделяется ряд основных систем аномалий (Wright, 1959, 1963), которые в общем хорошо увязываются со складчатыми структурами докембрия. Простираение магнитных аномалий в общем дугообразно меняется от северо-восточного на западе до северо-западного на востоке, отчетливо вырисовывая общие контуры массива среди окружающих его систем полосовых аномалий гудзонид. Наиболее крупные магнитные максимумы в пределах массива Йеллоунайф (к северу от г. Йеллоунайф, в районе оз. Эйлер, в верховьях р. Бэк и др.) отображают мощные вулканогенные толщи основного состава серии Киватин, измененные в зеленокаменные породы. В то же время отдельные зоны пониженного магнитного поля связаны с позднеархейскими гранитоидами и более древними гнейсами.

Статистический анализ некоторых аэромагнитных карт северо-запада Канадского щита (Horton a.o., 1964) на основании использования автоковариационных функций позволил значительно более надежно установить ориентировку и пространственное распространение складчатых структур и главнейших разломов этой мало изученной части щита. Весьма характерны угловатые очертания массива Йеллоунайф, ограниченного опоясывающими его линейными зонами гудзонской складчатости.

Обширная складчатая зона Черчилл, протягивающаяся между массивами оз. Верхнего и Йеллоунайф, резко отличается от них иным простиранием складчатых структур и аномалий полосового магнитного поля. Эта обширная зона гудзонской складчатости имеет весьма сложное внутреннее строение, соответственно отражающееся в характере и особенностях пространственного распределения магнитных аномалий. В целом складчатая зона Черчилл протягивается далеко на север через полуостров Бутия в область островов Канадского Арктического архипелага, где резко срезается палеозоидами Иннуитской складчатой системы (Кинг, 1961, 1967).

В окраинной северо-западной и северо-восточной частях зоны Черчилл ярко выявляется дугообразное облекание смежных древнейших массивов серии Киватин протяженными складчатыми структурами и полосовыми магнитными аномалиями. Соответственно в магнитном поле фиксируются юго-восточная и северо-западная границы складчатой зоны Черчилл. Так, ее граница с массивом оз. Верхнего, выраженная глубинным надвигом и поясом гипербазитов, рельефно отмечается протяженным узким минимумом магнитного поля, который по данным аэромагнитной съемки прослеживается на стыке крупнейших структурных элементов Канадского щита на расстоянии около 640 км (Kornic, Mac Laren, 1966). Этот линейный магнитный минимум изменяет свое простирание соответственно направлению границы между зоной Черчилл и массивом оз. Верхнего от северо-восточного на западе до широтного на востоке. Граница складчатой зоны Черчилл с массивом Йеллоунайф, выраженная на западе линеаментом Большого Невольничьего озера (Magnetic anomaly map of Canada, 1968), фиксируется в магнитном поле системой линейных минимумов соответствующего северо-восточного простирания (см. рис. 28), которая прослеживается на юго-запад за пределы щита.

Следует подчеркнуть очень рельефное полосовое строение магнитного поля зоны Черчилл. По выдержанности простираний и правильности чередования аномалий особенно выделяется район восточнее оз. Атабаска. В более восточных районах зоны Черчилл прослеживаются крупнейшие полосовые аномалии в районе оз. Волластон, в бассейне р. Хэйсе и другие, имеющие общее северо-восточное простирание. Весьма ярко характер и природа магнитного поля зоны Черчилл отражаются в области Стэнли штата Саскачеван. Здесь выявляются в общем три основных типа магнитных аномалий, соответствующие трем различным типам пород (Reford, Sumner, 1964). Вулканогенные породы докембрия характеризуются многочисленными магнитными аномалиями, интенсивность которых резко варьирует от 2000 до 2700 гамм. В то же время поясам метаморфизованных осадочных пород этой области отвечают относительные минимумы магнитного поля со средней интенсивностью порядка 100 гамм. Наконец, интрузии гранитов по сравнению с другими типами пород — слабо магнитны и отражаются минимумами или незначительными повышениями магнитного поля.

Интересные исследования по статистическому анализу аэромагнитных данных были выполнены в северо-западной части провинции Черчилл, на участке, расположенном к юго-востоку от Большого Невольничьего озера (Horton a.o., 1964). Аэромагнитные карты были проанализированы вдоль профиля длиной около 300 км, пересекающего почти вкрест простирания складчатые комплексы этой части зоны Черчилл. Локальные полосы интенсивных магнитных максимумов связаны здесь с основными интрузиями, которые залегают на несколько сот метров ниже уровня дневной поверхности, в то время как более крупные по площади максимумы, характеризующиеся значениями от нескольких сот до 2000 гамм и более на фоне региональных аномалий обычно сложены гранитами, гранодиоритами и диоритами. Малоинтенсивные, до 200–300 гамм ниже общего фона, магнитные аномалии вызваны складчатыми осадочными толщами. Локальные зоны с интенсивностью от 300 до 1000 гамм на региональном фоне увязываются с отдельными массивами диоритов, габбро, метагаббро, гнейсами и основными гнейсами или интрузивными породами. Как показывает статистический анализ аэромагнитных данных (Affleck, 1963), большинство крупных магнитных аномалий обычно ассоциируется

с доминирующими системами структурных простираций. При этом системы магнитных максимумов так же, как большие разломы и сильно искривленные складчатые пояса, имеют в этом районе северное, северо-восточное и северо-западное простираия (см. рис. 28).

Отчетливое полосовое строение магнитного поля зоны Черчилл и ряд других геолого-геофизических данных послужили для некоторых исследователей (R. Gibb, 1971; H. Gibb, R. Walcott, 1971; и др.) основанием для пока крайне гипотетических реконструкций докембрийского континентального дрейфа как механизма формирования структур Канадского щита. Дж.Т. Вильсон (I. Wilson, 1972), развивая новые взгляды на тектонику древних щитов, изложенные им в докладе на XV Генеральной Ассамблее Международного геодезического и геофизического союза в Москве, также допускает в настоящее время возможность значительных горизонтальных движений при формировании гудзонских геосинклинальных систем на коре океанического типа. Очевидны огромные трудности выявления такого рода структур для глубокого докембрия.

В целом для складчатой зоны Черчилл может быть отмечено ее общее веерообразное расширение по мере движения к северо-востоку, наряду с обтеканием краев смежных древних массивов. Подобное строение этой обширной складчатой зоны заставляет предполагать вероятное существование древнего массива где-то в области центральной и западной частей Гудзонова залива (Гудзонский протоко-континент; Goodwin, 1968; Hobson a.o., 1967; Hunter, Mereu, 1967). На севере, в области Канадского Арктического архипелага субмеридиональные простираия зоны Черчилл резко срезаются субширотными полосовыми аномалиями Иннуитской складчатой системы (Кинг, 1967; King a.o., 1966), определяющей здесь северную границу Северо-Американской платформы.

#### Пенокенская складчатая зона

Складчатые толщи серии Гурон в пределах Пенокенской зоны, отличающиеся мощным развитием железорудных формаций, отмечаются интенсивными линейными аномалиями магнитного поля, резко ограничивающимися с юга мозаичные поля массива оз. Верхнего. Очень четко ограничение мозаичного магнитного поля киватинских структур массива линейными аномалиями Пенокенской зоны выражено вдоль северо-восточного побережья оз. Верхнего (см. рис. 28).

Пояса развития железистых формаций Пенокенской складчатой зоны, обогащенные железными рудами, образуют так называемые "Железные хребты" (Кинг, 1961) в области оз. Верхнего. Наиболее крупные из них выделяются в хребтах Месаби и Вермилион в штате Миннесота, а также в хр. Кайана и др. Они фиксируются, как правило, наиболее интенсивными магнитными максимумами. Некоторые из больших магнитных аномалий вызываются в пределах зоны также основными интрузиями, например, на восточном конце хр. Месаби. Аэромагнитные съемки в районе "железных хребтов" позволяют установить главнейшие простираия магнитных аномалий, ассоциирующихся с известными залежами железных руд, и определить их возможное продолжение. Западнее оз. Верхнего прослеживается с юго-западным и субширотным простираием система узких линейных магнитных аномалий интенсивностью до 2500—3000 гамм, приуроченных к полосам вулканогенных толщ средней части серии Кивино (White, 1966). К югу от оз. Верхнего и г. Эшленд весьма интенсивные линейные максимумы связаны с железорудными формациями гурона хр. Гогбек.

Таким образом, в магнитном поле этого района четко вырисовывается строение Эшлендской синклинали, в основном образованной осадочно-вулканогенными толщами серии Кивино. Массив габбро Дулут фиксируется интенсивными широкими магнитными аномалиями. Южнее, на продолжении Пенокенской зоны в Центральной Миннесоте выступы гнейсов, гранитоидов и основных интрузий фиксируются мозаичным магнитным полем, резко ограниченным на востоке по разлому Дуглас меридиональными линейными максимумами над вулканогенными толщами серии Кивино (Sims, 1965).

## Лабрадорская складчатая зона

В пределах Лабрадорской зоны гудзонской складчатости в магнитном поле наиболее резко выделяется крупный Лабрадорский геосинклинальный трог. Интенсивные линейные магнитные аномалии Лабрадорского трога хорошо изучены в связи с выявлением в его пределах крупнейших запасов железных руд в составе железисто-кремнистых формаций Фенимор, Сокоман и Уабуш-Лейк (Gastil, 1960; Dimroth, 1971). Они в общем весьма сходны по типу с мощными полосовыми максимумами над складчатыми полосами железистых кварцитов многих других древних платформ (зона КМА и т.д.). Аэромагнитной съемкой особенно детально покрыто южное окончание Лабрадорского трога, где производилось оконтуривание известных железорудных тел и выявление новых залежей.

Тектоника и характер магнитных полей поясов гудзонской складчатости, прослеживающихся к северо-западу от Лабрадорской зоны на северо-восточном побережье Гудзона залива, северном продолжении зоны Черчилл и зоны Большого Медвежьего озера, еще недостаточно изучены. В области северного побережья Канады и Канадского Арктического архипелага, несомненно, существуют многие еще не выделенные складчатые зоны и массивы докембрия.

Общее представление о тектонике докембрия северной периферии Канадского щита дает геологическая интерпретация аэромагнитных профилей, проведенных через Канадский Арктический архипелаг (Грегори и др., 1964). На краю докембрийского щита здесь выделяется ряд сравнительно неглубоких, неясно оконтуренных впадин, сложенных нижнепалеозойскими отложениями платформенного чехла и разделенных широкими выступами фундамента, имеющими различную форму (Торстейнссон, Тозер, 1964). Блоковое строение фундамента и отдельные разломы находят здесь четкое отражение в характере магнитных полей. Так, в районе свода Бутия и прилегающих территорий выделяется большая магнитная аномалия субмеридионального простиранья и ряд более мелких максимумов. Как показывают аэромагнитные данные, на западе свод Бутия, вероятно, ограничен большим разломом. Ряд более мелких разломов осложняют его северное окончание. В региональном плане магнитные аномалии и структурные простиранья этого района являются далеким северным продолжением полосовых магнитных аномалий обширной складчатой зоны Черчилл.

## Зона Гренвилл

Гренвиллская зона отличается весьма сложным характером в целом пониженного аномального магнитного поля. Аэромагнитными съемками в основном покрыта ее юго-западная половина (Ostenso, 1966), где в общем можно проследить зависимость типов магнитных аномалий от возраста и состава пород зоны. Ввиду сложности строения Гренвиллской зоны простиранья ее складчатых комплексов и магнитных аномалий, как правило, сложно изогнутые, криволинейные и дугообразные (Stockwell, 1965a). Это относится в особенности к области развития архейских парагнейсов и ортогнейсов в юго-западной части зоны Гренвилл (см. рис. 26, 28), прилегающих с юго-востока к массиву оз. Верхнего и интенсивно гранитизированных и магматизированных в гренвиллскую эпоху дробления и кратонизации фундамента. Обрывки древних структур на этом участке не параллельны Гренвиллскому "фронту" и коррелируются с субширотными простираньями в пределах архейского массива Киватин, имея неправильные криволинейные простиранья. Юго-восточнее и восточнее Гренвиллская зона характеризуется чередованием участков со сложными криволинейными структурными простираньями и мозаичным полем с полосами линейных простираний магнитных аномалий, обычно субмеридиональной ориентировки. Подобный характер внутреннего строения Гренвиллской зоны сохраняется и далее к северо-востоку. Таким образом, почти вся зона Гренвилл может состоять из древних пород архея и нижнего протерозоя, омоложенных в гренвиллский этап гранитизации и метаморфизма на рубеже 1000–1100 млн лет (Stockwell, 1965a).

Разнообразные комплексы метаморфических и магматических пород в пределах Гренвиллской зоны отражаются весьма различными по характеру и типу магнитными аномалиями. Комплексы сланцев, кварцитов, мраморов и гнейсов серии Гренвилл, как правило, характеризуются пониженными значениями магнитного поля, обычно северо-восточной ориентировки. Наиболее примечательные интрузивные породы зоны Гренвилл — крупные массивы анортозитов (Павловский, 1967) — обычно фиксируются широкими и плавными магнитными аномалиями. В то же время основные интрузии отмечаются резкими максимумами с большими градиентами. Наконец, широко распространенные молодые граниты отображаются четкими минимумами магнитного поля.

Одна из наиболее важных черт провинции Гренвилл — характер ее контакта на северо-западе с массивом оз. Верхнего и Пенокенской и Лабрадорской зонами Гудзонской складчатости вдоль больших разломов Гренвиллского "фронта". Интересен тот факт, что Гренвиллский "фронт" протягивается к юго-западу через Канаду, где к нему приурочена линия эпицентров землетрясений (Rudman a.o., 1965). В магнитном поле Гренвиллская зона разломов, обычно выраженных крутыми надвигами (Кинг, 1961), отображается в своей юго-западной части протяженными и полосовыми минимумами. Некоторые исследователи (Kornic, Mac Laren, 1966) считают, что "Гренвиллский фронт" области Седбери напоминает границу между массивом оз. Верхнего и складчатой зоной Черчилл. Он имеет столь же характерное отображение в магнитном поле в виде полосового минимума, которое может быть использовано для трассирования границы. Гренвиллская зона разломов рельефно отображается также интенсивным узким минимумом силы тяжести (до  $-100$  миллигал и менее). Как известно (Кинг, 1961, 1969), канадские геологи предполагают здесь "корни" протерозойской складчатой системы. Интенсивный минимум силы тяжести отвечает, видимо, увеличению мощности и разуплотнению земной коры в результате глубинных надвигов вдоль "Гренвиллского фронта".

Таким образом, геологические и геофизические данные указывают, что Гренвиллская зона в целом надвинута на образования массива оз. Верхнего и гудзонских складчатых зон. В частности, Ф. Кинг (1961) отмечает, что структуры Пенокенской складчатой зоны протягиваются вдоль "Гренвиллского фронта". Столь широкое распространение древних образований в пределах Гренвиллской зоны, интенсивно гранитизированных и раздробленных в гренвиллский этап, дает основание рассматривать ее в качестве мощного пояса регенерации и раздробления с образованием гранитов вдоль юго-восточной окраины Канадского щита на рубеже 1000—1100 млн. лет. Вероятно, Гренвиллская зона может рассматриваться в качестве аналога краевого пояса готской регенерации свекофенно-карельского фундамента, известного на западе Восточно-Европейской платформы.

Сопоставление основных массивов и складчатых зон Канадского щита с соответствующими им магнитными полями позволяет установить их региональную геофизическую характеристику. В отличие от архейских массивов оз. Верхнего и Йеллоунайф, гудзонские складчатые зоны Канадского щита характеризуются полосовыми аномалиями магнитного поля. Среди них особо выделяется по своим размерам обширная система полосовых аномалий магнитного поля складчатой зоны Черчилл, которая вполне сопоставима по своей площади с областью мозаичного поля массива оз. Верхнего. Системы полосовых магнитных аномалий Канадского щита ярко подчеркивают пространственные закономерности распространения в его пределах зон гудзонской складчатости, имеющих, как правило, северо-восточную и северо-западную ориентировку. Протяженная зона Гренвилл в окраинной юго-восточной части Канадского щита в общем не характеризуется какими-либо специфическими особенностями магнитного поля, отличающими ее от смежных частей массива оз. Верхнего и зон гудзонской складчатости. Однако в целом магнитное поле зоны Гренвилл является пониженным по сравнению с более повышенным аномальным полем массива оз. Верхнего с его большими системами магнитных максимумов, что, видимо, можно связать с широкой региональной гранитизацией в пределах зоны Гренвилл.



Анализ региональной магнитометрической характеристики складчатых зон и массивов Канадского щита позволяет распространить выявленные закономерные соотношения определенного типа магнитных аномалий и складчатых комплексов докембрия в пределы плиты Северо-Американской платформы, т.е. той ее части, которая покрыта платформенным чехлом. Однако ввиду весьма неравномерного и неполного изучения всей площади плиты магнитными съемками (Ostenso, 1966) и отсутствия сводных карт магнитных аномалий вопросы систематизации типов магнитных полей в зависимости от возраста и характера структур фундамента могут здесь решаться в первую очередь только для территории склонов Канадского щита и для некоторых участков внутренних районов плиты и зон ее структурных ограничений (рис. 29). Сравнительно детальное изучение возраста и состава пород фундамента плиты и природы геофизических аномалий, которое позволяет проследить погребенное продолжение ряда складчатых зон и массивов Канадского щита под платформенным чехлом, выполнено для значительных участков его юго-западного и южного склонов и в некоторых районах центральных областей плиты.

Весьма интересны результаты региональных геофизических исследований к западу от Канадского щита в районе озер Большого Невольничьего и Атабаска в северной и северо-восточной частях штата Альберта и в смежных районах области Маккензи. На магнитных картах здесь отражается погребенное юго-западное продолжение зоны Черчилл и массива Йеллоунайф Канадского щита, разделенных крупнейшим глубинным разломом. Большой Невольничий разлом Канадского щита и составляющий его продолжение под платформенным чехлом юго-западной части Большого Невольничьего озера разлом р. Хэй (Reford, Sumner, 1964) по геологическим и магнитометрическим данным прослеживаются на протяжении многих сотен километров. Погребенное юго-западное продолжение Большого Невольничьего разлома четко фиксируется здесь полосовым минимумом на стыке двух разнородных областей магнитного поля.

Интерпретация аэромагнитных аномалий в Северо-Восточной Альберте, проведенная Г.Д. Гарландом и М.Е. Бауэром (1961), Р. Барвешэм и Дж. Крупичкой (Burwash, Krupicka, 1970), позволяет четко систематизировать их в зависимости от состава и строения докембрийского фундамента и проследить погребенное продолжение зоны Черчилл Канадского щита далеко к югу. Анализируя результаты аэромагнитной съемки этой площади, Г.Д. Гарланд и М.Е. Бауэр (1961) делают ряд выводов о составе и структуре фундамента. Карта магнитного поля обнаруживает здесь множество локальных аномалий, которые были использованы для вычисления глубин, а также для суждений о составе и структуре фундамента. Интенсивные локальные аномалии северо-западного простирания сосредоточены главным образом в восточной части площади.

Названными выше исследователями показано, что в среднем различие в значениях магнитной восприимчивости для пород магнитных массивов и вмещающей среды колеблется в пределах  $5600 \pm 2800 \cdot 10^{-6}$  СГС. Скважины, вскрывшие фундамент вне пределов заметных локальных аномалий, обнаруживают, как правило, щелочные граниты или гранито-гнейсы с магнитной восприимчивостью меньше чем  $90 \cdot 10^{-6}$  СГС. По данным же других скважин, расположенных западнее исследованной площади, выяснено, что наиболее магнитными породами здесь являются биотитовые гнейсы и амфиболиты, магнитная восприимчивость которых достигает до  $8000 \cdot 10^{-6}$  СГС. Исходя из подобных закономерностей, Г.Д. Гарланд и М.А. Бауэр (1961) считают, что локальные магнитные аномалии восточной части площади связаны, как и в пределах окраинной части зоны Черчилл на Канадском щите, с относительно узкими перемежающимися полосами гранитов и гранито-гнейсов и более основных метаморфических и, возможно, вулканических пород.

На запад от  $112^{\circ}$  з.д. строение фундамента становится более однородным, вероятно, здесь преобладают гранито-гнейсы. Вблизи западной границы этого участ-

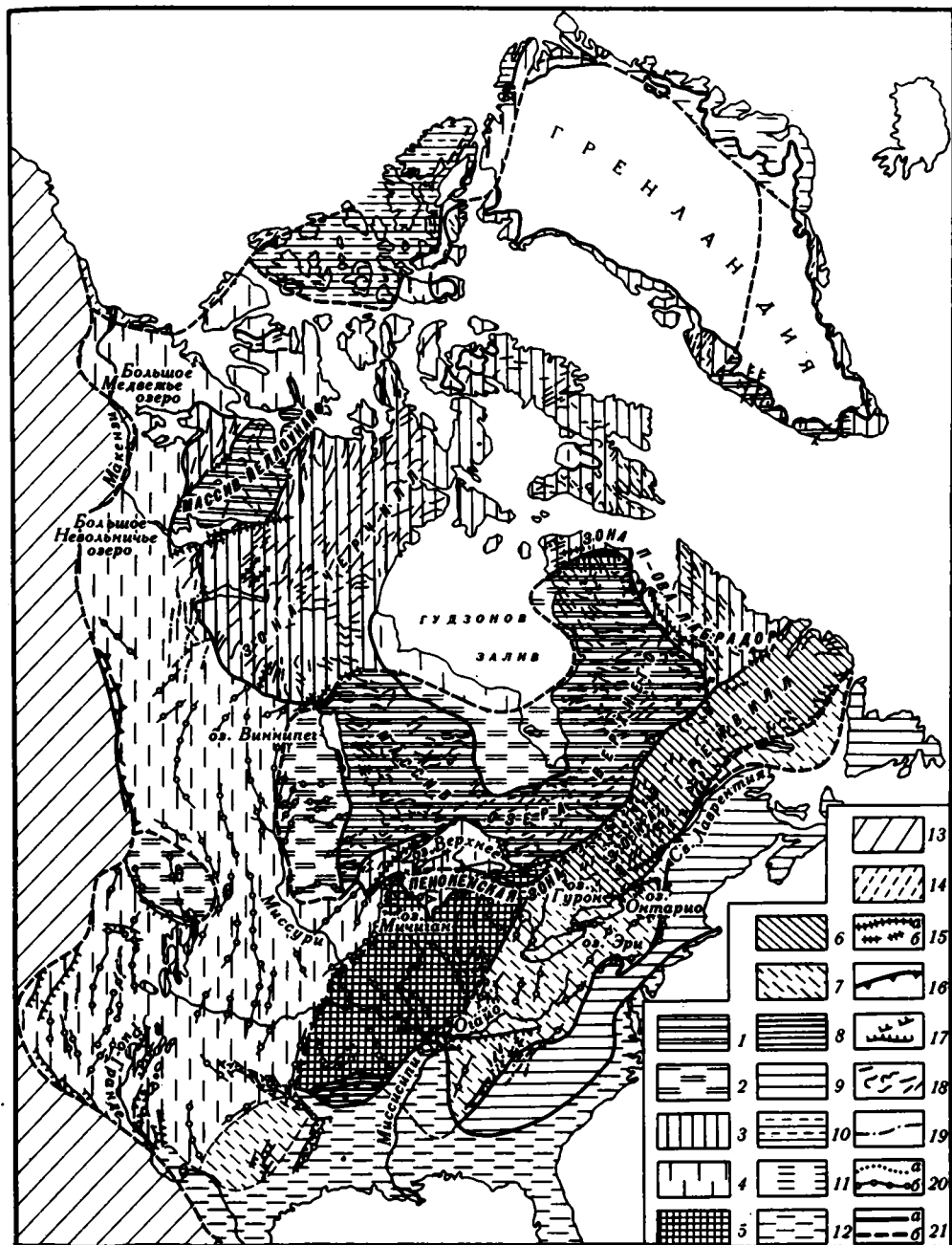


Рис. 29. Схема строения фундамента Северо-Американской платформы (Гафаров, 1971б; по материалам Ф.Кинга, К. Стоквелла, Г. Гестила, А. Энгеля и др.)

1–7 – области докембрийских складчатостей: 1 – область кеноренской складчатости (киватинские массивы), 2 – то же, под платформенным чехлом, 3 – гудзонские складчатые зоны, 4 – то же, под платформенным чехлом, 5 – Центральная зона, 6 – зона Гренвилл, 7 – то же, под платформенным чехлом; 8–12 – области палеозойских складчатостей: 8 – складчатая зона Уошито, 9 – складчатая система Аппалачей, 10 – Иннуинская складчатая система, 11 – Восточно-Гренландская складчатая система, 12 – платформенный чехол на складчатом палеозойском и местами на более древнем основании; 13 – область мезозойской складчатости – складчатая система Кордильер; 14 – платформенный чехол на мезозойском основании; 15 – глубинные разломы: а – установленные, б – предполагаемые; 16 – региональные надвиги; 17 – разломы; 18 – общие простирания; 19 – простирания осей магнитных аномалий; 20 – простирания гравитационных максимумов: а – на Канадском щите, б – в пределах Северо-Американской плиты; 21 – границы тектонических областей: а – установленные, б – предполагаемые

ка в составе фундамента вновь появляются полосы метаморфических и вулканических пород, фиксирующиеся линейными локальными аномалиями магнитного поля. Граница между восточной частью рассматриваемой территории с ее интенсивными локальными аномалиями и западной со спокойным плавным полем и в основном гранито-гнейсовым фундаментом, видимо, выражена разломом, так как она четко фиксируется полосовыми линейными минимумами. Аналогичным образом в магнитном поле смежной части зоны Черчилл Канадского щита фиксируется большой разлом Аллан, разделяющий участки с различным характером аномалий. Локальные магнитные аномалии фиксируют в рассматриваемом районе две системы разломов северо-восточного и северо-западного простирания в докембрийском фундаменте. При этом многие из разломов северо-восточного простирания являются непосредственным продолжением разломов в пределах Канадского щита.

Геофизические данные и бурение позволяют судить о составе и строении фундамента более удаленной к юго-западу от Канадского щита центральной части штата Альберта (Garland, Burwash, 1959). На основании интерпретации характера и распределения гравитационных и магнитных аномалий, увязанных с данными бурения, Д. Гарланд и Р.Барвеш предполагают, что фундамент Центральной Альберты образован гнейсами и сланцами, слагающими пояса северо-западного простирания, которые разделяют сложные по конфигурации массивы гранитных интрузий. При этом выделенные ими на литологической карте фундамента складчатые полосы и массивы тесно увязываются со структурными формами смежной части зоны Черчилл Канадского щита в северо-восточных районах штатов Саскачеван и Альберта.

Докембрийский фундамент платформы прослеживается к юго-западу вплоть до передового хребта Скалистых гор, вдоль края которых на основании анализа гравитационных профилей и геологических наблюдений устанавливается система больших взбросо-надвигов складчатой системы мезозойд Кордильер на край платформы (Garland, Burwash, 1959). В целом погребенное продолжение складчатой зоны Черчилл Канадского щита прослеживается по данным бурения и геофизики далеко к югу через горы Блэк-Хилс в Южной Дакоте. При этом простирание пород в этой зоне плавно изменяется от юго-юго-западного на севере на юго-юго-восточное на юге. В штате Небраска в пределах зоны прослеживаются две полосы магнитных аномалий, разделенных максимумом, природа которых намечается по данным бурения, выявившего здесь значительное разнообразие состава пород фундамента (Zietz, 1969).

Породы основания Среднего Запада США (Мидконтинента), по мнению большинства исследователей (Кинг, 1961; Rudman a.o., 1965; Goldich a.o., 1966), являются непосредственным южным продолжением докембрийских складчатых комплексов смежной части Канадского щита. Мощный платформенный чехол затрудняет изучение комплексов основания в пределах этой области, включающей штаты Айова, Иллинойс, Индиана, Мичиган, Огайо и Кентукки. К тому же фундамент здесь вскрыт сравнительно редкими скважинами. Однако изучение фундамента Среднего Запада опирается на широкие комплексные геофизические исследования, которые позволяют достаточно уверенно экстраполировать данные скважин. Новейшие геолого-геофизические исследования включают здесь картирование поверхности, а также выяснение состава, строения и возраста фундамента. Наиболее полные сводки о строении основания фундамента Среднего Запада США выполнены в последнее время А. Рудменом и другими исследователями (Rudman, Blakely, 1965; Rudman a.o., 1965; Goldich a.o., 1966). На основании данных бурения, определений радиометрического возраста пород фундамента и геофизических данных прослеживается погребенное продолжение Гренвиллской и Пенокенской (Южной) зон, массива оз. Верхнего и их ограничений от смежной части Канадского щита под платформенным чехлом в пределы Среднего Запада.

Южное погребенное продолжение Гренвиллской зоны по данным аэромагнитной съемки отдельных участков (Rudman, Blakely, 1965; Watkins, 1964; Zietz, 1969), как и в пределах Канадского щита, характеризуется сложным магнитным полем, выраженным чередованием участков мозаичных аномалий с полосами линейных максимумов в основном северо-восточного простирания. На продолже-

нии этого поля, в пределах окраинной южной части Северо-Американской платформы, в штате Техас на плато Льяно обнаружены осадочно-вулканогенные толщи и граниты среднего протерозоя (Tectonic map of North America, 1969). Как показали данные бурения в штате Огайо, на участках больших гравитационных максимумов в пределах погребенного продолжения зоны Гренвилл породы фундамента необычайно разнообразны и представлены базальтами, амфиболитами, осадочными толщами и гранитами.

Высокоамплитудные магнитные аномалии в центральном Огайо (между 82 и 84° з.д.) связываются с метаморфическими комплексами сланцев и гнейсов. Резкая магнитная граница примерно вдоль 84° з.д. определяет здесь вероятное западное ограничение погребенного продолжения Гренвиллской зоны (Zietz, 1969). На востоке погребенное продолжение зоны Гренвилл, представляющей здесь окраинную часть фундамента Северо-Американской платформы, ограничивается Аппалачской складчатой системой герцинид и на юге складчатым поясом Уачита, характеризующихся полосовым строением магнитного поля (Mac Laren, Larochelle, 1958; Watkins, 1964). В отдельных районах, например в восточной части штата Теннесси и южной части штата Кентукки, в области гор Камберленд, мозаичное поле, свойственное окраинной части платформы, прослеживается и в пределах крупных надвиговых блоков западной части складчатой системы Аппалач (Watkins 1964; Bhat-tacharyya, Raychandhuri, 1967). Таким образом, в магнитном поле здесь отчетливо отображается распространение фундамента платформы под надвигами окраинной зоны Аппалач.

Западное ограничение зоны Гренвилл Канадского щита, обычно называемое "Гренвиллским фронтом" и скрывающееся на юго-западе под оз. Гурон, на основании данных бурения и геофизики прослеживается в область Среднего Запада (Watkins, 1964). На Канадском щите "Гренвиллский фронт" ограничивает с востока массив оз. Верхнего и Пенокенскую складчатую зону, на Среднем Западе он образует восточное ограничение области, характеризующейся породами фундамента со средним возрастом 1200–1500 млн. лет и названной А. Энгелом (Engel, 1963) Центральной провинцией. На северо- и северо-западе эта провинция ограничивается, по мнению названного исследователя, Пенокенской гудзонской складчатой зоной. А. Рудмен и его соавторы (Rudman a.o., 1965) подчеркивают, что положение Гренвиллского фронта на Среднем Западе не очень уверенно определяется лишь данными радиометрического возраста. Но эта граница намечается ими на отдельных участках по комплексу буровых и геофизических данных. На аэромагнитной карте штата Индиана (Rudman, Blakely, 1965) положение "Гренвиллского фронта" фиксируется сменой преимущественно полосовых аномалий северо-восточного простирания Гренвиллской зоны мозаичным магнитным полем на северо-западе в пределах Центральной провинции.

Далеким юго-западным продолжением Гренвиллской зоны в южной окраинной части Северо-Американской платформы следует рассматривать поднятие докембрийских структур в штате Техас в горах Льяно, где древние свиты гнейсов Валлей-Спрингс и кристаллических сланцев (серия Паксадли) прорваны разнообразными гранитами. Возраст гранитного магматизма (1000–1060 млн. лет) округа Льяно (Тугаринов, Войткевич, 1970; Wasserburg a.o., 1962), несомненно, сопоставляется с гренвиллским тектоно-магматическим циклом Канадского щита.

Центральная провинция фундамента Среднего Запада США в самом общем виде (по съемкам на отдельных участках) характеризуется мозаичным магнитным и гравитационным полями, осложненными отдельными резкими линейными максимумами (Rudman a.o., 1965; Allingham, 1964; Norden, 1964). Данные бурения позволяют судить об общем типе и составе пород, слагающих фундамент этой области. Как отмечают А. Рудмен и его соавторы (Rudman a.o., 1965), фундамент в пределах штатов Айова, Миссури, Иллинойс, Кентукки и западной части Огайо является частью широко распространенной гранитной провинции Среднего Запада. Зоны фундамента в штатах Индиана и Огайо также могут быть частью этой гранитной провинции, но породы фундамента в пределах этих штатов включают толщи метаморфических и вулканогенных (базальтовых) пород. Однако в целом данные

бурения указывают, что Центральная провинция фундамента Среднего Запада сложена в основном комплексами гранитоидов. Эти гранитоиды, как считает Ф. Кинг (Tectonic map of North America, 1969), представлены преимущественно архейскими гранитами и гнейсами, переработанными гудзонской складчатостью и перекрытыми в отдельных местах складчатыми нижнепротерозойскими вулканогенно-осадочными породами (включая серии Гурон и Анимики). Последние обнажены на небольших участках в южной части штата Висконсин и в штате Миссури на плато Озарк, причем им обычно отвечают магнитные максимумы. В северо-восточной Оклахоме вулканогенные толщи фундамента характеризуются магнитной восприимчивостью от 6900 до  $26000 \cdot 10^{-6}$  СГС (Norden, 1964). По мнению Ф. Кинга (1961) и С. Голдича (Goldich a.o., 1966), радиометрические цифры порядка 1300 млн. лет в пределах Центральной провинции отражают здесь лишь возраст молодых гранитов и переработку более древних кеноренских и гудзонских образований среднепротерозойскими (эльсониевскими) движениями. На юге массив Центральной провинции ограничен палеозойской складчатой системой Уачита (Кинг, 1961, 1967).

Линейные гравитационные и магнитные аномалии, развитые в основном на периферии Центральной провинции, а также в ее отдельных внутренних районах, по мнению многих исследователей (Rudman, Blakely, 1965; White, 1966; Zietz, 1969), обусловлены толщами базальтов серии Кивино, которые объединяются обычно с породами складчатого фундамента. Однако, видимо, правильнее, как считает Ф. Кинг (Tectonic map of North America, 1969), выделять эти вулканогенно-осадочные толщи протерозоя (1100 млн. лет, Goldich a.o., 1966), слегка затронутые складчатыми деформациями в докембрии, в качестве древнейших членов платформенного чехла. А. Рудмен, К. Саммерсон и В. Хайнц (Goldich a.o., 1966) отмечают, что линейные гравитационные и магнитные аномалии, продолжающиеся из штатов Мичиган и Кентукки, могут быть обусловлены базальтами типа серии Кивино. Точно так же А. Рудмен и Р. Блэксли (Rudman, Blakely, 1965), указывают, что последние, видимо, широко развиты на Среднем Западе и связывают с ними многочисленные гравитационные и магнитные аномалии в штате Индиана.

Наиболее выдающаяся гравитационная аномалия Среднего Запада, а по мнению некоторых авторов (Rudman a.o., 1965; Zietz, 1969) и всей Северной Америки, интенсивностью до 60 мГг прослеживается к юго-западу от оз. Верхнего на расстоянии 800 км до Канзаса и известна под названием Мидконтинентального максимума. Обычно считают, что она также связана с толщами плотных основных эффузивов серии Кивино (Thiel, 1956; White, 1966). Несомненно, что рассматриваемый региональный максимум силы тяжести фиксирует большой глубинный разлом фундамента на границе его разнородных блоков. Это подтверждается приуроченностью к региональному максимуму древних интрузий габбро массива Дулут в области оз. Верхнего и непосредственным продолжением его к югу уже в пределах штатов Канзас и Оклахома в виде системы кулисных разломов северо-северо-восточного простирания. Вдоль последних четко прослеживается линейная гряда поверхности фундамента (хр. Немаха).

Рассматриваемая зона покрыта детальной аэромагнитной съемкой (Zietz, 1969; Zietz a.o., 1966). Комплекс данных аэромагнитной съемки, гравиметрии, бурения и обнажений докембрия в области оз. Верхнего показывает, что базальты серии Кивино выполняют троговый прогиб шириной примерно в 65 км и глубиной около 6–7 км (Mooney a.o., 1970), прослеживающийся вдоль срединно-континентального гравитационного максимума до штата Канзас на юго-западе. Базальты вдоль прогиба вскрыты 11 скважинами в штатах Миннесота и Айова, где известны крутые углы их залегания. Геофизические данные и данные бурения, следовательно, показывают, что толщи базальтов серии Кивино вдоль рассматриваемого трогового прогиба были раздроблены и смяты. По А. Зитцу (Zietz, 1969), трог, вероятно, представлял крупную рифтовую структуру, дискордантную с древними структурами докембрийского основания. Этот вывод в какой-то мере увязывается с данными глубинных сейсмических исследований по району оз. Верхнего (Smith a.o., 1966), где глубины поверхности Мохоровичича по профилю изменяются от 20 до 55 км и более в восточной половине озера, уменьшаясь затем в направлении оз. Мичиган.

Авторы этих исследований (Smith a.o., 1966) приходят к выводу, что оз. Верхнее могло представлять собой структуру растяжения, которая в общем лежит в зоне срединно-континентального гравитационного максимума.

Четкие магнитные аномалии в юго-восточной Небраске показывают, что комплексы базальтов серии Кивино резко ограничены в этой области зоной трогового прогиба. Судя по распространению нижнепротерозойских осадочно-вулканогенных толщ в области оз. Верхнего, есть все основания полагать, что рассматриваемая система глубинных разломов была заложена еще в начальные этапы формирования Пенокенской гудзонской складчатой зоны и ограничивала с запада и северо-запада архейский массив гранито-гнейсов в области Центральной провинции Среднего Запада. Таким образом, к западу от этого массива прослеживается южное погребенное продолжение Пенокенской складчатой зоны, которая к востоку от гор Блэк-Хилс на северо-востоке Южной Дакоты (против юго-западного угла погребенной части массива оз. Верхнего) сочленяется по простиранию с линейной зоной фундамента, лежащей на прямом продолжении крупнейшей зоны Черчилл Канадского щита. В пределах погребенного продолжения последней породы складчатого фундамента обнажены в горах Блэк-Хилс, где представлены осадочно-вулканогенными толщами и гранитами нижнего протерозоя с возрастом 1600 млн. лет (Tectonic map of North America, 1969; Кинг, 1961; Goldich a.o., 1966).

Судя по разрозненным геологическим материалам и данным региональных геофизических исследований (Tectonic map of North America, 1969; Blank, McKin, 1967), фундамент всей западной части Северо-Американской платформы, включая плато Колорадо и Восточные хребты, сложен линейными складчатыми зонами, которые прослеживаются с общим юго-юго-восточным простиранием, составляя прямое продолжение зон Большого Медвежьего озера, Черчилл и Пенокенской зоны Канадского щита (см. рис. 29). Строение этого грандиозного гудзонского складчатого пояса, резко расширяющегося к югу, еще недостаточно изучено. Однако в южной части, охватывающей всю юго-западную часть Северо-Американской платформы, он, несомненно, отличается весьма сложным строением и, видимо, включает ряд древних массивов. В северо-западном Вайоминге в составе гудзонского складчатого пояса выделяется древний массив, сложенный метаморфическими толщами с возрастом около 2500 млн. лет (Goldich a.o., 1966). Простирания магнитных и гравитационных аномалий севернее и восточнее массива Вайоминг отчетливо отмечают обтекание его гудзонскими складчатыми зонами (Blank, McKin, 1967). На востоке этот массив четко ограничен нижнепротерозойскими осадочно-вулканогенными толщами и гранитами гор Блэк-Хилс, смятыми в складки северо-западного простирания.

К югу от массива Вайоминг, в штате Колорадо господствующее простирание огибающих его складчатых комплексов нижнего протерозоя — юго-западное. Оно сохраняется и в штате Аризона, указывая на существование протяженной складчатой зоны фундамента сходной ориентировки. Юго-западное простирание складчатых комплексов фундамента фиксируется здесь и по данным аэромагнитной съемки линейными магнитными аномалиями (Case, 1966). В аномальном магнитном и гравитационном полях отчетливо отображаются глубинные разломы фундамента и общая специфика строения земной коры этой окраинной юго-западной части Северо-Американской платформы, охваченной интенсивными дроблениями и сжатием в процессе развития смежного мезозойского складчатого пояса Кордильер (Byerly, Joesting, 1959; Joesting, Case, 1962; Кропоткин, Шахварстова, 1965).

#### СТРОЕНИЕ ФУНДАМЕНТА И ТИПЫ АНОМАЛЬНЫХ МАГНИТНЫХ ПОЛЕЙ СЕВЕРО-АМЕРИКАНСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Данные о геологии докембрия Канадского щита, радиометрических определений возраста пород, региональных геофизических исследований позволяют в настоящее время достаточно обоснованно говорить о строении фундамента Северо-Американской платформы в целом.

1. На основании систематизации и тектонической интерпретации магнитных полей Северо-Американской платформы (в основном Канадского щита) устанавливаются основные их типы в зависимости от возраста и характера строения складчатого докембрийского фундамента. В области Канадского щита кеноренские (киватинские) массивы оз. Верхнего и Йеллоунайф характеризуются весьма своеобразным мозаичным магнитным полем, а разделяющие и опоясывающие их линейные зоны гудзонской складчатости — системами полосовых максимумов и минимумов. При этом зона Гренвилл не имеет особой специфической характеристики в магнитном поле. Области мозаичных магнитных полей и системы полосовых аномалий являются в пределах щита и вообще на платформе двумя основными региональными типами магнитных полей, отражающими общий стиль складчатости крупнейших разнородных структурных элементов ее фундамента. Если первый из них соответствует зеленокаменным нуклеарным массивам (J. Wilson, 1959; Павловский, 1962), то второй — не менее своеобразным крупнейшим протогео-синклинальным складчатым системам.

2. Анализ региональной геофизической характеристики складчатого докембрия Канадского щита позволяет распространить выявленные закономерные соотношения определенного типа магнитных аномалий и тектонических комплексов докембрия в пределы плиты Северо-Американской платформы и тем самым, привлекая данные бурения, гравиметрии и радиометрических исследований, наметить в самом общем виде основные черты внутреннего строения ее складчатого фундамента. Более или менее уверенно устанавливаются погребенные продолжения к югу и юго-западу от Канадского щита зоны Черчилл, массива оз. Верхнего, Пенонкенской зоны и, наконец, зоны Гренвилл. Между двумя последними в пределах Среднего Запада намечается массив гранито-гнейсов Центральной провинции, интенсивно переработанный среднепротерозойским и гренвиллским глыбовым дроблением. На западе он ограничивается большим глубинным разломом, который отделяет его от погребенных зон гудзонской складчатости в западной части Северо-Американской платформы. Устанавливается громадная протяженность грандиозного пояса гудзонских складчатых зон, включающего ряд архейских массивов (Йеллоунайф, Гудзон, Вайоминг и др.), вдоль всей западной части платформы.

3. Из анализа строения фундамента Северо-Американской платформы и прежде всего ее Канадского щита следует ряд выводов о характере тектонического строения и развития складчатых комплексов докембрия. Остов фундамента Северо-Американской платформы слагают гудзонские складчатые системы, соединяющие зеленокаменные массивы. Гудзонская складчатость, спаявшая древние массивы архея, сыграла, таким образом, важнейшую роль в формировании фундамента Северо-Американской платформы и стала завершающей для ее основного эпигудзонского блока. В то же время вдоль всей юго-восточной окраины Северо-Американской платформы прослеживается грандиозная гренвиллская зона дробления и регенерации фундамента, сопровождавшихся внедрением гранитов на рубеже 1100–1000 млн. лет.

Обращает на себя внимание резкое ограничение в ряде случаев структурных простираций внутри массивов оз. Верхнего и Йеллоунайф гудзонскими линейными складчатыми структурами обычно по зонам глубинных надвигов, что явно свидетельствует о тектонических перекрытиях и большой роли горизонтальных движений в развитии этих геосинклинальных складчатых систем, часто имеющих чешуйчатое строение. Таким образом, концепция о концентрическом или симметричном строении фундамента Северо-Американской платформы в результате последовательного обрастания древних ядер более молодыми складчатыми поясами, которой придерживаются большинство американских авторов (I. Wilson, 1959; Gastil, 1960; Engel, 1963; Folinsbee a.o., 1968; Jakes, White, 1971), должна быть дополнена представлениями о значительной роли горизонтальных движений в формировании комплексов докембрия (I. Wilson, 1972; Gibb, 1971; Кропоткин и др., 1971).

В связи с оценкой концепции континентального роста (аккреции) А.И. Тугаринов и Г.В. Войткевич (1970) подчеркивают, что анализ петрографического сос-

тава докембрийских комплексов показывает, что самые древние массивы щита сложены породами, более характерными для коры океанического типа, тогда как более молодые зоны сложены типичными континентальными образованиями. А. Гудвин (Goodwin, 1967, 1968), исследовавший комплексы раннего этапа развития докембрийского Канадского щита, также отмечает, что состав и особенности распространения архейских формаций показывают историю развития его коры в результате роста нескольких "протоконтинентальных ядер", когда кора была тонкой, что завершилось в нижнем и среднем протерозое формированием утолщенной коры континентального типа.

4. Сопоставление внутреннего строения фундамента Северо-Американской платформы со структурами чехла позволяет наметить лишь только общее соответствие ориентировки и местоположения крупных поднятий и впадин простирающемуся погребенных складчатых комплексов основания. Гудзонская синеклиза в пределах Канадского щита лежит главным образом в пределах гудзонской складчатой зоны. Точно так же, как отмечает Ч. Стоквелл (Stockwell, 1965a), Уилстонский бассейн расположен западнее разбуренного погребенного контакта между массивом оз. Верхнего и провинцией Черчилл, т.е. в пределах гудзонской складчатой зоны. Мичиганский бассейн лежит на продолжении "Гренвиллского фронта", но несколько западнее, частично на восточном окончании Пенокенской зоны гудзонской складчатости. Отмечается также расположение линейного поднятия Финдлей вдоль и несколько восточнее "Гренвиллского фронта". Крупный свод Озарк соответствует большей южной части Центральной провинции фундамента Среднего Запада.

Таким образом, зависимость строения платформенного чехла плиты Северо-Американской платформы от особенностей внутреннего строения подстилающего его складчатого основания достаточно очевидна.



## СРАВНИТЕЛЬНАЯ ТЕКТНИКА ФУНДАМЕНТА И ТИПЫ АНОМАЛЬНЫХ МАГНИТНЫХ ПОЛЕЙ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ, СИБИРСКОЙ И СЕВЕРО-АМЕРИКАНСКОЙ ПЛАТФОРМ

Основные особенности тектоники фундамента Восточно-Европейской, Сибирской и Северо-Американской платформ наглядно отображаются в аномальных магнитных полях, и это в комплексе с данными бурения и других геофизических методов разведки дает возможность производить тектоническое районирование фундамента не только в пределах щитов и выступов, но и на территории плит, покрытых платформенным чехлом.

Систематизация аномальных полей древних платформ позволяет выделить основные их типы в зависимости от возраста и характера строения крупных складчатых комплексов фундамента. При этом региональные особенности аномального магнитного поля понимаются как совокупность различных изменений, характерных для того или иного определенного геологического региона. Обширный опыт интерпретации аномалий магнитного поля со всей определенностью показывает, что основные их типы четко выделяются по целому ряду признаков, позволяя проводить достаточно объективное районирование полей.

В пределах щитов Восточно-Европейской, Сибирской и Северо-Американской платформ массивы древнейших образований архея характеризуются сложным мозаичным магнитным полем, а разделяющие и опоясывающие их протогеосинклинальные системы архея и более молодые линейные складчатые зоны нижнего и среднего протерозоя (свекофенно-карелид, гудзонид и т.д.) — протяженными системами полосовых и дугообразных максимумов и минимумов.

Как показывает приведенное выше (глава III) рассмотрение основных существующих классификаций (Фотиади, 1958; Борисов, 1967; Неволин, 1957; 1971а,б; Гафаров, 1963а,б), выделяемые мозаичные и полосовые системы аномалий являются основными типами аномальных магнитных полей платформ, отражающими, таким образом, крупнейшие структурные элементы фундамента платформ. Категориями одного с ними порядка могут быть лишь региональные минимумы магнитного поля (Тиман и др.) или обширные области отрицательных (Прикаспий) значений регионального фона (Борисов, 1967; Гафаров, 1963б), а также системы максимумов и минимумов магнитного поля, фиксирующих зоны глубинных разломов и границы разновозрастных складчатых комплексов.

Выделяемые крупные зоны мозаичных и полосовых магнитных аномалий позволяют проследить в комплексе с другими геолого-геофизическими данными основные складчатые элементы фундамента и ярко отображают особенности их пространственного распространения и структурных соотношений.

### ТИПЫ И ПРИРОДА АНОМАЛЬНЫХ МАГНИТНЫХ ПОЛЕЙ ДРЕВНИХ ПЛАТФОРМ

Первый тип крупнейших структурных элементов фундамента платформ составляют массивы древних нуклеарных образований архея, которые характеризуются сложными мозаичными магнитными полями, состоящими из непра-

вильных по своим очертаниям или изометричных аномалий  $\Delta T_a$  различной интенсивности.

Как показало рассмотрение строения фундамента Восточно-Европейской, Сибирской и Северо-Американской платформ, эти особенности аномального магнитного поля связаны со спецификой тектоники архейских массивов: отсутствием выдержанной ориентировки простираения складчатых структур, их брахиформностью, развитием гранито-гнейсовых куполов (Павловский, 1962, 1970; Гафаров, 1963б, 1965, 1970а; Кропоткин и др., 1971).

Мозаичные магнитные поля развиты весьма типично и на огромной площади в области массива оз. Верхнего на Канадском щите, отображая глубоко специфические черты строения и состава этого крупнейшего зеленокаменного ядра Северо-Американской платформы. Другие наиболее характерные примеры: повышенное мозаичное магнитное поле Алдано-Тимптонского (Иенгрского) массива Алданского щита Сибирской платформы и пониженное мозаичное поле Беломорского массива на Балтийском щите Восточно-Европейской платформы. Очевидно, аномальные мозаичные магнитные поля этих наиболее хорошо изученных массивов гнейсов архея могут рассматриваться в качестве своеобразного "тектонотипа" при сравнительном тектоническом анализе и сопоставлении региональных особенностей аномальных магнитных полей древних платформ.

По особенностям внутреннего строения и геофизической характеристике среди архейских массивов фундамента платформ выделяется несколько основных типов (Богданов, 1964; Павловский, 1962, 1970; Муратов, 1966, 1970; Хаин, Рошкован, 1969; Кропоткин и др., 1971), хотя в настоящее время не существует общепринятой их классификации.

По характеристике в мозаичном магнитном поле отчетливо различаются два основных типа архейских массивов. К первому относятся массивы, характеризующиеся интенсивным аномальным магнитным полем. В пределах Восточно-Европейской платформы к этому типу относятся Приднепровский и Подольский массивы Украинского щита, где интенсивные мозаичные поля связаны с куполовидными структурами вулканогенных комплексов конско-верховцевской серии (2600–3600 млн. лет) в первом случае и с комплексами основных гнейсов (чарнокитов и т.д.) во втором. В составе фундамента Русской плиты повышенными мозаичными полями фиксируются Альметьевский, Жигулевско-Пугачевский, Красноуфимский, Верхне-Камский и некоторые другие архейские массивы.

В фундаменте Сибирской платформы весьма характерным представителем этого типа является Алдано-Тимптонский массив, повышенное мозаичное магнитное поле которого часто имеет концентрическое строение и обусловлено основными кристаллическими сланцами и гнейсами иенгрской серии архея (2800–3000 млн. лет), образующими сложные дугообразные и куполовидные формы различного простираения. В целом повышенными мозаичными аномальными магнитными полями фиксируются в пределах Сибирской платформы обширный предполагаемый Тунгусский массив, а также Тюнгский и Хандыгский массивы. По-видимому, можно отметить, что для архейских массивов фундамента Сибирской платформы (за исключением Оленёкского массива) в целом характерны повышенные мозаичные магнитные аномалии, отображающие комплексы глубоко метаморфизованных гнейсов и кристаллических сланцев иенгрской серии и ее аналогов, отвечающих начальной стадии развития земной коры (базальтового субстрата).

В пределах Северо-Американской платформы к рассматриваемому типу относятся крупнейший массив оз. Верхнего и значительно меньший по размерам массив Йеллоунайф Канадского щита, где интенсивные мозаичные магнитные поля рельефно отражают куполовидный стиль строения древнейших вулканогенных толщ серии Киватин (2500–3500 млн. лет).

Интенсивные мозаичные магнитные максимумы и повышенный аномальный фон полей массивов рассматриваемого типа обусловлены мощными комплексами сильно намагниченных основных гнейсов и кристаллических сланцев (серия Киватин Канадского щита и ее вероятные стратиграфические аналоги — конско-верховцевская серия Канадского щита, иенгрская серия Алданского щита и др.),

формировавшихся в своеобразных условиях нуклеарного типа развития земной коры.

Архейские массивы второго типа отличаются в целом пониженными мозаичными магнитными полями. В пределах Восточно-Европейской платформы к этому типу относятся крупный Беломорско-Северо-Двинский массив и Южно-Шведский массив Балтийского щита, обширный Прикаспийский массив, а также Новгородский, Окско-Волжский, Курско-Липецкий, Мазовецкий и другие массивы фундамента Русской плиты, где они широко представлены.

В области Сибирской платформы к рассматриваемому второму типу может быть отнесен лишь Оленёкский массив и, возможно, небольшие массивы в пределах Становой и Чарско-Олекминской зон Алданского щита. Наконец, в пределах Северо-Американской платформы к рассматриваемому типу массивов с пониженным мозаичным полем, вероятно, может быть отнесен массив центральной провинции в фундаменте плиты Мидконтинента (Engel, 1963). Пониженные мозаичные магнитные поля массива второго типа отображают практически немагнитные и слабо намагниченные комплексы разнообразных гнейсов (беломорская серия Балтийского щита и др.).

Повышенные и пониженные мозаичные магнитные поля массивов первого и второго типа отображают, таким образом, состав и строение однотипных слагающих их куполообразных и брахиформных структур. Мозаичные магнитные поля архейских массивов отображают также соответствующий мозаичный характер распределения в их пределах существенно основных и ультраосновных формаций (офиолитовая формация и др.) и гранитоидов (Наливкина, 1966; Наливкина, Дьякова, 1970).

Мозаичный характер магнитных полей во многом обусловлен также пестротой метаморфизма разнообразных (преимущественно основных) пород архейских массивов, которые, видимо, обусловлены своеобразными процессами гранитизации в заключительные ее этапы. Первые процессы гранитизации, выраженные гранито-гнейсовыми куполами, проявлялись весьма интенсивно и на обширных площадях (Павловский, 1970). При этом первые гранитоиды (обычно гнейсированные гранодиориты и плагиограниты) слагают купола, расположенные закономерно, без явно выраженной пространственной ориентировки.

Рассматриваемые архейские массивы разных типов в составе областей нижне-среднепротерозойской (свекофенно-карельской, гудзонской и др.) складчатости испытали разнообразные и в разной степени переработки, что находит отчетливое отражение в характере и изменении мозаичных магнитных полей массивов. По этому признаку (по разным стадиям переработки — складчатые деформации, гранитизация, глыбовое дробление и т.д.) среди них могут быть выделены как относительно непереработанные массивы, так и массивы, интенсивно переработанные ниже- и среднепротерозойскими складчатостями. Во втором случае массивы образованы сложными полиметаморфическими комплексами, включающими как комплексы архея, так и целый ряд продуктов его диафторической переработки и повторной гранитизации (Лапинская, Богданова, 1972).

Очевидно, достаточно обоснованное разделение массивов по степени переработки более молодыми складчатостями возможно лишь на щитах платформ и в составе фундамента плит в районах, хорошо изученных бурением. Наибольшие успехи в этом отношении достигнуты в изучении фундамента Восточно-Европейской платформы, в составе которого отчетливо выделяются как непереработанные массивы (Приднепровский, Подольский, Беломорско-Северо-Двинский, массивы зоны КМА и др.), так и массивы, интенсивно переработанные свекофенно-карельской складчатостью (Окско-Волжский, Воронежско-Липецкий, Минский, Мазовецкий и др.). При этом обычно массивы переработаны преимущественно в краевых частях или вдоль отдельных полос (Окско-Волжский, Альметьевский, Красноуфимский, Прикаспийский и др.). По-видимому, на примере фундамента Восточно-Европейской платформы в настоящее время может решаться проблема пространственных закономерностей распределения зон переработки карельской складчатости.

В пределах Сибирской платформы на Алданском и Анабарском щитах выступают архейские нуклеарные массивы (Алдано-Тимптонский) и протогеосинклинальные системы археид (Тимптоно-Учурская и Анабарская зоны), не охваченные нижнепротерозойскими складчатыми процессами. В пределах Чарско-Олекминской и Становой зон окраинной юго-западной части Алданского щита региональные пониженные магнитные поля отображают интенсивную региональную гранитизацию архейских комплексов и раннепротерозойских шовных прогибов. Судя по характеру мозаичных магнитных полей, относительно переработанными в нижнепротерозойский этап развития, видимо, были обширные архейские массивы в составе фундамента плиты Сибирской платформы, для которых, однако, мы не располагаем данными бурения.

В области Канадского щита Северо-Американской платформы обширный архейский массив оз. Верхнего так же, как и массив Йеллоунайф, не охвачен сколько-нибудь интенсивно гудзонской складчатостью. В то же время крупный массив Центральной провинции в области Мидконтинента, как отмечает Ф. Кинг (1961, 1967, 1969), испытал, по-видимому, интенсивную переработку в процессе гудзонской складчатости, а также и в более поздний грэнвиллский этап формирования фундамента Северо-Американской платформы.

Мозаичные магнитные поля архейских массивов в составе фундамента рассмотренных древних платформ отображают, следовательно, как древнейшие нуклеарные комплексы с их куполами и брахиформными структурами, чешуйчатыми моноклиналями, так и позднейшие процессы их тектонической переработки, гранитизации и т.д. Как было подчеркнуто Е.В. Павловским (1970), гранито-гнейсовые купола в пределах нуклеарных массивов характеризуются очень длительным и многофазным развитием. Появившись в раннюю стадию развития земной коры, купола продолжали развиваться и после завершения нуклеарного режима уже в тектонических условиях массивов, разделенных и опоясанных протяженными складчатыми системами ниже-среднепротерозойского возраста (свекофенно-карелид, гудзонид и т.д.) и обычно испытавших существенные изменения в этот этап развития.

Полосовые зоны линейных магнитных аномалий в пределах щитов рассмотренных платформ ярко отображают разновозрастные геосинклинальные складчатые системы, представляющие два других типа основных крупных структурных элементов фундамента докембрийских платформ. Они отвечают, с одной стороны, обширным протогеосинклинальным системам архея, а с другой — складчатым системам нижнего и среднего протерозоя, опоясывающим древние массивы, а также системам наложенных протерозойских геосинклинальных трогов.

Очень широкие протогеосинклинальные структуры линейных складчатых структур, выдержанных по простиранию на огромных площадях, отображаются грандиозными областями полосовых магнитных аномалий, не содержащих сколько-нибудь крупных участков развития мозаичных магнитных полей. Одним из наиболее ярких и изученных примеров этого типа региональных аномальных магнитных полей является Анабаро-Алданская система широких полосовых аномалий, которая в восточной половине Сибирской платформы определяет положение обширной архейской протогеосинклинали. Фрагменты последней выступают в пределах Алданского и Анабарского щитов (Павловский, 1964).

Ниже- и среднепротерозойские складчатые системы (свекофенно-карелиды, гудзониды и др.), разделяющие и опоясывающие древние массивы фундамента рассмотренных платформ, отображаются линейными и дугообразными системами интенсивных магнитных максимумов и полосовых минимумов. От широких и очень выдержанных по простиранию систем полосовых магнитных аномалий архейских протогеосинклиналей их отличает значительно более сложный и дифференцированный характер магнитных полей, обычно отсутствие правильного чередования максимумов и минимумов и, наконец, расположение их в виде ветвящихся и сложно сочленяющихся изогнутых зон.

Наиболее полно природа и особенности морфологии этого типа полосовых зон магнитных аномалий изучены для складчатых систем свекофенно-карелид

фундамента Восточно-Европейской платформы и гудзонид Канадского щита. В характере и распределении магнитных аномалий здесь четко различаются отдельные синклинии и антиклинории в составе линейных складчатых систем, а также осложняющие и ограничивающие их глубинные разломы. Как уже отмечалось ранее, термины "синклиний" и "антиклиний" употребляются здесь и ранее лишь условно.

Ранне- и среднепротерозойские синклинии и синклинные системы характеризуются линейными магнитными аномалиями, которые отображают интенсивно намагниченные вулканогенные комплексы нижнего и среднего протерозоя (Кейвский, Имандра-Варзугский, Печенгский и другие на Балтийском щите, Лабрадорский прогиб, прогибы зоны Черчилл и Пенокенский на Канадском щите и др.).

Антиклинории и антиклинорные блоки в пределах складчатых зон свекофенно-карелид, гудзонид и других зон, сложенные обычно разнообразными и разновозрастными гранитоидами, отмечаются преимущественно линейными, обычно пониженными магнитными полями (Центрально-Кольский, Центрально-Карельский антиклинории Балтийского щита, обширные антиклинорные блоки в пределах зоны Черчилл на Канадском щите и др.).

Региональные глубинные разломы, ограничивающие складчатые зоны нижнего и среднего протерозоя и осложняющие их внутреннюю структуру, во многом определяют тип и природу соответствующих им систем линейных и дугообразных магнитных аномалий. Региональные магнитные максимумы и минимумы, соответствующие глубинным разломам, часто наиболее ярко отображают особенности строения складчатых зон (глубинные разломы Кольской и Карельской зон Балтийского щита, Криворожско-Кременчугский разлом Украинского щита, Тыркандинский разлом Алданского щита, разломы по границам и внутри зоны Черчилл на Канадском щите и многие другие). Благодаря широкому использованию данных региональных геофизических исследований и бурения сеть глубинных разломов намечается и в фундаменте плит рассматриваемых докембрийских платформ.

Детальные структурные геолого-геофизические исследования (глубинное сейсмическое зондирование и др.) позволили выявить особенности глубинного строения многих региональных разломов фундамента платформы. На примере Балтийского, Украинского и Канадского щитов отчетливо устанавливается, что региональные разломы, разделяющие крупнейшие структурные элементы, являются обычно глубинными надвигами, во многом определяющими строение складчатых зон (Карельская, Кольская и Криворожско-Кременчугская зоны свекофенно-карелид, зоны Черчилл и Лабрадорская зона гудзонид и т.д.).

Глубинные разрезы ниже-среднепротерозойских складчатых зон выявляют, как правило, не синклинальные структуры, а сложные чешуйчато-моноклиналильные структуры, осложненные крупными надвигами. Подобный характер их строения четко отображается и в морфологии соответствующих им зон магнитных аномалий.

Тесная пространственная связь чешуйчатых моноклиналий с зонами разломов, захватывающими всю земную кору и уходящими в верхнюю мантию, свидетельствует о глубинной природе этих деформаций. Глубинные надвиги и тесно связанные с ними чешуйчато-моноклиналильные структуры, следовательно, представляют собой важный тип структур, определяющих во многом тектонику фундамента древних платформ. Слагающие их комплексы пород представлены гипербазитовой, габбро-амфиболитовой, диабазовой (толеитовой), спилито-диабазовой, кератофиро-сланцевой, железисто-кремнисто-сланцевой формациями метабазитового ряда (Новикова, 1971; Павловский, 1970). Гипербазитовая, габбро-амфиболитовая и диабазовая формации, являющиеся важнейшими членами этого ряда, представляют собой наиболее древние комплексы разреза глубокого докембрия складчатых зон фундамента.

Как показано исследованиями в пределах щитов (Литвиненко, 1968а,б; Литвиненко, Анкудинов, 1971; Новикова, 1969, 1971; Kornic, Mac Laren, 1966), рассматриваемые системы чешуйчатых надвигов и моноклиналий представляют крупные структурные зоны сжатия земной коры и верхней мантии, определяющие

стиль строения складчатых зон фундамента. Расположение систем полосовых и дугообразных магнитных аномалий, огибающих области мозаичных полей древних гранито-гнейсовых массивов, подчеркивает природу этих крупнейших структурных зон сжатия и распространения формаций метабазитового ряда. Деформации, связанные с тектоническим сжатием, несомненно, в их формировании играли ведущую роль.

Рассматриваемые полосовые и дугообразные структурные зоны сжатия (складчатые зоны нижнего и среднего протерозоя) разделяют обширные площади гранито-гнейсов и гранитоидов в составе фундамента. Тектонические формы, сложенные формациями гранитоидного ряда (архейские массивы и др.), составляют, таким образом, другой важнейший тип структур, занимающих обширные площади фундамента платформ. Эти крупные изометричные блоки гранитизированного фундамента, ограничивающие полосовые складчатые зоны, обычно характеризуются, как было показано, мозаичными магнитными полями различных типов.

Выделенные два основных типа аномальных магнитных полей — области мозаичных аномалий и полосовые системы линейных максимумов и минимумов — отображают стиль складчатости основных структурных элементов фундамента дорифейских платформ — архейские гранитизированные массивы, с одной стороны, и линейные зоны структур геосинклинального типа, с другой, протогеосинклинали архея и складчатые зоны нижнего и среднего протерозоя.

Эпибайкальские зоны фундамента, располагающиеся по окраинам древних докембрийских платформ северного ряда, отличаются от эписвекофенно-карельских частей последних по характеру аномальных магнитных полей. В региональных особенностях магнитных полей байкалитид отображаются слагающие их мио- и эвгеосинклинальные зоны.

Миогеосинклинальным зонам байкалитид соответствуют протяженные полосы региональных минимумов аномального магнитного поля (Тиман, Енисейский кряж, Западное Прибайкалье и др.). Эвгеосинклинальные зоны байкалитид в свою очередь также четко фиксируются полосовыми системами больших линейных максимумов магнитного поля (Восточное Прибайкалье, Восточный Саян, Большеземельская тундра и др.). Сопряженные полосовые зоны региональных максимумов и минимумов аномального магнитного поля, образующие общие системы простираций и отображающие стиль складчатости и особенности строения и состава мио- и эвгеосинклинальных областей рифейских образований, видимо, весьма характерны для байкалитид рассмотренных докембрийских платформ.

### **ОСОБЕННОСТИ ПРОСТРАНСТВЕННОГО РАСПРОСТРАНЕНИЯ СКЛАДЧАТЫХ ОБРАЗОВАНИЙ ФУНДАМЕНТА**

Анализ региональной геофизической характеристики складчатого докембрия щитов рассмотренных древних платформ позволяет распространить выявленные закономерные соотношения определенного типа магнитных аномалий и тектонических комплексов докембрия в пределы их плит и, привлекая данные бурения и геохронологических определений, наметить основные черты внутреннего строения складчатого фундамента Восточно-Европейской, Сибирской и Северо-Американской платформ, естественно, с различной детальностью в зависимости от степени их изученности. Тем самым создается возможность охарактеризовать геофизические поля основных крупнейших структурных элементов фундамента, закономерности их пространственного размещения, простирающие и структурные соотношения на обширных пространствах, часто значительно превышающих размеры собственно щитов. Как правило, подобная экстраполяция закономерных соотношений и тектоническая интерпретация магнитных полей на основе широкого комплекса геолого-геофизических данных позволяет сделать ряд новых важных выводов о пространственных и временных закономерностях распространения и характере структурных соотношений разновозрастных складчатых комплексов фундамента рассмотренных древних платформ.

Выявление пространственных закономерностей распространения погребенных складчатых зон свекофенно-карелид в фундаменте Русской плиты Восточно-Европейской платформы — один из примеров. В результате структурного анализа в их распространении и ориентировке намечаются интересные и важные закономерности, заключающиеся в первую очередь в том, что, сочленяясь друг с другом по простиранию и образуя обширные виргации против углов архейских массивов, эти зоны составляют огромные прямолинейные и дугообразные сложно ветвящиеся складчатые системы. В ячеях виргаций систем располагаются древние массивы (докарельские ядра), архейский возраст которых во многих уже случаях доказан бурением.

Характерно, что на большей северной и восточной частях платформ дугообразные ветвящиеся системы обращены выпуклостью на восток и юго-восток, но сходятся затем уже с субширотным простиранием в центральных частях платформ. Здесь с ними сочленяются, образуя сложные "скупивания" или "узлы" (в районе Полоцка и др.), складчатые зоны свекофенно-карелид южной и юго-западной частей платформ. Таким образом, область свекофенно-карельской складчатости, сформировавшей фундамент Восточно-Европейской платформы, характеризуется основной кардинальной закономерностью пространственного расположения сложно ветвящихся складчатых зон, огибающих и опоясывающих контуры массивов ранней консолидации с закономерными виргациями против их углов и сложными тектоническими скупиваниями ("узлами") на участках сочленений. Особенности конфигурации в плане и местоположение крупнейших древних массивов (Беломорско-Северодвинский, Прикаспийский, Окско-Волжский, Жигулевско-Пугачевский и др.); несомненно, во многом предопределили, наряду с крупными горизонтальными движениями блоков, весьма своеобразную, сложно ветвящуюся структуру складчатых зон эпикарельского фундамента Восточно-Европейской платформы.

Представления о складчатых зонах свекофенно-карелид как о единых зонах сжатия, разработанные на примере Балтийского и Украинского щитов, стиль строения которых определяют асимметричные чешуйчатые структуры, хорошо увязываются с отмеченными закономерностями строения фундамента Восточно-Европейской платформы. Большое значение в этом отношении имело выявление по данным ГСЗ в пределах Украинского щита и других регионов (Пачелмский прогиб) своеобразного глубинного строения складчатых зон карелид, выражающегося в утолщении их коры ("корней"), что свидетельствует о глубинных деформациях (сжатиях) коры и верхней мантии.

Структурный анализ распространения складчатых зон свекофенно-карелид свидетельствует, таким образом, о тектонических скупиваниях сиалического материала и гранитизации "базальтового" слоя и геосинклинальных комплексов архея и протерозоя в процессе свекофенно-карельской складчатости, сформировавшей фундамент Восточно-Европейской платформы. Явления тектонического скупивания в фундаменте проявляются в виде грандиозных узлов сложного сочленения зон свекофенно-карелид и соответствующих им полосовых аномалий. Наиболее яркий пример таких тектонических скупиваний (узлов) — сложное радиальное сочленение зон в районе городов Полоцк, Витебск и Великие Луки (см. рис. 10). По-видимому, здесь можно говорить об очень крупном тектоническом скупивании (узле) целого ряда складчатых зон свекофенно-карелид (Московской, Валдайской, Псковской, Белорусско-Балтийской и др.) западной части Восточно-Европейской платформы.

В настоящее время есть основания полагать, что в северо-западной части платформы и особенно в пределах системы свекофеннид Балтийского щита с их колоссальными проявлениями ниже-среднепротерозойского гранитоидного магматизма наиболее активно проявлялись процессы тектонического скупивания в ходе свекофенно-карельской складчатости, во многом, видимо, определившие режим платформенного развития этих областей.

В пределах Сибирской платформы по данным аэромагнитной съемки наблюдается площадное распространение и общие закономерности строения очень широ-

кой Анабаро-Алданской протогеосинклинальной системы. Ее линейные складчатые архейско-нижнепротерозойские структуры, выступающие на Алданском и Анабарском щитах, и отвечающие им магнитные аномалии выдержаны по простираению на огромной площади всей восточной части платформы. Названная область полосовых магнитных аномалий отображает, таким образом, систему крупных прогибов (протогеосинклиналей), возникших, судя по широкому развитию пироксеновых кристаллических сланцев архея в пределах Алданского и Анабарского щитов, на еще негранитизированном базальтовом субстрате (коре океанического типа) и представляющих первые в истории земной коры очень широкие системы линейных складчатых структур (Павловский, 1964). Этот вывод получил определенное подтверждение после выделения в восточной части Сибирской платформы обширной Анабаро-Алданской зоны аномалий с полосовой структурой магнитного поля. Следует подчеркнуть, что Анабаро-Алданская протогеосинклинальная система Сибирской платформы по выдержанности простираений магнитных аномалий и правильному чередованию максимумов и минимумов сопоставима в общем лишь с океанической полосовой структурой магнитного поля.

Раннепротерозойские шовные прогибы и зоны гранитных куполов в пределах Анабарско-Алданской системы наследуют простираения архейских протогеосинклинальных структур, характеризуя общую направленность процесса формирования гранитного слоя (фундамента) Сибирской платформы. Складчатые деформации и гранитизация протогеосинклинальных комплексов Анабаро-Алданской системы и комплексов шовных прогибов в нижнем протерозое отвечают завершающим этапам формирования и консолидации фундамента Сибирской платформы. Именно к этому этапу относится завершение преобразования первичной земной коры (океанического типа) в кору континентального типа (Лейтес, Федоровский, 1972).

В пределах Канадского щита Северо-Американской платформы зоны гудзонской складчатости обнаруживают в своем распространении четко выраженные пространственные закономерности. Они разделяют и опоясывают древнейшие зеленокаменные ядра щита, образуя огромные сложно ветвящиеся системы и виргации против углов массивов оз. Верхнего, Йеллоунайф и др. Как правило, дугообразные и полосовые складчатые зоны гудзонид, имеющие сложное чешуйчатое строение, ограничивают архейские массивы по зонам региональных глубинных надвигов (надвиги на границе зоны Черчилл с массивами оз. Верхнего, Йеллоунайф и др.). Системы полосовых магнитных аномалий Канадского щита ярко отображают эти пространственные закономерности распространения и особенности строения гудзонских складчатых зон.

Экстраполяция закономерного соотношения систем магнитных аномалий и складчатых зон и массивов Канадского щита в пределы плиты Северо-Американской платформы позволяет выявить в комплексе с данными бурения, гравиметрии и радиометрии основные черты распространения, ориентировки и структурных соотношений складчатых зон ее фундамента. Устанавливается громадная протяженность грандиозного пояса гудзонских складчатых зон в фундаменте западной части всей Северо-Американской платформы, составляющего прямое продолжение к югу целого ряда зон Канадского щита. Обращает на себя внимание сложное тектоническое сочленение погребенного продолжения зоны Черчилл и Пеннокенской зоны против юго-западного погребенного угла массива оз. Верхнего, аналогичное тектоническим сочленениям и скупиваниям складчатых зон гудзонид в пределах Канадского щита.

Пространственные особенности распространения гудзонских складчатых систем, опоясывающих древние массивы в целом, следовательно, подтверждают концепцию о развитии фундамента Северо-Американской платформы в результате последовательного обрастания древних ядер более молодыми складчатыми системами, которой придерживается большинство американских исследователей (Wilson, 1959; и др.). Однако она должна быть дополнена новыми данными, свидетельствующими о большой роли горизонтальных движений в развитии крупнейших складчатых зон и массивов в ходе гудзонской складчатости, сформировавшей фундамент Северо-Американской платформы.



Анализ карт внутреннего строения фундамента Восточно-Европейской, Сибирской и Северо-Американской платформ позволяет выявить основные особенности распространения складчатых образований докембрия, весьма специфичные для каждой из платформ. Важнейшая черта строения фундамента названных платформ — их крупная зональность в распространении слагающих его складчатых комплексов. В связи с этим, видимо, неправомерно сопоставление строения фундамента платформ с гигантскими "брекчиями", внутри которых отдельные массивы и зоны расположены беспорядочным образом (Шейнманн, 1959, 1960).

Выявление основных законов пространственного расположения складчатых структур фундамента, несомненно, является одной из важнейших задач сравнительной тектоники древних платформ.

#### **СРАВНИТЕЛЬНЫЙ АНАЛИЗ ТИПОВ АНОМАЛЬНЫХ МАГНИТНЫХ ПОЛЕЙ И СТРОЕНИЯ ФУНДАМЕНТА ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ, СИБИРСКОЙ И СЕВЕРО-АМЕРИКАНСКОЙ ПЛАТФОРМ**

Установление основных черт внутреннего строения фундамента и типов аномальных магнитных полей Восточно-Европейской, Сибирской и Северо-Американской платформ весьма существенно для проблемы сравнительной тектоники древних платформ Земли.

Аномальные магнитное и гравитационное поля отображают главнейшие особенности глубинного строения этих обширных областей земной коры. Структурно-морфологический анализ аномальных полей позволяет выявлять строение, простиранье и взаимоотношения тектонических структур различного масштаба. В связи с этим, структурно-морфологический анализ магнитного и гравитационного полей — необходимый этап тектонического анализа данных региональных геолого-геофизических исследований. На современном этапе благодаря высокой точности изображения аномальных полей стало возможным принципиально по-новому производить их тектоническую интерпретацию, т.е. от районирования по простиранью отдельных аномалий перейти к районированию по типам геофизических полей.

Выделенные основные типы аномальных магнитных полей Восточно-Европейской платформы достаточно четко отличаются по своему характеру и особенностям распространения зон аномалий от магнитных полей фундамента Сибирской платформы (Гафаров, 1965; 1970а; Кропоткин и др., 1971), что явно свидетельствует о значительных различиях в структуре и особенностях тектонического развития складчатого основания двух названных древних платформ. Так, если для эпокварельской Восточно-Европейской платформы характерны сложно ветвящиеся полосовые системы максимумов и минимумов над складчатыми зонами свекофенно-карелид, опоясывающие мозаичные магнитные поля изометричных архейских блоков, то Сибирской платформе свойственна в восточной ее части уникальная обширная система широких полосовых максимумов и минимумов Анабаро-Алданской протогeosинклинальной системы архея и огромная область мозаичного магнитного поля Тунгусского катархейского массива на западе.

Вероятно, одна из главнейших особенностей Сибирской платформы заключается в том, что ее эпинижнепротерозойский в целом фундамент слагают в значительной части весьма своеобразные и однородные архейские блоки земной коры (складчатые гранитизированные протогeosинклинальные комплексы Анабаро-Алданской системы и гранитизированные нуклеарные комплексы Тунгусского катархейского ядра), не испытывавшие в нижнем протерозое на заключительных этапах формирования фундамента существенных структурных перестроек и сохранившие в связи с этим основные структуры архейского этапа.

Раннепротерозойские шовные структуры в составе фундамента Сибирской платформы, не образовывавшие крупных систем, наследовали направления простиранья генеральной структуры архея (Лейтес, Федоровский, 1972). В составе фундамента Восточно-Европейской платформы геосинклинальные системы карелид и свекофеннид в основном, видимо, унаследовали по местоположению и характеру

развития древнейшие протогеосинклинальные зоны (не сохранившиеся, таким образом, на сколько-нибудь обширных участках) и испытали совместную деформацию в заключительный карельский этап складчатости.

Судя по сопоставлению региональных магнитных полей, Тунгусский массив фундамента Сибирской платформы, возможно, был аналогом крупнейшего структурного элемента Канадского щита — Киватинского (архейского) массива оз.Верхнего. При общем сходстве повышенных мозаичных магнитных аномалий тот и другой массивы характеризуются широтной ориентировкой зон повышенных и пониженных значений аномального магнитного поля. Обращают на себя внимание и близкие размеры рассматриваемых структурных элементов земной коры. При этом, если выделение предполагаемого Тунгусского массива Сибирской платформы так же, как и другого возможного аналога — Прикаспийского массива Восточно-Европейской платформы, основано в общем на региональных геофизических и лишь косвенных геологических данных, то крупнейшее зеленокаменное ядро массива оз. Верхнего на Канадском щите — один из наиболее изученных примеров нуклеарных блоков земной коры (Павловский, 1962).

С другим крупнейшим структурным элементом Канадского щита — зоной Черчилл, — вероятно, может быть сопоставлена Анабаро-Алданская протогеосинклинальная система Сибирской платформы на основании большого сходства строения их полосовых магнитных полей, выдержанности простираций и размеров. Однако зона Черчилл, как уже отмечалось, — более молодая складчатая система нижнего и среднего протерозоя, входящая в состав огромного гудзонского складчатого пояса, образующего фундамент всей западной части Северо-Американской платформы. В целом же зоны свекофенно-карельской складчатости фундамента Восточно-Европейской платформы аналогичны зонам гудзонской складчатости (Лабрадорская, Пенюкенская, Черчилл и др.) Канадского щита (Стоквелл, 1967; Хаин, 1971б) как по возрасту консолидации (1700—1800 млн. лет) и роли в формировании фундамента, так и по своей характеристике в магнитном поле в виде полосовых, сложно ветвящихся систем аномалий. Гудзонида и свекофенно-карелиды сходны также по их пространственным и структурным соотношениям с архейскими массивами ранней консолидации и характеризуются, очевидно, весьма близкими типами развития. Последнее особенно ярко выражается в том, что складчатые зоны свекофенно-карелид и гудзонид составляют огромные линейные и дугообразные сложно ветвящиеся системы, опоясывающие древнейшие ядра консолидации (архейские массивы) и обычно ограничивающие их по крупным разломам (типа глубинных надвигов). Они могут быть выделены в мозаичный тип складчатых поясов раннего докембрия, видимо, сопоставимый со сходными палеозойскими геосинклинальными поясами (палеозониды Казахстана, Алтае-Саянская область; Пейве и др., 1972).

Проведенное сопоставление основных особенностей строения фундамента рассматриваемых платформ выявляет их значительные различия и большое своеобразие каждой из них. Вместе с тем оно позволяет считать, что в особенностях строения складчатого основания Северо-Американской платформы как бы совмещаются основные черты тектоники фундамента Восточно-Европейской и Сибирской платформ, т.е. она является как бы общим случаем по отношению к двум последним.

Анализ строения фундамента Восточно-Европейской и Северо-Американской платформ устанавливает важнейшую роль разновозрастных (1750—1880 млн. лет) свекофенно-карельской и гудзонской складчатостей (Богданов, 1969; Муратов, 1966, 1970; Штрейс, 1964) в формировании обширных гетерогенных эпикарельских остовов древних платформ северных материков Земли.

Как было подчеркнуто М.В. Муратовым (1966, 1970) и Н.А. Штрейсом (1964; Меннер, Штрейс, 1971), остовы древних платформ северного ряда состоят из обширных архейских блоков, спаянных ниже- и среднепротерозойскими складчатыми системами (свекофенно-карелидами, гудзонидами и т.д.). Это подтверждается новыми геолого-геофизическими данными. Действительно, если свекофенно-карельская и гудзонская складчатости сыграли решающую роль в образовании значитель-

ных по площади и сложных по строению платформ северных материков, то байкальская складчатость лишь наращивала их по периферии сравнительно узкими зонами (Тиман, Большеземельская тундра, западная и восточная ветви сибирских байкалид). С завершением развития ниже-среднепротерозойских складчатых систем было связано последовательное и стадийное формирование континентальной коры с гранитным слоем древних платформ северного полушария. Отчетливо устанавливается, что континентальная земная кора не существовала изначально, а возникла в результате сложной совокупности процессов раннепротерозойского тектонического скучивания, метаморфизма и гранитизации.

Проведенный сравнительный анализ показывает, что основные особенности строения фундамента Восточно-Европейской, Сибирской и Северо-Американской платформ наглядно отображаются в аномальных магнитных полях. Следовательно, изучение магнитных аномалий и типов полей — в настоящее время один из важных методов решения основных проблем сравнительной тектоники фундамента древних платформ. Важное значение в связи с этой проблемой представляет рассмотрение особенностей магнитных полей докембрийских платформ в сопоставлении с полями других крупнейших структурных элементов Земли.

## СОПОСТАВЛЕНИЕ АНОМАЛЬНЫХ МАГНИТНЫХ ПОЛЕЙ ДРЕВНИХ ПЛАТФОРМ И ДРУГИХ КРУПНЕЙШИХ СТРУКТУРНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Широкое использование аномального магнитного поля для изучения глубинного строения земной коры и анализа ее движений началось недавно, но развивается в настоящее время бурными темпами.

Современная изученность магнитного поля Земли крайне неравномерна и, судя по опубликованным данным, обширные пространства остаются незаснятыми магнитными съемками. Однако съемками охвачены области материков и океанов, представляющие во многих случаях классические тектонотипы различных структурных зон земной коры. По данным мировых магнитных съемок четко выделяются основные типы резко отличающихся аномальных магнитных полей, соответствующих континентам и океанам. Но высказываются и точки зрения об отсутствии принципиальной разницы между аномальными полями континентов и океанов (Иванов, 1966; Симоненко, 1968).

Систематизация и тектоническая интерпретация различных типов магнитных аномалий, как показывает сводка мировых данных (Гафаров, 1971 в), имеет важнейшее значение для целей тектонического районирования и анализа характера движений земной коры с целью выяснения происхождения тектонических структур. Сравнительный тектонический анализ типов магнитных аномалий материков и океанов в конечном итоге служит выявлению пространственных и временных закономерностей развития структур земной коры. Рассмотрение особенностей магнитного поля докембрийских платформ в сопоставлении с полями других крупнейших структурных элементов Земли имеет важное методическое значение для интерпретации магнитных аномалий платформ.

### МАГНИТНЫЕ АНОМАЛИИ МАТЕРИКОВ

В пределах континентов магнитные поля весьма разнообразны по спектру, форме и интенсивности аномалий (см. рис. 7, 23, 28).

Характерная особенность магнитного поля материков — приуроченность магнитовозмущающих масс не к одному, а к нескольким горизонтам земной коры. Это значительно расширяет возможности использования аномального магнитного поля для изучения глубинного строения земной коры и анализа ее движений.

### ТИПЫ АНОМАЛЬНЫХ МАГНИТНЫХ ПОЛЕЙ РАЗНОВОЗРАСТНЫХ СКЛАДЧАТЫХ СИСТЕМ

Аномальные магнитные поля материков ярко отображают крупнейшие складчатые области и зоны глубинных разломов. Наибольшие успехи здесь достигнуты в изучении геологической природы магнитных аномалий древних и молодых платформ (в основном северных материков) в связи с выяснением строения их фундамента. Анализ магнитных карт совместно с другими геолого-геофизическими данными позволяет установить пространственное распределение и структурные

соотношения основных складчатых комплексов фундамента, сложенных магнитными породами.

Как было показано в предыдущих главах, древние платформы характеризуются особым "кратонным" типом магнитных полей (Гафаров, 1971б,в), выраженных чередованием обширных областей мозаичных аномалий и опоясывающих их зон линейных и дугообразных магнитных максимумов и минимумов. Они в основном отображают гетерогенность строения и состава фундамента платформ. Выделенные на древних платформах два основных типа аномальных магнитных полей — области мозаичных аномалий и полосовые и дугообразные системы линейных максимумов и минимумов — фиксируют, следовательно, характер внутреннего строения основных структурных элементов фундамента.

Зоны байкальской складчатости, как было отмечено ранее, отличаются от эпокварельских остовов древних платформ по характеру строения зон полосовых магнитных аномалий (Тиман, Енисейский кряж и др.). В региональных особенностях магнитных полей областей байкалид отображаются в виде сопряженных систем региональных максимумов и минимумов слагающие их мио- и эвгеосинклинальные зоны.

Палеозойские, мезозойские и альпийские геосинклинальные складчатые системы и их пояса на континентах характеризуются дугообразными системами полосовых магнитных аномалий (максимумов и минимумов), которые рельефно отображают пространственные и временные соотношения этих глобальных структур сжатия земной коры (Тектоника Евразии, 1966). Характерно, что молодые (эпипалеозойские и др.) платформы отличаются теми же типами аномальных магнитных полей, что и смежные складчатые области.

Среди палеозойских геосинклинальных поясов Евразии выделяются два типа — мозаичные и линейные, — которые различаются по стилю формирования континентальной земной коры (Пейве и др., 1972). Для палеозойских складчатых поясов линейного типа одним из наиболее характерных и в то же время наиболее изученных полей является полосовое магнитное поле Уральской складчатой системы варисцид. Сложные, резко дифференцированные линейные аномалии в основном субмеридионального простираения хорошо вырисовывают особенности строения линейных тектонических зон Урала. Однако, как отмечалось выше (глава IV), в западной части Урала, сложенной комплексами практически немагнитных миеосинклинальных образований палеозоя и рифея и ограниченной на востоке Главным Уральским глубинным надвигом, развиты субширотные магнитные аномалии иного типа, которые служат прямым продолжением зон глубинных аномалий восточной части платформы, где они отображают состав и строение фундамента (см. рис. 7). Непосредственно к востоку от Главного глубинного разлома развиты узкие линейные максимумы и минимумы субмеридионального простираения над поясами гипербазитов и вулканогенными комплексами Тагильского, Магнитогорского и других зеленокаменных синклинориев эвгеосинклинальной зоны восточного склона Урала, осложненных глубинными надвигами с региональными восточными падениями. История формирования земной коры и природа полосовых магнитных аномалий Уральской эвгеосинклинальной зоны представляют большой интерес для сравнительной тектоники континентальных и океанических структур.

Сопоставление эвгеосинклинальной зоны Урала со структурами океанического типа в известной мере подтверждается при рассмотрении Т.А. Горшковой (1972 г.) автокорреляционных функций аномального магнитного поля по площади для территории Урала (в пределах северной части Тагильского синклинория) и Тихого океана (к западу от побережья США, в районе разлома Меррей). При этом полосовое аномальное магнитное поле Урала, пересчитанное в верхнее полупространство на высоту 7 км, чтобы привести поля сопоставляемых областей к одному расстоянию до источников аномалий, оказалось весьма сходным с полем Тихого океана.

По типу полосовых магнитных аномалий с Уралом очень сходна Аппалачская складчатая система палеозойской Северной Америки, которая, как показывают современные данные (Роджерс, 1968; Хаин, 1971б; Bhattacharyya, Raychaudhuri, 1967; и др.), обладает весьма сходным тектоническим строением, также представляя этот тип линейных геосинклинальных структур.

Другой тип строения палеозоид, характеризующихся мозаичным структурным рисунком, образуют Центрально-Казахстанская складчатая область, Саяны и другие, аналогичные области, где становление континентальной коры растягивается на длительное время (Пейве и др., 1972).

Характерная особенность тектонического строения Центрального Казахстана, как известно (Тектоника Евразии, 1966), непостоянство простираения структур. Это одно из важных отличий Центрального Казахстана от Урала, представляющего тип линейных геосинклинальных структур. Аномальное магнитное поле Центрального Казахстана, отличающееся большой сложностью строения, наглядно отображает свойственный этой области мозаичный тип структурного рисунка тектонических форм (Пейве и др., 1972). Соответственно с ориентировкой последних разнообразны магнитные аномалии на разных площадях имеют долготное, северо-западное и северо-восточное простираения. Отметим лишь некоторые их особенности.

В пределах зоны поздних каледонид Центрального Казахстана метаморфические комплексы докембрия в ядрах Улутавского, Кокчетавского и Ерементавского антиклинориев характеризуются изрезанным отрицательным магнитным полем. Мощные толщи основных эффузивов рифея, нижнего и среднего кембрия (нижний структурный ярус), а также эффузивы и терригенные породы верхнего кембрия, ордовика и силура, т.е. верхний структурный ярус (Тектоника Евразии, 1966), фиксируются полосовыми аномалиями, вырисовывающими общее дугообразное строение зоны каледонид.

Джунгаро-Балхашская герцинская складчатая зона, вписывающаяся с внутренней стороны в область поздних каледонид Центрального Казахстана, характеризуется выдержанным северо-западным простираением полосовых максимумов и минимумов магнитного поля. При этом Балхашский и Чингизский антиклинории четко оконтуриваются региональными полосовыми минимумами, тогда как Северо-Балхашскому и Зайсанскому синклиниям свойственны очень выдержанные полосчатые аномалии северо-западного простираения. Характерно, что обе зоны наиболее молодые по времени становления континентальной коры (лишь в среднем карбоне) в составе палеозоид Казахстана (Пейве и др., 1972).

В пределах обширной Западно-Сибирской низменности и Туранской плиты над погребенными продолжениями Уральской, Центрально-Казахстанской и многих других складчатых областей распространяются системы магнитных аномалий различного типа. Здесь развиты полосовые и дугообразные зоны магнитных аномалий, образующие разноориентированные системы, которые, по-видимому, наиболее полно характеризуют типы аномальных полей, свойственных молодым плитам с мозаичным типом строения фундамента.

В центральных районах Западно-Сибирской низменности обращает на себя внимание своеобразная полосовая структура магнитного поля Колтогорской системы аномалий (рис. 30), которая в известной мере сопоставима с аномалиями океанического типа (Симоненко, 1968; Гафаров, 1971в). Как известно, данные аэромагнитных съемок послужили основой для составления на первоначальном этапе тектонических схем Западно-Сибирской плиты (Фотиади, 1967; Сурков и др., 1968). Важно отметить, что в ее пределах не развиты на сколько-нибудь обширных участках аналоги аномальных магнитных полей, свойственных древним платформам.

Характерные магнитные поля отмечаются над палеозоидами молодой платформы Западной Европы (Hahn, Zitzmann, 1969). Дифференцированным в целом пониженным магнитным полем вырисовывается область варисцид Европы. В магнитном поле здесь отображается стык эпикарельской Восточно-Европейской платформы и эпипалеозойской молодой платформы (Гафаров, 1963б, 1971б).

Магнитные поля мезозоид изучены лишь в области северо-востока СССР (Пушаровский, 1960а; Симоненко, 1963) и на отдельных участках Кордильер Северной Америки (Zietz, 1969).

В пределах Верхояно-Чукотской складчатой области мезозоид в ее западной многогеосинклинальной зоне, включающей Верхоянский антиклинорий и обширную Яно-Колымскую синклинальную подзону, выделяется весьма характерное спокойное магнитное поле, близкое к нормальному. В пределах юго-восточной части

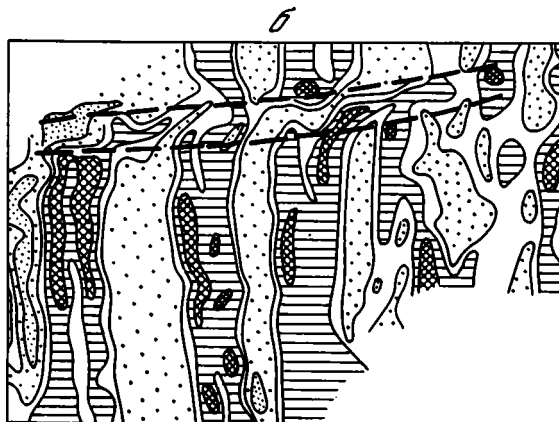
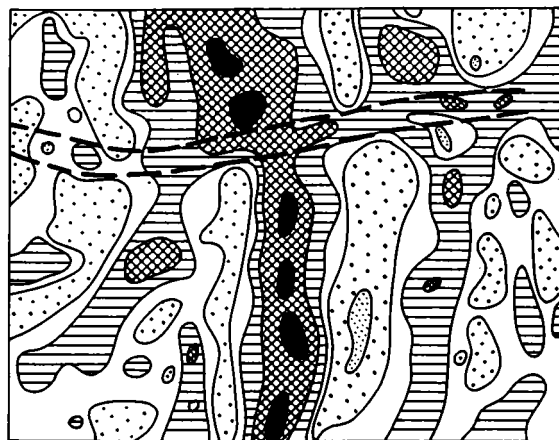


Рис. 30. Аномальное магнитное поле: а – центральной части Западно-Сибирской низменности, б – северо-восточной части Тихого океана (по Симоненко, 1968)

Значения  $\Delta T_a$ : 1 – от  $-0,5$  до  $+0,5$  МЭ; 2 – от  $\pm 0,5$  до  $+2,0$  МЭ; 3 – от  $+2,0$  до  $+5,0$  МЭ; 4 – более  $+5,0$  МЭ; 5 – от  $-0,5$  до  $-2,0$  МЭ; 6 – менее  $-2,0$  МЭ; 7 – линии нарушения основной структуры магнитного поля

Яно-Колымской подзоны плавное пониженное поле осложнено цепочками локальных максимумов общего северо-западного простирания над мелкими телами гранитоидов и диабазов. В южной части миогеосинклинальной зоны интенсивными магнитными максимумами субмеридионального простирания фиксируется Охотский массив.

Более восточные внутренние части Верхояно-Чукотской складчатой области мезозойд характеризуются сложными магнитными полями. Внутренние массивы (Колымский, Омогонский, Тайганосский) и отдельные антиклинории обычно отображаются здесь пониженными полями, иногда мозаичного строения (Омогонский массив). Однако общее строение магнитного поля этой части Верхояно-Чукотской области определяют сложно изогнутые дугообразные полосовые аномалии общего

восток-северо-восточного простирания, фиксирующие вулканогенно-осадочные формации среднего палеозоя и верхоянского комплекса в пределах Березовской, Анойской, Чауно-Чукотской и других складчатых зон (Тектоника Евразии, 1966).

Аномальное магнитное поле мезозойского складчатого пояса Кордильер Северной Америки анализируется в сопоставлении с полями Канадского щита и Тихого океана в статье Г. Хайнеса, В. Ханнафорда и Р. Риддикхока (Haines a.o., 1971). Как указывают названные исследователи, складчатая система Кордильер характеризуется длинными, узкими, вытянутыми в северо-западном направлении магнитными аномалиями, которые тесно увязываются с ее отдельными тектоническими зонами и крупнейшими разломами. Сопоставляя магнитные поля Кордильер и Канадского щита, Г. Хайнес, В. Ханнафорд и Р. Риддикхок (Haines a.o., 1971) отмечают, что в пределах последней аномалии относительно гладкие и широкие и, видимо, отражают более глубокие магнитные массы, чем в зоне Кордильер на западе.

Вдоль западного побережья Северной Америки прослеживаются два вытянутых параллельных крупнейших полосовых максимума, которые тесно увязываются с линией Берегового кристаллического хребта (Haines a.o., 1971). Вблизи границы между Тихим океаном и зоной Кордильер (у  $58^\circ$  с.ш.) выделяются линейные положительные аномалии интенсивностью 200–300 гамм, которые коррелируются с континентальным склоном, оконтуривающимся изобатой –1000 м.

Особенности аномального магнитного поля в связи с глубинным строением Кордильер были рассмотрены А. Зитцем (Zietz, 1969) вдоль широтного пояса

аэромагнитной съемки шириной в 160 км, пересекающего США от г. Вашингтон через г. Денвер в штате Колорадо на г. Сан-Франциско. Изучение профиля показывает резкий контраст в характере магнитного поля западнее и восточнее Скалистых гор. Восточнее, в пределах Северо-Американской платформы выделяются многочисленные высокоамплитудные аномалии с короткой длиной волны, которые накладываются на длинноволновые аномалии. Западная область характеризуется резковарьирующими коротковолновыми аномалиями значительно меньшей амплитуды, тогда как аномалии с большой длиной волны здесь отсутствуют. По мнению А. Зитца (Zietz, 1969), слабомагнитная кора западнее Скалистых гор лишена магнитных комплексов на небольших глубинах (где достигается температура точки Кюри около 578°C).

Приведенные данные о резком различии магнитных полей платформы и зоны Кордильер увязываются с данными сейсмических исследований коры США (Joes-ting, 1962; Pakiser, Steinhart, 1964; Pakiser, Zietz, 1965; Hamilton, Pakiser, 1965). Американские авторы выделяют две различные области западнее и восточнее Скалистых гор, которые свидетельствуют о мобильности коры и мантии на западе (в зоне Кордильер) и стабильности на востоке.

Альпийская складчатая система и кайнозойские тектонические зоны (Кавказ, Карпаты, Альпы, Копетдаг, Охотско-Чукотский пояс и т.д.) изучены аэромагнитными съемками лишь в отдельных частях (Dewey a.o., 1973).

В пределах Кавказа наблюдается отчетливое простираие полосовых максимумов и минимумов магнитного поля. Мегантиклинорий Большого Кавказа соответствует зона регионального минимума магнитного поля, осложненная в западной части локальными максимумами. Полоса пониженного поля отвечает здесь комплексам терригенных и карбонатных и флишевых формаций, слагающих мегантиклинорий Большого Кавказа (Хаин, 1964, 1970б). Крупный полосовой максимум магнитного поля соответствует Куринской впадине, отделяющей структуры Крымско-Кавказской зоны от Малого Кавказа. Аномальное магнитное поле Малого Кавказа, наоборот, резко дифференцированное. Оно отображает здесь мощные осадочно-вулканогенные комплексы, слагающие антиклинорий Малого Кавказа.

Кайнозойские тектонические зоны Тихоокеанского кольца характеризуются системами интенсивных полосовых аномалий значительной протяженности. Сложно варьирующее повышенное магнитное поле отвечает грандиозному Охотскому-Чукотскому вулканогенному поясу. Более крупные линейные аномалии северо-восточного простираия развиты в пределах Камчатки. Они продолжают далеко к югу и юго-западу и вдоль Курильской островной гряды, восточнее которой смыкаются с полосовыми магнитными полями Тихого океана. Таким образом, в простираии магнитных аномалий, как и на тектонической карте Евразии, наглядно отображается, что новейшие структурные зоны Камчатки на юг продолжают Курильской островной грядой.

Анализ магнитных (гравитационных) аномалий весьма важен для выявления и изучения зон глубинных разломов на континентах. Многие особенности систем глубинных разломов на обширных территориях (особенно платформ), их пространственное положение, глубина проникновения были установлены геофизическими методами.

Разломы земной коры континентов проявляются в аномальном магнитном поле весьма разнообразно. На примере Восточно-Европейской, Сибирской и Северо-Американской платформ выше были рассмотрены многочисленные типы проявления глубинных разломов в магнитных (гравитационных полях). В общих чертах они характерны и для более молодых складчатых систем, однако интерпретация их здесь может проводиться обычно значительно детальнее в зависимости от степени изученности строения разломов.

Сопоставление аномального магнитного поля с данными ГСЗ, проведенного в различных областях стыков разнородных структур, показывает, что крупные зоны линейных магнитных максимумов, согласных с общим простираием складчатых систем, соответствуют, как правило, зонам глубинных разломов (Урал,



Кавказ, Кордильеры Северной Америки и др.), проникающих сквозь земную вплоть до мантии.

Секущие, поперечные (по отношению к общему простираанию систем) или "сквозные" разломы могут быть намечены по линиям нарушения основной структуры магнитного поля (выражаются в резком изменении простираания аномалий в их разрывах и сдвигах и т.д.). Выделение линий нарушения структуры магнитного поля и продольных аномалий положены А.А. Борисовым (1967), Т.Н. Синенко (1968) и другими авторами в основу построения сложной сетки разломов на территории СССР. В общем случае глубинные разломы отмечаются границам магнитных полей разного типа (Тиман и Русская плита, Прибайкалье и Патомские нагорье, массив оз. Верхнего и зона Черчилл на Канадском щите; Magnetic anomaly map of Canada, 1968).

## МАГНИТНЫЕ АНОМАЛИИ ОКЕАНОВ

Исследования аномального магнитного поля, проведенные за последние десятилетия, привели к открытию уникальной полосчатой структуры магнитного поля океанов, которая охватывает большую часть площади всех океанов и принципиально отличается от разнообразных структур аномального поля, свойственных материкам.

Магнитное поле океанов характеризуется очень правильной полосчатой, часто симметричной структурой. Было установлено удивительное сходство магнитных аномалий срединных океанических хребтов и разломов различных океанов. Одни из наиболее ярких и первых примеров может служить аномальное магнитное поле северо-восточной части Тихого океана (Mason, Raff, 1961; Atwater, Menard, 1970). Обширные площади (на первые тысячи километров) заняты здесь, по существу, единой, однородной меридиональной и весьма упорядоченной структурой полосовых магнитных аномалий (см. рис. 30). Магнитные аномалии однородны также по интенсивности (около 500 до 1000 гамм). Аномальное магнитное поле нарушено поперечными разрывами, которые разделяют его на ряд секторов, смещенных относительно друг друга. Как известно, подобные смещения аномалий трактуются как сдвиги (разломы Пионер, Меррей, Мендосино и др.) блоков океанического дна (Вакье, 1966; Mason, Raff, 1961). Необходимо отметить, что подопная полосовая структура магнитного поля присуща большинству, но не всем глубоководным частям океанов. По мнению Р.М. Деменичко (1967), аномалии впадины Макарова в Северном Ледовитом океане и некоторых других районов (северо-западная часть Аравийского моря) имеют более расплывчатые, "размазанные" контуры. Э.К. Буллард (1968) также обращает внимание на так называемые немагнитные структуры глубоководных частей океана с континентальным типом земной коры (микроконтинент Сейшельских островов, сложенный гранито-гнейсами докембрия, острова Рокол, Вознесения, плато Блейк, Галисийская отмель и др.).

Особый тип немагнитных глубоководных структур — хребет 90-го меридиана в восточной части Индийского океана (возможный аналог хребта Ломоносова, по Э. Булларду, 1968). Весьма проблематично пока выделение в океанах областей со спокойным, слабо повышенным магнитным полем (Антарктида и др.).

В настоящее время в пределах океанов наиболее изучены магнитные аномалии срединных океанических хребтов и непосредственно прилегающих к ним участков океанического ложа (Heirtzler a.o., 1966, 1968). Типичные признаки, свойственные магнитным аномалиям мировой системы срединно-океанических хребтов, — их значительная упорядоченность (регулярность), билатеральная симметрия относительно оси хребта, осевая магнитная аномалия вдоль последнего, однотипность, зональность, знакопеременность (определенная последовательность максимумов и минимумов) и, наконец, анизотропность, т.е. нарушение разломами (J. Wilson, 1965).

Тожественная структура аномального магнитного поля срединно-океанических хребтов различных океанов свидетельствует, по-видимому, о едином глобальном механизме формирования магнитных масс на дне океана.

Характерно, что магнитные аномалии рассмотренного типа обнаружены также в ряде областей Мирового океана, которые не являются срединно-океаническими хребтами (пролив Дрейка, зона разлома Галапагос, акватория Тихого океана между Алеутскими и Гавайскими островами и Аляскинский залив, к востоку от Японии и Курил; Федынский и др., 1970), аномалии абиссальной котловины Норвежского моря (Avery a.o., 1968) и котловины Нансена и Амудсена в Евразийском бассейне Северного Ледовитого океана (King a.o., 1966). Следовательно, области развития полосового, знакопеременного, упорядоченного магнитного поля в океанах значительно обширнее площади, занимаемой срединно-океаническими хребтами.

Структура магнитного поля океанов в целом уникальна и принципиально отличается от поля материков. Как известно, на континентах магнитные комплексы сосредоточены в основном в гранитном слое, в океанах — в базальтовом слое и в верхней мантии. По-видимому, это обстоятельство определяет коренное различие в структуре магнитного поля материков и океанов. При сравнении отдельных аномалий океанов и материков, рассматриваемых вне структуры поля в целом, никакого различия между ними может и не быть. Но это, видимо, указывает лишь на то, что диапазоны изменения свойств магнитных масс (элементов их залегания и намагниченности слагающих пород) перекрываются. Не может служить доказательством сходства аномалий материков и океанов также и близость статистических параметров — дисперсии и радиуса корреляции аномального поля, рассчитываемых по глобальным сводным магнитным профилям (Aldredge, 1963; Симоненко, 1968). Их существенные различия выявляются лишь при более детальных исследованиях (Луговенко, 1973; Луговенко, Пушков, 1971). Применяя методы математической статистики для характеристики особенностей поля, не следует упускать из виду, что при этом игнорируется важнейшая особенность распределения аномалий в океанах, выражающаяся в упорядоченности и симметрии полосовой структуры поля. Необходимо подчеркнуть, что различие магнитных аномалий материков и океанов выявляется именно при сопоставлении структур аномального поля (см. рис. 30). Очевидно, что механизм формирования магнитоактивного слоя на материках и океанах различен.

Проблема происхождения магнитных аномалий океана весьма сложна. Большинство существующих гипотез не в состоянии объяснить всю совокупность особенностей структуры магнитного поля океанов. В настоящее время наиболее распространена одна из гипотез, связывающая возникновение структуры магнитных аномалий с системами разрывных нарушений океанического дна (Hess, 1962). По этой гипотезе линейные положительные аномалии соответствуют разломам, заполненным породами с повышенной намагниченностью, и полосчатость аномалий получает, таким образом, простое и наглядное объяснение (соответствие с интерпретацией подобных аномалий на суше). В пользу этой гипотезы свидетельствует также и несомненная "разломная" природа осевой аномалии на срединно-океаническом хребте. Однако рассматриваемая гипотеза пока как-будто не объясняет некоторые особенности структуры магнитного поля океанов, особенно его упорядоченность и симметрию. Эти свойства поля выдвигают проблему возникновения глобальной системы параллельных разломов, протягивающихся на десятки тысяч километров, располагающихся симметрично относительно оси хребта и в определенной последовательности, которая совпадает с ритмом инверсий геомагнитного поля. Высказываются мнения, что подобные процессы механически трудно разрешимы. Однако гипотеза разломного происхождения океанических аномалий в целом одна из наиболее обоснованных.

Гипотеза Вайна — Мэтьюза (Vine, Matthews, 1963) в общем — следствие и дальнейшее развитие гипотезы разрастания океанического дна (Дитц, 1966; Карасик, 1971; Hess, 1962). Как известно, она является главнейшей составной частью так называемой концепции "новой глобальной тектоники", или тектоники плит,

или спрединга (Isacks a.o., 1968). Основные моменты гипотезы — поступление магмы по разломам вдоль гребней срединно-океанических хребтов, латеральный перенос ее в стороны от оси поднятий под воздействием конвекционных течений мантии. Таким образом, происходит непрерывное разрастание и расширение океанического дна, возраст которого должен быть тем древнее, чем дальше оно расположено от гребня поднятия. Гипотеза Вайна — Мэтьюза рассматривает геомагнитный аспект этого процесса, который происходит в условиях регулярных инверсий главного геомагнитного поля (Heirtzler a.o., 1968). При этом по обе стороны от оси поднятия располагаются последовательно прямо и обратно намагниченные тела, причем на оси хребта располагаются прямо намагниченные магнитные комплексы, соответствующие современному направлению геомагнитного поля.

Подтверждение разрастания океанического дна ищут в пригодности инверсионной модели магнитоактивного слоя океанов для объяснения магнитных аномалий. Как следует из гипотезы Вайна — Мэтьюза, структура инверсионного слоя должна определять возраст инверсий геомагнитного поля. Сопоставление расстояний магнитных аномалий от оси хребта с независимой временной палеомагнитной шкалой различных полярностей геомагнитного поля показывает, что ритм в расположении положительных и отрицательных аномалий относительно осевой зоны хр. Рейкьянес, Хуан-Дефука и Восточно-Тихоокеанского поднятия совпадает с ритмом инверсий (Vine, 1966). Привлекательная сторона этой гипотезы заключается в первую очередь в возможности геохронологических выводов на ее основе (Heirtzler a.o., 1968). Но гипотеза Вайна — Мэтьюза имеет ряд слабых положений. Остаются неясными природа и типы намагниченных пород дна океанов, вызывающих, с точки зрения этой гипотезы, магнитные аномалии.

Гипотеза Вайна — Мэтьюза, объясняя линейные магнитные аномалии срединно-океанических хребтов процессом, заключающимся в формировании одиночных осевых даек базальтов в условиях инверсионного магнитного поля Земли, не учитывает влияния третьего слоя — основного слоя океанической земной коры, сложенного серпентинизированными перидотитами (Хесс, 1969) — и многочисленных лавовых потоков на характер магнитного поля срединно-океанического хребта. Главная трудность в концепции новой глобальной тектоники (тектоники плит) заключается в том, что в эвгеосинклиналях, как и в океанах, существует разрыв во времени между формированием ультрабазитового фундамента (третьим слоем) и толеитовыми базальтами. Они всегда разорваны во времени, и их трудно сопоставлять как синхронные образования (Пейве и др., 1972).

Объяснение магнитных аномалий срединно-океанических хребтов только дайками базальтов, видимо, невозможно. Внешнее сходство магнитных полосовых аномалий не является достаточно надежным критерием при их интерпретации и возрастной датировке. Как отметил П.Н. Кропоткин (1973), крупная ошибка, видимо, произошла при датировке полос магнитных максимумов в северо-восточной части Тихого океана, где около половины его площади отнесено по возрасту к кайнозой (Океан, 1971). Однако, судя по геологическим данным, на подавляющей части площади Тихого океана базальтовый слой, создающий полосовые аномалии, имеет палеозойский или еще более ранний возраст (Менард, 1966; Кропоткин, Шахварстова, 1965). Очевидно, гипотеза Вайна — Мэтьюза в настоящее время не может приниматься в том виде, в каком она была предложена в 1963 г.

В последнее время были высказаны основанные на расчетах по моделям мнения (Хесс, 1969; Удинцев, 1968, 1972), что магнитные аномалии океанов обусловлены не только базальтовым слоем, а находящимися под ними ультраосновными породами, которые залегают на глубинах около 4 км от дна. С этой точки зрения становится понятным отсутствие связи магнитных аномалий с рельефом. Магнитные аномалии отвечают блокам серпентинитов (не выраженным в рельефе), которые широко распространены не только в рифтовых зонах, но и до материкового склона. Г.Б. Удинцев (1969) высказывает возможность объяснения происхождения магнитных аномалий океанов на основе контраста в намагниченности протрузий

серпентинитов (обладающих высокой остаточной намагниченностью) и габбро (не обладающих практически остаточной намагниченностью). Этот контраст подчеркивается и усиливается высокой намагниченностью серпентинитов в зонах контактового метаморфизма на границах протрузий. Процесс мегапротрузий глубинного вещества к поверхности вызывает большие горизонтальные растяжения. Таким образом, происходит раздвигание блоков океанической коры под воздействием массовых вторжений мантийного вещества.

Исследования природы магнитных аномалий рифтовой зоны Атлантического океана (Strakhov a.o., 1972; Van Abdel, 1962) показали значительную неоднородность по строению и составу дна океана в ее пределах. Породы, создающие магнитные аномалии, представлены серпентинизированными перидотитами и габбро, кайнотипными и метаморфизованными базальтами. Характерно при этом, что симметрия в распределении пород относительно оси хребта обычно отсутствует. Блочное строение дна океана наблюдается не только в пределах ушей срединных хребтов, но и вдали от них. Следовательно, природа аномалий океана весьма неоднородна. По вычислениям В.Н. Страхова (1970), источники магнитных аномалий располагаются вблизи поверхности дна океана. Об этом свидетельствует корреляция от профиля к профилю так называемой тонкой структуры магнитных аномалий, выраженной множеством осложняющих их локальных максимумов, и видимо, связанных с выдержанным по простиранию разломами и дайками основных пород.

Новые данные о большой сложности дна океанов по строению и составу пород позволяют в известной мере синтезировать идеи гипотезы Вайна — Мэтьюза и ряда других исследователей (Хесс, 1969; Кропоткин, 1967, 1973; Удинцев, 1969; Хаин, 1971а, 1973; J. Wilson, 1965). Источник магнитных аномалий — сложные комплексы пород различного генезиса. Процесс формирования коры срединно-океанических хребтов определялся многократными и разнообразными процессами разрыва коры и подъема вещества верхней мантии и не только вдоль их оси, но и по всей площади их систем. При этом основной вклад в формирование полосовых аномалий того или иного знака вносят комплексы пород, сформировавшиеся в основные фазы раскола и растяжения земной коры океанов. Подобное статистическое суммирование в магнитном поле намагниченности разнородных комплексов лучше отвечает данным о геологическом строении океанского дна, чем гипотеза Вайна — Мэтьюза.

Полосовая структура магнитного поля характеризует, следовательно, динамичность литосферы в пределах океанов, раздробление ее трещинами и разломами, параллельными оси хребтов (Кропоткин, 1967, 1973). Магнитное поле океанов, таким образом, отражает весьма упорядоченный дизъюнктивный стиль тектоники его дна, который мог возникнуть лишь в весьма однородном поле растягивающих тектонических напряжений.

1. Систематизация и тектоническая интерпретация различных типов магнитных аномалий в зависимости от разнообразных типов земной коры имеет важное значение в связи с широким использованием в настоящее время аномального магнитного поля для изучения глубинного строения земной коры и анализа ее движений.

Аномальное магнитное поле является одним из главнейших диагностических признаков типа строения земной коры.

2. По данным мировых магнитных съемок четко устанавливаются значительные различия аномалий материков и океанов (см. рис. 28, 30). При этом выделяются два основных типа аномальных магнитных полей (мозаичных и дугообразно-полосовых), соответствующих континентам, и один тип (полосчатых линейных аномалий) — океанам. Материковый склон не имеет самостоятельной магнитной характеристики (магнитные аномалии материка тяготеют к полю шельфа, обычно составляя его продолжение).

3. Открытие уникальной полосчатой структуры аномального магнитного поля океанов стало одним из важнейших открытий последних лет в области наук о Земле. В настоящее время можно достаточно уверенно утверждать, что полосовая структура аномального магнитного поля на океанах может служить диагности-

ческим признаком генезиса тех или иных областей его дна, либо указывать на определенный этап его развития (Деменицкая, 1967).

4. На континентах наибольшие успехи достигнуты в изучении тектонической природы полей древних и молодых платформ в связи с выяснением строения их фундамента. Области палеозойской, мезозойской и альпийской складчатостей на материках отображаются дугообразными системами аномалий, которые отчетливо фиксируют пространственные и временные соотношения этих глобальных структур сжатия земной коры, наиболее полно отраженных на тектонической карте Евразии, составленной под редакцией А.Л. Яншина (Тектоника Евразии, 1966; Яншин, 1967).

5. Интересная и еще малоизученная особенность аномальных магнитных полей отдельных областей материков (Западно-Сибирская плита, Урал, Анабаро-Алданская система) — зоны полосовых аномалий, сходных по своему типу с океанической структурой поля (возможные "реликтовые" участки с океаническим типом строения земной коры). Обращает на себя внимание также и сходное проявление в магнитном поле этих районов (Центральная часть Западно-Сибирской низменности и северо-восточная часть Тихого океана) нарушений типа сдвигов (Симоненко, 1968; Гафаров, 1970б).

6. Основные типы аномальных магнитных полей отображают, таким образом, главные тектонические особенности земной коры и верхней мантии — ее глобальные области сжатия и тектонического скупивания (материки, подразделяющиеся на складчатые пояса различного возраста) и растяжения (океаны), характеризуя тем самым некоторые геомагнитные аспекты структуры и тектонической эволюции Земли.

## ЗАКОНОМЕРНОСТИ СТРОЕНИЯ И РАЗВИТИЯ ФУНДАМЕНТА ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ, СИБИРСКОЙ И СЕВЕРО-АМЕРИКАНСКОЙ ПЛАТФОРМ

Анализ карт внутреннего строения фундамента рассмотренных докембрийских платформ позволяет сделать ряд выводов о характере тектонического развития и структурных соотношениях крупных складчатых комплексов докембрия. На этих картах выделяются основные типы и различия разновозрастных крупнейших структур докембрия. Впервые отчетливо выявляются многие закономерности их пространственного распространения, что позволяет судить о сравнительном площадном развитии разновозрастных складчатых комплексов докембрия.

В предыдущих главах были сделаны многие выводы о целом ряде временных и пространственных закономерностях развития и основных типах тектонических структур докембрийского фундамента платформ. В данной главе они частично обобщаются и дополняются.

### ОСНОВНЫЕ ТИПЫ И РАЗЛИЧИЯ РАЗНОВОЗРАСТНЫХ СКЛАДЧАТЫХ КОМПЛЕКСОВ ФУНДАМЕНТА

Приведенные данные (главы IV, V, VI) о внутреннем строении фундамента Восточно-Европейской, Сибирской и Северо-Американской платформ (см. рис. 10, 23, 29) позволяют в настоящее время установить общие черты их крупнейших структурных элементов и сделать некоторые выводы об основных этапах и характере тектонического развития складчатого основания платформ.

Сопоставление разновозрастных массивов и складчатых зон — одна из важнейших задач сравнительной тектоники фундамента древних платформ вообще. Выделяемые в составе фундамента рассматриваемых платформ архейские нуклеарные массивы и протогеосинклинальные складчатые системы и складчатые системы нижнего и среднего протерозоя представляют, вероятно, основные типы и различия разновозрастных геосинклинальных складчатых сооружений фундамента древних платформ. Эти основные типы структур показывают, что процесс развития земной коры протекал стадийно с качественными изменениями ее структурных свойств (Павловский, 1953, 1962, 1964, 1970; Муратов и др., 1966).

Выделяющиеся в пределах щитов Восточно-Европейской, Сибирской и Северо-Американской платформ массивы ранней консолидации (докарельские ядра) сложены в основном вулканогенно-осадочными сериями (серия Киватин и ее стратиграфические аналоги — серии абитиби, учи и понтиак Канадского щита, конско-верховцевская серия Украинского щита, кольская и беломорская серии Балтийского щита, иенгская серия Алданского щита) с возрастом 2600–2800 до 3000–3500 млн. лет. Они характеризуются своеобразными изометричными куполовидными структурными формами, отмечая нуклеарный тип развития земной коры (Павловский, 1962, 1964, 1970). В настоящее время становится все более очевидным, что древнейшие структуры архея на всех материках были представлены в основном сложными куполообразными формами, часто интенсивно дислоцированными по периферии и внутри. Существуют, однако, предположения о том, что такой стиль тектоники вообще характерен для глубоких частей формирующе-

гося складчатого сооружения любой эпохи (значительный прогрев, пластичность и явления диапиризма в земной коре в связи со складчатостью и др.), но недоступен изучению в более молодых складчатых поясах и вскрывается лишь при очень глубоком эрозионном срезе "гранитного" слоя земной коры (Белоусов, 1954; Кропоткин и др., 1971). Обширные данные по щитам древних платформ показывают, что отмеченные особенности тектоники архейских массивов, проявляющиеся соответственно и в магнитном поле, — важная специфическая черта тектонических процессов, протекающих на ранних этапах развития земной коры. По-видимому, нуклеарные комплексы представляют собой лишь один из типов структурообразования в архее, характерного для относительно поднятых элементов глубинной структуры земной коры.

В пределах рассмотренных платформ к архейским массивам такого типа относятся, как уже отмечалось, массивы оз. Верхнего и Йеллоунайф на Канадском щите, Приднепровский, Беломорский, возможно Прикаспийские, и другие массивы фундамента Восточно-Европейской платформы, Иенгрский, Тунгусский, Оленекский и Хандыгский массивы фундамента Сибирской платформы.

Породы древних эффузивно-осадочных серий (основные эффузивы, граувакки, железисто-кремнистые и др.), слагающие эти массивы и сопоставимые с корой океанического типа, метаморфизованы с различной степенью интенсивности, что находится в связи, как отметил Е.В. Павловский (1970), со своеобразными процессами гранитизации, прошедшими в заключительные этапы нуклеарного развития и структурообразования земной коры. Гранито-гнейсовые купола проявлялись в широком масштабе, отмечая начальные этапы становления гранитного слоя континентов. Формированию наиболее древних гранито-гнейсовых куполов, как показало изучение структуры Украинского щита (Новикова, 1975), могло предшествовать заложению чешуйчатых моноклиналей, дальнейшее развитие которых происходило в значительной мере параллельно с ростом куполов. В эти начальные этапы еще не возникла типичная континентальная кора, а существовали лишь отдельные "центры" гранитизации базальтового субстрата (коры океанического типа). Однако, хотя нуклеарный тектонический режим был весьма специфичным, он в то же время характеризовался той же общей направленностью тектонического развития, что и последующий геосинклинальный, главная особенность которого — формирование "гранитного" слоя континентальной земной коры. В середине и конце архея (3000–2700 млн. лет) нуклеарные массивы ранней консолидации испытывают интенсивные метаморфизм и складчатость, составляя, следовательно, наиболее древние начальные элементы фундамента древних платформ.

Имеющиеся в настоящее время данные по геологии щитов древних платформ показывают, что уже на ранних этапах своего развития (около 3000–3500 млн. лет) архейские массивы ранней консолидации располагались среди обширных прогибов (протогеосинклиналей), характеризовавшихся рядом признаков, свойственных геосинклинальным системам неогена, с чрезвычайно слабо выраженной дифференциацией тектонического режима и с неясным характером основания (обычно, видимо, корой океанического типа). Следовательно, протогеосинклинали — другой крупнейший тип архейских структур, отличающийся очень большими размерами, соизмеримыми с геосинклинальными областями неогена. Но они сильно отличались от типичных геосинклинальных систем своей огромной шириной и более спокойным, хотя и интенсивным, прогибанием. В них шло накопление формаций геосинклинального типа, но фашиально устойчивых на обширных пространствах, а также проявлялась сходная с геосинклинальной эволюция магматизма. Для протогеосинклинальных систем были характерны очень простые структурные формы, отсутствие отчетливо выраженных внутригеосинклинальных поднятий, фашиальная выдержанность осадочных образований (Павловский, 1964).

Вулканогенно-осадочные комплексы протогеосинклинальных прогибов отличаются интенсивными складчатостью и метаморфизмом в условиях гранулитовой и реже амфиболитовой фаций. Характерны явления палингенеза, анатексиса, мигматизации. При этом региональный метаморфизм пород и гранитизация во время складчатости протогеосинклинальных комплексов в большинстве протогеосинкли-

налей охватывали всю обширную зону их складчатости. Граниты и гранито-гнейсы еще продолжали образовывать, как и в нуклеарный этап развития земной коры, крупные купола, часто осложняющие линейные складчатые структуры метаморфизованных протогеосинклинальных комплексов. Формированию гнейсовых куполов здесь предшествовало заложение уже обширных линейных складчатых форм (чешуйчатых моноклиналей и т.д.), а их дальнейшее формирование протекало одновременно с ростом гранито-гнейсовых куполов (Новикова, 1971, 1975).

Типичные примеры протогеосинклинальных комплексов — серии основных гнейсов и пироксеновых кристаллических сланцев анабарского архея, тимптонская и джелтулинская серии Алданского щита, видимо, кольская серия Балтийского щита, большечеремшанская серия фундамента востока Русской плиты и др. В результате процессов складчатости и метаморфизма этих комплексов сформировались обширные протогеосинклинальные складчатые системы (Анабаро-Алданская и др.), характеризующиеся сравнительно простыми широкими линейными синклиниями и антиклиналиями, но иногда и сложными моноклинально-чешуйчатыми структурными формами значительной протяженности. В процессе развития протогеосинклиналей, видимо впервые в геологической истории формирования земной коры континентов, возникли очень широкие системы линейных складчатых структур, выдержанных по простиранию на огромных площадях. При этом на примере Алданского и Анабарского щитов достаточно подробно обосновывается вывод о развитии архейской протогеосинклинальной складчатой системы Восточной Сибири на базальтовом субстрате (коре океанического типа).

Отдельные части протогеосинклинальных складчатых систем архейд, испытавших метаморфизм и складчатость, образовали совместно с разделявшими их нуклеарными массивами наиболее ранние части основания древних платформ.

Анализ внутреннего строения фундамента Восточно-Европейской, Сибирской и Северо-Американской платформ и других аналогичных крупнейших структурных элементов земной коры показывает, что архейские комплексы играют важнейшую роль в строении их основания. Так, в строении фундамента Сибирской платформы явно доминируют архейские образования Анабаро-Алданской протогеосинклинальной системы, включающей ряд нуклеарных массивов, и обширного предполагаемого Тунгусского катархейского массива и других аналогичных массивов. К числу архейских массивов относятся крупнейшие массивы оз. Верхнего и Йеллоунайф Канадского щита, Беломорский и Южно-Шведский массивы Балтийского щита, обширный предполагаемый Прикаспийский массив и ряд других (Жигулевско-Пугачевский, Окско-Волжский и др.) в составе фундамента Русской плиты.

Обширные и продолжительные процессы гранитизации в нижнем протерозое завершились в пределах архейских массивов и протогеосинклинальных систем внедрением крупных тел интрузивных гранитоидов, когда в основном сформировалась структура фундамента древних платформ. Именно к этому этапу и относится окончательное преобразование земной коры океанического типа в их пределах в "гранитный" слой континентного типа. Этот процесс сопровождался складчатостью и перераспределением "гранитного" слоя в пространстве под влиянием тангенциальных движений. Важно подчеркнуть при этом, что нуклеарное и протогеосинклинальное развитие при всех своих специфических особенностях приводит к образованию "гранитного" слоя, как и геосинклинальное развитие в протерозое и фанерозое. В этом отношении между этими древнейшими типами развития земной коры в архее и геосинклинальными режимами последующих этапов протерозоя и фанерозоя нет резкой грани, а существует прямая преемственность. Следовательно, главной особенностью необратимого процесса развития земной коры на этих древнейших этапах является созидание ее "гранитного" слоя, приводящее уже в последующие этапы к образованию одной из внешних оболочек Земли (Пейве и др., 1972; Меннер, Штрейс, 1971).

Обширные области протогеосинклинальных систем, как показывают данные по фундаменту Восточно-Европейской, Сибирской и Северо-Американской плат-



форм, не испытали консолидации на верхнеархейском этапе своего развития (южная часть Анабаро-Алданской системы, Кольско-Мезенско-Вычегодская, Рязано-Саратовская зоны, зона Черчилл и др.). Складчатая, метаморфизованная в условиях гранулитовой и амфиболитовой фаций и лишь частично гранитизированная (с появлением комплексов чарнокитов) базальтовая кора, часто характеризующаяся своеобразными чешуйчато-моноклинальными линейными структурными формами, в пределах протогеосинклинальных систем испытала развитие геосинклинального типа и переработку на последующих этапах (нижний и средний протерозой).

Геосинклинальные складчатые системы раннего и среднего протерозоя играли важнейшую роль в становлении фундамента древних платформ северного полушария, соединяя и спаивая более древние массивы. Нижне-среднепротерозойские складчатые комплексы, образовавшиеся лишь из эвгеосинклинального типа формаций (достоверных многогеосинклинальных формаций неизвестно), слагают в фундаменте платформ линейные и дугообразные системы значительной протяженности.

Как показывают новейшие исследования тектоники докембрия щитов (Новикова, 1971; Фрумкин, 1970; Лейтес, Федоровский, 1972), эвгеосинклинальные системы нижнего и среднего протерозоя закладывались на коре океанического типа, соответствующей, по геофизическим данным, базальтовому слою. В ходе развития этих систем происходило формирование "гранитного" слоя как в процессе новообразования и выплавления гранитоидов, так и в результате перераспределения в пространстве блоков "гранитного" слоя, сформировавшихся в более ранние периоды архея. В настоящее время уже нельзя считать сколько-нибудь обоснованным представление о том, что эвгеосинклинальные системы нижнего и среднего протерозоя закладывались на континентальной коре путем дробления глубинными разломами древних платформ. Выступающие в пределах древних ядер консолидации и срединных массивов в составе складчатых систем нижнего и среднего протерозоя древнейшие метаморфические комплексы не могут рассматриваться как выведенные на более высокие уровни блоки единого для всей площади системы основания континентальной коры. Подобная концепция опровергается всеми данными о структурных соотношениях и истории развития палеозойских и альпийских поясов Евразии.

В совместной с многими авторами работе А.В. Пейве (1972) было показано на геологических материалах по Евразии и других областей, что все без исключения эвгеосинклинальные зоны геологического прошлого, обладающие в настоящее время корой континентального типа с "гранитно-метаморфическим" слоем, первоначально сформировались на океанической коре и испытали в эти начальные этапы океаническую стадию развития.

В пределах складчатых систем нижнего и среднего протерозоя отчетливо выделяются ряды эвгеосинклинальных прогибов, как правило, ограниченных глубинными разломами и разделенных обычно небольшими срединными массивами, вытянутыми по простиранию систем и играющими роль геосинклинальных поднятий (антиклинорий). Разрыв этих древних блоков служил главным источником обломочного материала, накапливавшегося в геосинклинальных прогибах. Вместе с тем в геосинклиналях формировались мощные вулканогенные формации основного и кислого состава. Они представляют собой типичные геосинклинальные формации, среди которых различаются спилито-кератофировая, терригенно-вулканогенная, вулканогенно-терригенная (типа флиша), а также железорудные с месторождениями железных руд (зона КМА, полуостров Лабрадор и др.). Метаморфизованные комплексы этих вулканогенных формаций широко распространены в нижней половине разрезов нижне- и среднепротерозойских складчатых сооружений. В верхней их части, очень разнообразной по составу, развиты преимущественно терригенные толщи, а местами также и эффузивы (главным образом основные) и относительно мощные комплексы карбонатных пород.

В основании эвгеосинклинальных комплексов складчатых систем нижнего и среднего протерозоя располагается, как установлено уже во многих зонах, сложный комплекс

пород меланократового (меланократовый фундамент океанического типа) состава (Марков, 1973). На присутствие образований океанической стадии в нижних частях разрезов эвгеосинклинальных комплексов фундамента Восточно-Европейской платформы указывают А.С. Новикова (1971), Р.А. Гафаров (1973), для Сибирской платформы — И.М. Фрумкин (1970).

Геосинклинальные системы, на месте которых формировались складчатые сооружения раннего и среднего протерозоя, в значительной мере сходны с палеозойскими складчатыми системами. Однако они сохраняют ряд особенностей, характерных для древнейших протогоэосинклинальных систем. Одна из главных таких особенностей — отсутствие отчетливо выраженных геосинклинальных поднятий, сопряженных с геосинклиналями и соизмеримых с ними по величине (Марков, 1964). Роль антиклинориев здесь обычно играют древние срединные массивы, вытянутые по простиранию систем.

Складчатость в геосинклинальных системах нижнего и среднего протерозоя (свекофенно-карелиды, гудзониды и др.), как и в более ранних протогоэосинклиналях, привела к созданию преимущественно линейных антиклинориев и синклинориев, однако весьма специфичных в ряде случаев. Синклинории свекофенно-карелид и гудзонид, выполненные мощными осадочно-вулканогенными толщами, имеют, как правило, сложное, местами чешуйчатое строение и ограничены крупными надвигами. Лишь местами в пределах складчатых зон нижнего и среднего протерозоя (система свекофенид Швеции, некоторые части зоны Черчилл и др.) наблюдается еще формирование куполовидных нелинейных складчатых форм, что, видимо, является реликтовым проявлением процессов, свойственных нуклеарному типу развития земной коры.

Характерно, что метаморфизм вулканогенно-осадочных комплексов и гранитизация их в процессе ниже- и среднепротерозойской складчатости (свекофенно-карелид, гудзонид и т.д.) развивались еще не вдоль отдельных линейных зон, как позднее в палеозойских системах, а на обширных пространствах, однако уже не охватывали всей зоны складчатости, как в большинстве протогоэосинклиналей.

Наиболее широко складчатые системы нижнего и среднего протерозоя развиты в фундаменте Восточно-Европейской и Северо-Американской платформ.

В фундаменте Восточно-Европейской платформы в настоящее время выделен целый ряд крупных складчатых систем свекофенно-карелид: Кольско-Мезенско-Вычегодская, Курско-Воронежская, Подольско-Украинская, Прибалтийская, Висленско-Днестровская, разделенные архейскими массивами.

В пределах щитов и по данным бурения в составе фундамента Русской плиты Восточно-Европейской платформы среди метаморфических образований нижнего и среднего протерозоя, образующих складчатые зоны свекофенно-карелид, отчетливо выделяются крупнейшие разновозрастные тектонические комплексы. При этом нижнекарельские комплексы образованы типичными геосинклинальными формациями (спилито-кератофировой, терригенно-вулканогенной, железорудной и др.) и слагают крупные, сложные по строению синклинории, часто характеризующиеся чешуйчато-моноклинальным строением и осложненные крупными надвигами. Они составляют разрезы, во многом сходные с океаническим типом (Новикова, 1971), но отличаются развитием железорудных формаций. Подзеккарельские комплексы представлены как терригенными образованиями с толщами эффузивов и реже карбонатных пород, которые образуют плоские и широкие прогибы (Карелия), так и сложными чешуйчато-моноклинальными формами (Печенгская и Имандра-Варзугская структуры), развившимися на базальтовом (коре океанического типа) слое (Литвиненко, 1968а,б).

При всем сходстве развития и однотипности строения выделяемых в составе фундамента Восточно-Европейской платформы крупнейших складчатых систем свекофенно-карелид в настоящее время могут быть отмечены существенные различия между ними по составу слагающих их вулканогенно-осадочных комплексов, интенсивности магматизма и магнитных аномалий. По масштабам проявления гранитоидного магматизма и сложно ветвящемуся строению среди них выделяется

Свекофеннская система Балтийского щита и продолжающая ее к югу Польско-Прибалтийская система.

В фундаменте Северо-Американской платформы складчатые системы нижнего и среднего протерозоя пользуются столь же широким развитием, как и на Восточно-Европейской платформе, и представлены обширной зоной Черчилл, Пенокенской, полуострова Лабрадор Канадского щита и их протяженными погребенными продолжениями. Нижне- и среднепротерозойские складчатые комплексы образуют в пределах складчатых зон гудзонид ряд длинных узких синклиналиев, выполненных осадочно-вулканогенными формациями геосинклинального типа. Особо должно быть отмечено широкое развитие железисто-кремнистых формаций с крупнейшими железорудными месторождениями в пределах зон полуострова Лабрадор, Пенокенской и др.

В пределах зоны Черчилл и ее продолжения к югу выделяется ряд внутренних массивов, состоящих из древних гнейсов и подвергшихся интенсивной гранитизации. На примере зон Черчилл, полуострова Лабрадор и других хорошо устанавливается приуроченность гудзонских геосинклинальных прогибов к системам крупнейших разломов, ограничивающих и разделяющих архейские массивы. При этом новообразованные линейные геосинклинальные трогии часто являются наложенными по отношению к структурному плану предшествовавшего этапа (Павловский, 1962, 1964). Зона Черчилл выделяется среди складчатых систем нижнего и среднего протерозоя Канадского щита по грандиозным масштабам процессов гранитизации. В этом отношении, как отмечает М.В. Муратов (1970), она обладает сходством со Свекофеннской системой Балтийского щита, хотя обращает на себя внимание отличие структурных планов этих зон: линейного у зоны Черчилл и сложно ветвящегося для Свекофеннской системы.

В составе фундамента Сибирской платформы хорошо выраженных складчатых систем нижнего и среднего протерозоя большой протяженности не установлено. Это свидетельствует, следовательно, о существенных различиях строения и развития фундамента Сибирской платформы по сравнению с Восточно-Европейской и Северо-Американской платформами, в основании которых нижне-среднепротерозойская складчатость сыграла огромную роль. Этот тип развития фундамента (гранитной коры) Сибирской платформы сопровождался формированием обширных массивов гранитоидов и зон нижнепротерозойских гранито-гнейсовых куполов, а также вулканогенно-осадочных комплексов шовных прогибов, наложенных на еще негранитизированные складчатые комплексы архея. Время региональной раннепротерозойской гранитизации и проявления повторного (наложенного) метаморфизма амфиболитовой фации, т.е. время формирования по породам комплексов архея и нижнего протерозоя континентальной коры, составляет 1,7–2,4 млрд. лет. Характерно при этом, что раннепротерозойские трогии и зоны гранитных куполов наследуют общие простирания структуры архея, еще не имеющей гранитного слоя, подчеркивая преемственность и направленность процесса формирования фундамента (гранитного слоя) Сибирской платформы за счет коры протоокеанического типа.

Между разнообразными складчатыми системами нижнего и среднего протерозоя (свекофенно-карелид, гудзонид и т.д.) рассматриваемых древних платформ (Восточно-Европейской, Сибирской и Северо-Американской) наблюдаются различия в составе и строении слагающих их вулканогенно-осадочных и интрузивных комплексов, в интенсивности магматизма и т.д. Но в то же время весьма отчетливо выступает сходство и единство их в общей направленности тектонического развития, в однотипности тектонических структур и формаций. С завершением их развития связано формирование континентальной коры с гранитным слоем древних платформ северного полушария.

Оформившиеся в нижнем и среднем протерозое геосинклинальные пояса в основном, видимо, унаследовали по местоположению и характеру развития древнейшие протогеосинклинальные системы в зонах, не претерпевших консолидации и образования гранитного слоя, и испытали совместную деформацию в свекофенно-карельский (гудзонский) этап складчатости (складчатые зоны свекофенно-карелид

и гудзонид фундамента Восточно-Европейской и Северо-Американской платформ). Таким образом, линейные протогеосинклинальные системы без развитого гранитного слоя и унаследовавшие их ниже- и среднепротерозойские зоны, видимо, уже с глубокого докембрия принципиально отличались по характеру строения, истории развития и типу деформаций от архейских массивов ранней консолидации с их куполообразными мозаичными структурами. В связи с этим нет оснований говорить о существовании и образовании обширных стабильных континентальных эпиплатформ, испытывавших на рубеже архея и нижнего протерозоя ( $2600 \pm 100$  млн. лет) раздробление с заложением новых линейных геосинклинальных систем, пересекающих древние простираия (Штилле, 1964, 1968; Шейнманн, 1959, 1970).

Во многих случаях в строении фундамента рассмотренных платформ отмечают зоны раздробления окраин архейских массивов уже, видимо, четко ограниченных глубинными разломами, и сформировавшиеся по ним в зонах раздвигов на коре океанического типа новообразованные ниже- и среднепротерозойские складчатые системы, обычно характеризующиеся сложным чешуйчатым строением.

Процессы тектонического скупивания, гранитизации и метаморфизма в процессе свекофенно-карельской (гудзонской) складчатости привели к образованию гранитного слоя (складчатого фундамента) древних платформ северного полушария. Наиболее типичные складчатые системы этого возраста, консолидировавшие фундамент платформ, закончили свое развитие в конце среднего протерозоя (1700–1750 млн. лет), однако в отдельных областях процессы гранитизации и повторно- (наложенного) метаморфизма комплексов фундамента проявлялись и на более поздних этапах (готский – 1750–1200 млн. лет, грэнвиллский – 1150–1100 млн. лет и далсландский – 1200–850 млн. лет), до середины позднего протерозоя (Богданов, 1969; Семихатов, 1974). Становление фундаментов древних платформ, следовательно, было связано не только с развитием ниже- и среднепротерозойских геосинклинальных складчатых систем, которые спаяли и соединили более древние массивы, но и с обширными проявлениями процессов гранитизации и метаморфизма, наложенными на гетерогенные комплексы архея и протерозоя и приведшими к формированию по ним континентальной коры с гранитным слоем.

#### **ОСОБЕННОСТИ РАЗВИТИЯ И СТРУКТУРНЫЕ СООТНОШЕНИЯ СКЛАДЧАТЫХ ОБРАЗОВАНИЙ И ГЛУБИННЫХ РАЗЛОМОВ ФУНДАМЕНТА**

Структурный анализ пространственных закономерностей размещения складчатых зон и массивов выявляет, как уже отмечалось, в их расположении и ориентировке в фундаменте платформ интересные и важные закономерности. В первую очередь они заключаются в том, что протяженные складчатые системы верхнего архея и нижнего и среднего протерозоя разделяют и опоясывают древнейшие массивы архея, как бы обтекая их контуры и образуя обширные виргации против углов массивов. Складчатые зоны нижнего и среднего протерозоя составляют в общем огромные прямолинейные и дугообразные сложно ветвящиеся системы. Несомненна большая роль тангенциальных движений в процессе их развития на про-тоокеанической коре.

Таким образом, есть основания считать, что фундамент рассмотренных платформ образовался за счет развития и консолидации глыб, "обрастания" и опоясывания архейских массивов более молодыми ниже- и среднепротерозойскими складчатыми системами. Развитие и расширение площади этих древних ядер консолидации в ходе роста гранитного слоя в конечном счете и привело к формированию фундамента древних платформ. Однако, как показывают новые данные по геологии докембрия щитов и геофизики, на этот генеральный процесс развития континентальной земной коры с гранитным слоем (складчатого фундамента) платформ накладывается другой важнейший процесс горизонтальных движений, приводящий

к сложному латеральному перераспределению крупнейших складчатых комплексов (Кропоткин, 1964, 1967; Пейве, 1965, 1967).

Выше неоднократно рассматривались многочисленные примеры обтекания древнейших архейских массивов ранне- и среднепротерозойскими складчатыми системами, формировавшимися на коре протоокеанического типа. Особенно полно подобного рода структурные соотношения изучены для фундамента Восточно-Европейской и Северо-Американской платформ.

Как уже отмечалось, зоны свекофенно-карелид фундамента Восточно-Европейской платформы, опоясывающие и разделяющие целый ряд древних массивов, объединяются в обширные прямолинейные и дугообразные сложно ветвящиеся складчатые системы. Таким образом, выявляются весьма определенные пространственные закономерности в развитии складчатых систем свекофенно-карелид, сформировавших фундамент Восточно-Европейской платформы. Так, крупнейшие Беломорско-Северо-Двинский и Прикаспийский массивы ее фундамента, весьма рельефно опоясанные крупнейшими складчатыми системами свекофенно-карелид, несомненно, предопределяли (наряду с горизонтальными движениями) расположение их в виде огромных дуг, обращенных на восток и юго-восток в восточных частях платформ и сходящихся затем в центральных районах с образованием ряда сложных сочленений.

Зоны гудзонид складчатого фундамента Северо-Американской платформы в целом аналогичны свекофенно-карелидам Восточно-Европейской платформы как по возрасту консолидации, роли в формировании фундамента, так и по пространственным и структурным соотношениям с архейскими массивами. Гудзониды Канадского щита разделяют и опоясывают древнейшие зеленокаменные ядра Канадского щита, образуя огромные дугообразные складчатые пояса северо-восточного и северо-западного простираний. Так, массив оз. Верхнего с трех сторон ограничен нижнепротерозойскими складчатыми зонами, которые явно образуют против его сторон большие дуги. Массив Йеллоунайф также обрамлен линейными складчатыми зонами, сходящимися против его северо-восточного и юго-западного углов.

Таким образом, особенности конфигурации в плане и местоположение крупнейших массивов фундамента рассмотренных платформ, несомненно, во многом предопределили наряду с крупными горизонтальными движениями блоков весьма своеобразную сложно ветвящуюся структуру складчатых систем фундамента. Большая роль горизонтальных движений при формировании структур фундамента все более подкрепляется новыми данными о том, что многие крупнейшие дуги и сигмиды, видимо, являются вторичными, так как они связаны с процессами продольного горизонтального сдвига и сжатия в геосинклинальных областях. С этой точки зрения, сложные узлы и сочленения систем магнитных аномалий в пределах древних платформ могут более обоснованно истолковываться в целом ряде случаев как крупнейшие тектонические скупивания складчатых зон нижнего и среднего протерозоя, а не как их "обрубания" и "обрезания" более молодыми зонами и разломами.

Вместе с тем, структурные простирания внутри архейских массивов иногда резко ограничиваются более молодыми складчатыми зонами (свекофенно-карелидами, гудзонидами и т.д.). Это говорит о том, что края ранее сформировавшихся древних массивов, несомненно, дробились и деформировались под воздействием тангенциальных сжатий в заключительные этапы развития нижне- и среднепротерозойских геосинклинальных систем (свекофенно-карелиды, гудзониды и др.). Многочисленные примеры подобных структурных соотношений демонстрируют зоны свекофенно-карелид в фундаменте Восточно-Европейской платформы (Ветлужская, южная часть Кировско-Сыктывкарской, Токаревская зоны и др.), между которыми заключены гетерогенные массивы гнейсов архея (Северо-Двинской, Окско-Волжский, Прикаспийский и др.). На Сибирской платформе отчетливо выявляется как субширотные и мозаичные простирания аномалий Тунгусского массива ограничиваются столь же обширной Анабаро-Алданской системой магнитных аномалий, отражая крупнейший Анабаро-Саянский глубинный разлом. Убедительные

геологические данные о резких "торцовых" сочленениях по зонам глубинных надвигов архейских массивов со складчатыми гудзонскими зонами отмечаются и на Канадском щите (массив оз. Верхнего, зона Черчилл и др.).

Байкальские складчатые системы также во многих случаях под большими углами секут простирания более древних структурных зон в составе фундамента докембрийских платформ северного ряда. Так, обширная Анабаро-Алданская протогеосинклинальная система фундамента Сибирской платформы особенно резко (под разными углами) срезается на юге зоной байкалит Западного и Восточного Прибайкалья. В свою очередь мозаичные и субширотные простирания на западе Тунгусского массива ограничиваются на ряде участков субмеридиональными простираниями западной ветви сибирских байкалит. Но простирания байкалит далеко не всегда срезают простирания складчатых зон фундамента прилегающих частей древних платформ. Так, северо-западное простирание Кольской зоны карелид Балтийского щита и продолжающей ее Мезенско-Вычегодской зоны вполне согласно с простиранием располагающейся восточнее байкальской складчатой системой Тимана и полуостровов Канин, Рыбачий и Варангер-фиорд, прослеживающейся на значительном расстоянии вдоль северо-восточной периферии Восточно-Европейской платформы. Точно так же байкалиты Енисейского кряжа, судя по данным аэромагнитной съемки, параллельны простиранию складчатых комплексов фундамента прилегающей части Сибирской платформы, хотя в целом, как уже отмечалось, ориентировка западной ветви сибирских байкалит несогласна простираниям внутри Тунгусского массива.

Следовательно, при заложении рифейских геосинклинальных систем края ранее сформировавшихся платформ, несомненно, деформировались, дробились и обламывались, как это имело место и в более древние и в последующие этапы развития земной коры континентов. Однако следует подчеркнуть, что современные данные позволяют отвергнуть концепцию о кардинальной перестройке структурного плана земной коры в начале рифея и разрушении, распаде обширных платформ ("пан-платформа"), созданных карельской складчатостью, и образовании новых геосинклинальных поясов ("Umbruch"; Штилле, 1964; Шейнманн, 1955, 1959). Как подчеркивается М.В. Муратовым (1966, 1970), Н.А. Штрейсом (1966) и другими, в результате карельской складчатости уже были сформированы обширные остовы древних платформ, края которых испытали деформацию в период байкальской складчатости. Но изменения структурного плана земной коры эпикарельских платформ не были столь резкими, как это предполагается сторонниками грандиозной перестройки земной коры в начале рифея. Современные данные о строении фундамента докембрийских платформ достаточно убедительно показывают, что рифейское тектоническое развитие, видимо, продолжало начавшийся значительно ранее в глубоком докембрии процесс расширения платформ и создания устойчивого "гранитного" слоя земной коры континентального типа (Муратов и др., 1966; Штрейс, 1964, 1969; Меннер, Штрейс, 1971).

Анализ структурных взаимоотношений складчатых докембрийских комплексов фундамента Восточно-Европейской, Сибирской и Северо-Американской платформ свидетельствует, таким образом, как о важнейшей роли процессов обрастания и консолидации древних массивов более молодыми складчатыми системами, так и большом значении процессов наложения по глубинным надвигам преимущественно на окраины обширных архейских массивов при формировании структурного плана земной коры в докембрии. Расположение и развитие геосинклинальных складчатых систем по глубинным разломам вкрест простирания более древних складчатых структур при этом не является закономерностью, характерной только для начала байкальского этапа. Подобные пути тектонического развития при определяющей роли горизонтальных движений были весьма многочисленны как в докарельские, так и в послерифейские этапы. О них свидетельствуют ярко выявляющиеся в строении фундамента Восточно-Европейской и Северо-Американской платформ грандиозные узлы сложного сочленения зон свекофенно-карелид, гудзонид и т.п. Они и обусловили широко распространенные "торцовые сочленения" складчатых систем, которые впервые были подмечены Н.С. Шатским и оказались широко распространенными и в фун-

таменте древних платформ, где они часто неправильно истолковываются как процессы "обрезания" и "обрубания" более молодыми складчатыми зонами древних систем и массивов фундамента. А.В. Пейве (1967; Пейве и др., 1971а) подчеркивает, что торцовые сочленения, обусловленные процессами тектонического скупивания и тангенциального сжатия в завершающие этапы складчатости, являются важнейшей закономерностью строения земной коры и Земли в целом.

На примере рассмотренных древних платформ северного полушария, видимо, наиболее четко выступают основные закономерности формирования фундамента, заключающиеся в последовательном росте "гранитного" слоя земной коры в ходе геосинклинального развития архейских и протерозойских систем и его сложного латерального перераспределения в пространстве в процессе деформаций, связанных с тангенциальными движениями (Кропоткин, 1967; Пейве, 1967; Пейве и др., 1971б, 1972).

## ОБЩИЕ ВЫВОДЫ

1. Данные региональных геофизических исследований, глубокого бурения и геологии складчатого докембрия щитов древних платформ позволяют в настоящее время достаточно определенно выявить основные черты внутреннего строения докембрийского складчатого фундамента Восточно-Европейской, Сибирской и Северо-Американской платформ. Анализ имеющихся данных бурения и геофизических исследований дает возможность определить простирания его внутренних структур, контуры разнородных зон и массивов, погребенные глубинные разломы и т.д. На представленных картах (см. рис.10, 23, 29) выявляются основные закономерности внутреннего строения фундамента рассмотренных древних платформ северного ряда, образованного докембрийскими складчатыми системами и массивами различного возраста и простирания. Они служат основой всех выводов и построений настоящей работы.

Составление карт внутреннего строения фундамента платформ, несомненно, — один из главных методов их тектонического анализа, получившего свое развитие и необходимое обоснование фактическими данными лишь в последние годы.

В итоге изучения внутреннего строения фундамента Восточно-Европейской, Сибирской и Северо-Американской платформ следует подчеркнуть, в первую очередь, их неравномерную и неравноценную изученность. Это обстоятельство, естественно, усложнило возможности сравнительного анализа тектоники фундамента трех рассмотренных древних платформ.

Значение составленных карт внутреннего строения фундамента Восточно-Европейской и Сибирской платформ и сравнительных материалов по Северо-Американской платформе заключается в первую очередь в том, что они позволяют более достоверно судить об особенностях тектонического развития земной коры этих платформ в докембрии и о соотношении их глубинной и поверхностной структуры.

2. Проведенное тектоническое районирование показало значительную гетерогенность строения фундамента Восточно-Европейской, Сибирской и Северо-Американской платформ. Фундамент рассмотренных крупнейших древних платформ северного полушария образован разнообразными архейскими массивами, сложенными нуклеарными и протогеоосинклинальными комплексами, которые разделены и опоясаны ниже- и среднепротерозойскими складчатыми зонами (свекофенно-карелид, гудзонид и т.д.). Дугообразные и линейные складчатые зоны карелид и гудзонид образуют протяженные, сложно ветвящиеся системы, огибающие изометрические и угловатые архейские массивы (древние ядра консолидации) и прослеживающиеся на обширных пространствах платформ. Следовательно, свекофенно-карельская (гудзонская) складчатость сыграла важнейшую роль в образовании фундамента рассмотренных платформ северных материков. С окончанием развития складчатых систем свекофенно-карелид и гудзонид было связано становление континентальной коры с гранитным слоем (складчатого фундамента) Восточно-Европейской, Сибирской и Северо-Американской платформ. Байкальские же складчатые системы лишь наращивали их по периферии сравнительно узкими зонами (Тиман и Большеземельская зона, западная и восточная ветви сибирских байкалид и т.д.).



3. Систематизация аномальных магнитных полей древних платформ позволяет выделить основные типы этих полей в зависимости от возраста и характера строения основных складчатых комплексов фундамента. В пределах щитов Восточно-Европейской, Сибирской и Северо-Американской платформ массивы нуклеарных образований архея характеризуются сложным мозаичным магнитным полем, а разделяющие их протогеосинклинальные системы архея и более молодые линейные складчатые зоны нижнего и среднего протерозоя (свекофенно-карелид, гудзонид и т.д.) — протяженными системами магнитных максимумов и минимумов.

По характеристике мозаичного магнитного поля отчетливо различаются два основных типа архейских массивов. К первому относятся массивы, характеризующиеся интенсивным аномальным магнитным полем, ко второму — массивы с пониженными полями.

Повышенные мозаичные магнитные поля развиты наиболее типично и на огромной площади в области массивов оз. Верхнего на Канадском щите и в пределах Алдано-Тимптонского массива Алданского щита, отображая глубоко специфичные черты строения и состава массивов с их характерными гнейсовыми и гранитными куполовидными структурными формами. Очевидно, аномальное мозаичное магнитное поле этих массивов гнейсов архея может рассматриваться в качестве своеобразного "эталоны" при сравнительном тектоническом анализе и сопоставлении региональных особенностей аномальных магнитных полей древних платформ северного ряда.

Архейские массивы с пониженным мозаичным магнитным полем развиты наиболее широко в составе фундамента Восточно-Европейской платформы (обширные Беломорско-Северо-Двинский и Прикаспийский массивы и ряд более мелких). Мозаичные магнитные поля архейских массивов в составе рассмотренных древних платформ отображают в общем как древнейшие нуклеарные комплексы с их куполами и брахиформными структурами, так и позднейшие процессы их тектонической переработки, гранитизации и т.д.

Полосовые зоны линейных магнитных аномалий в пределах щитов рассмотренных древних платформ отвечают, с одной стороны, обширным протогеосинклинальным системам архея и, с другой, складчатым системам нижнего и среднего протерозоя. Очень широкие протогеосинклинальные системы линейных складчатых структур, выдержанных по простиранию на огромных площадях, отображаются грандиозными областями полосовых магнитных аномалий, не содержащих сколько-нибудь крупных участков мозаичных полей. Наиболее яркий пример этого типа региональных полей — Анабаро-Алданская система полосовых аномалий, которая в восточной половине Сибирской платформы отображает положение обширной архейской протогеосинклинали. Фрагменты последней выступают в пределах Алданского и Анабарского щитов.

Нижне- и среднепротерозойские складчатые системы (свекофенно-карелиды, гудзониды и др.) отображаются линейными и дугообразными системами интенсивных, значительно более дифференцированных максимумов и полосовых минимумов. Наиболее полно и характерно аномальные системы этого типа развиты в пределах Восточно-Европейской и Северо-Американской платформ.

Среди складчатых зон нижнего и среднего протерозоя (свекофенно-карелид, гудзонид и т.д.) выявляется несколько их типов, различающихся как по особенностям внутреннего строения, так и по характеру и интенсивности полосовых аномалий. Среди них выделяются зоны развития железорудных формаций (Курская, Лабрадорская, Пеннокенская и др.), которые фиксируются системами чрезвычайно интенсивных магнитных максимумов. В характере и распределении магнитных аномалий линейных систем четко различаются отдельные синклинии и антиклинории и ограничивающие их глубинные разломы. Особенно четко большими полосовыми максимумами оконтуриваются крупные линейные синклинии.

Выделенные два основных типа аномальных магнитных полей — области мозаичных аномалий и полосовые системы линейных максимумов и минимумов — отображают, таким образом, стиль складчатости основных элементов фундамента дорифейских платформ — архейские гранитизированные нуклеарные массивы, с одной

стороны, и линейные зоны структур геосинклинального типа — протогеосинклинальные складчатые системы архея и складчатые зоны нижнего и среднего протерозоя, с другой.

Эпибайкальские зоны фундамента, располагающиеся по окраинам древних платформ северного ряда, отличаются от эпикарельских частей последних по характеру аномальных магнитных полей. В региональных особенностях магнитных полей областей байкалид отчетливо выделяются слагающие их мио- и эвгеосинклинальные зоны (Тиман, Енисейский кряж, Прибайкалье).

4. Анализ региональной геофизической характеристики складчатого докембрия щитов рассмотренных древних платформ позволяет распространить выявленные закономерные соотношения определенного типа магнитных аномалий и тектонических комплексов докембрия в пределы их плит и, привлекая данные бурения и геохронологических исследований, наметить основные черты внутреннего строения складчатого фундамента платформ в целом. Тем самым создается возможность судить о характере геофизических полей структурных элементов фундамента, их размещении и структурных соотношениях на обширных пространствах, часто значительно превышающих размеры собственно щитов. Подобная экстраполяция и тектоническая интерпретация магнитных полей на основе широкого комплекса геолого-геофизических данных позволяет сделать ряд новых важных выводов о пространственных и временных закономерностях распространения и характере структурных соотношений разновозрастных складчатых комплексов фундамента рассмотренных древних платформ. Примером может служить выявление в области Русской плиты Восточно-Европейской платформы закономерностей распространения погребенных складчатых зон свекофенно-карелид, составляющих огромные прямолинейные и дугообразные, сложно ветвящиеся складчатые системы, огибающие и опоясывающие архейские массивы с закономерными виргациями против их углов и сложными тектоническими скупиваниями ("узлами") на участках сочленений.

В пределах Сибирской платформы по данным аэромагнитной съемки устанавливается площадное распространение и общие закономерности строения очень широкой Анабаро-Алданской протогеосинклинальной системы. Ее линейные складчатые структуры и отвечающие им магнитные аномалии выдержаны по простираению на огромной площади всей восточной части платформы. Названная область полосовых магнитных аномалий отображает, таким образом, систему крупных прогибов (протогеосинклиналей), возникающих, видимо, на еще негранитизированной коре протоокеанического типа и представляющих первые в истории земной коры очень широкие системы линейных складчатых структур. В составе фундамента Северо-Американской платформы зоны гудзонской складчатости также обнаруживают в своем распространении определенные закономерности, образуя протяженные, сложно ветвящиеся системы, опоясывающие древние массивы со сложными виргациями и сочленениями. Устанавливаются громадные размеры грандиозного пояса гудзонских складчатых зон в фундаменте западной части Северо-Американской платформы.

Анализ карт внутреннего строения фундамента Восточно-Европейской, Сибирской и Северо-Американской платформ позволяет, следовательно, выяснить общие пространственные закономерности распространения складчатых структур докембрия, весьма специфичных для каждой из платформ. В связи с этим, неправомерны сопоставления тектоники фундамента древних платформ с гигантскими "брекчиями" беспорядочно расположенных массивов.

5. Сопоставление основных особенностей строения фундамента рассмотренных платформ выявляет, в первую очередь, их значительные различия и большое своеобразие каждой из них. Так, выделенные основные типы магнитных полей Восточно-Европейской платформы достаточно четко отличаются по своему характеру от магнитных полей фундамента Сибирской платформы, что явно свидетельствует о больших различиях в структуре и тектоническом развитии складчатого основания этих древних платформ.

Вероятно, одна из существенных особенностей Сибирской платформы заключается в том, что ее фундамент слагают весьма своеобразные крупные и однородные

блоки земной коры (складчатые гранитизированные протогеосинклинальные комплексы Анабаро-Алданской системы и гранитизированные нуклеарные комплексы предполагаемого Тунгусского катархейского ядра), не испытавшие существенных структурных перестроек на заключительном нижнепротерозойском этапе формирования фундамента, тогда как в составе фундамента Восточно-Европейской платформы геосинклинальные системы свекофенно-карелид в основном, видимо, унаследовали по местоположению и характеру развития древнейшие протогеосинклинальные зоны и испытали совместную деформацию уже в нижнем и среднем протерозое.

По сопоставлению региональных магнитных полей архейских массивов, Тунгусский массив фундамента Сибирской платформы, возможно, является аналогом архейского массива оз. Верхнего Канадского щита. С другим крупнейшим структурным элементом Канадского щита — зоной Черчилл, вероятно, может быть сопоставлена на основании большого сходства их полосовых магнитных полей, выдержанности простираний и размеров Анабаро-Алданская протогеосинклинальная система Сибирской платформы. Однако зона Черчилл — более молодая складчатая система нижнего и среднего протерозоя, входящая в состав огромного гудзонского складчатого пояса в западной части фундамента Северо-Американской платформы.

Зоны гудзонской складчатости Канадского щита (Лабрадорская, Пеннокенская и др.) аналогичны свекофенно-карелидам Восточно-Европейской платформы по возрасту консолидации, роли в формировании фундамента и, наконец, по пространственным и структурным соотношениям с архейскими массивами. В целом, при сходстве рассмотренных платформ по общей направленности тектонического развития (однотипности главнейших тектонических структур, формаций и т.д.), устанавливаются их значительные различия и своеобразие каждой из них по особенностям внутреннего строения фундамента и типам аномальных магнитных полей. Это выявляется в характерной черте строения фундамента платформ — крупной специфической зональности слагающих его складчатых зон и массивов.

6. Анализ карт внутреннего строения фундамента Восточно-Европейской, Сибирской и Северо-Американской платформ позволяет сделать ряд выводов о закономерностях строения, развития и основных типах крупнейших складчатых комплексов докембрия, слагающих их фундамент.

Выделяемые в составе фундаментов этих платформ архейские нуклеарные массивы, протогеосинклинальные системы архейд и складчатые системы нижнего и среднего протерозоя (свекофенно-карелиды, гудзонида и др.) представляют основные типы и различия разновозрастных складчатых сооружений фундамента платформ.

Основные типы рассмотренных крупнейших складчатых структур докембрия наглядно показывают, что процесс развития складчатого фундамента протекал стадийно с качественными изменениями его структурных свойств.

Древнейшие массивы ранней консолидации в пределах щитов Восточно-Европейской и Сибирской платформ, сложенные эффузивно-осадочными сериями (основные эффузивы, граувакки, железисто-кремнистые породы) и характеризующиеся в основном изометричными структурами брахиформного типа, отмечают нуклеарный тип развития земной коры. Протогеосинклинали, являющиеся другим типом архейских структур, сосуществовавших с нуклеарными блоками, формировались на коре протоокеанического типа и отличались гигантскими размерами и слабой дифференцированностью строения. В них шло накопление формаций геосинклинального типа, но фациально выдержанных на больших площадях; наблюдается сходная с геосинклинальной эволюция магматизма. Для протогеосинклиналей характерны простые линейные формы, отсутствие отчетливо выраженных внутргеосинклинальных поднятий. В процессе развития протогеосинклиналей, видимо, впервые возникли очень широкие системы линейных складчатых структур, выдержанных по простиранию на огромных пространствах (Анабаро-Алданская и др.).

Важно подчеркнуть, что нуклеарное и протогеосинклинальное развитие при всех своих специфических особенностях также приводит к образованию "гранитного" слоя, как и геосинклинальное развитие в протерозое и фанерозое. Следовательно, главная особенность необратимого процесса развития земной коры на этих древнейших этапах — созидание ее "гранитного" слоя, приводящее к формированию одной из внешних оболочек Земли.

Геосинклинальные складчатые системы раннего и среднего протерозоя (свекофенно-карелиды, гудзоны и др.), сложенные очень мощными эвгеосинклинальными комплексами, играли важнейшую роль в становлении фундамента древних платформ северного ряда, соединяя и спаивая более древние массивы. В эвгеосинклинальных прогибах этих систем отлагались типичные геосинклинальные формации (спилито-кератофировая, терригенно-вулканогенная, железорудная и др.), во многом сходные с разрезом океанического типа. В основании эвгеосинклинальных комплексов этих систем располагается сложный комплекс пород меланократового состава (меланократовый фундамент океанического типа).

Геосинклинальные складчатые системы нижнего и среднего протерозоя (свекофенно-карелиды, гудзоны и др.) сходны в значительной мере с палеозойскими. Однако они сохраняют ряд особенностей, присущих древнейшим протогеосинклинальным системам (отсутствие отчетливо выраженных геосинклинальных поднятий и др.). Весьма специфичные синклиновые формы свекофенно-карелид и гудзонид имеют, как правило, сложное чешуйчатое строение, определяемое крупными глубинными надвигами.

Между разнообразными складчатыми системами свекофенно-карелид и гудзонид Восточно-Европейской, Сибирской и Северо-Американской платформ наблюдается различие в составе и строении слагающих их вулканогенно-осадочных комплексов, в интенсивности магматизма и т.д. Но в то же время отчетливо выступает сходство и единство их в общей направленности тектонического развития, в однотипности тектонических структур, формаций и т.д. С завершением их развития связано формирование континентальной коры с гранитным слоем древних платформ северного ряда.

Линейные ниже- и среднепротерозойские складчатые зоны, видимо, унаследовавшие в своей значительной части обширные области протогеосинклинальных систем без развитого гранитного слоя и испытавшие совместную деформацию в карельскую (гудзонскую) складчатость, уже с глубокого докембрия значительно отличались по характеру строения и истории развития от разделявших их архейских массивов. В связи с этим, нет оснований для утверждений о существовании обширных стабильных эпипрерхейских платформ, испытавших на рубеже архея и протерозоя раздробление с заложением новых геосинклинальных систем. Вместе с тем в строении фундамента роль новообразованных структур, несомненно, велика (зоны растяжения и раздвигов фундамента, раздробление окраин массивов и др.).

- Развитие складчатых систем нижнего и среднего протерозоя сопровождалось обширными процессами гранитизации (становлением гранитного слоя), наиболее мощно проявившимися на заключительных этапах свекофенно-карельской (гудзонской) складчатости (1750–1700 млн. лет). Однако в обширных зонах процессы гранитизации и повторного наложенного метаморфизма проявились и на более поздних этапах (готский — 1750–1200 млн. лет, далсландский — 1200–850 млн. лет, гренвиллский — 1550–1100 млн. лет). Становление фундаментов древних платформ, следовательно, было связано не только с развитием ниже- и среднепротерозойских складчатых систем, но и с обширными разновозрастными проявлениями процессов гранитизации и метаморфизма, наложенными на гетерогенные комплексы архея и протерозоя и приведшими к формированию по ним континентальной коры с гранитным слоем.

7. Анализ особенностей строения, развития и структурных соотношений складчатых образований фундамента показывает, что складчатое основание рассмотренных платформ образовалось за счет развития, расширения и консолидации наиболее древних глыб или в результате обрастания архейских массивов ниже- и сред-

непротерозойскими складчатыми системами. Развитие и расширение этих древних ядер консолидации и становления гранитного слоя в конечном счете и привело к формированию фундаментов древних платформ. Однако, как показывают новые данные по геологии докембрия щитов, бурения и геофизики, на этот генеральный процесс развития континентальной земной коры с гранитным слоем (складчатого фундамента) платформ накладывается другой важнейший процесс горизонтальных движений, приводящий к сложному латеральному перераспределению крупнейших складчатых комплексов.

Многочисленные примеры обтекания и опоясывания древнейших архейских массивов ранне- и среднепротерозойскими складчатыми системами, формировавшимися на коре океанического типа, особенно полно изучены для фундамента Восточно-Европейской и Северо-Американской платформ.

Особенности конфигурации в плане и местоположения крупнейших архейских массивов фундамента рассмотренных платформ, следовательно, во многом предопределили наряду с крупными горизонтальными движениями блоков весьма своеобразную сложно ветвящуюся структуру складчатых систем. С этой точки зрения, сложные "узлы" и сочленения систем магнитных аномалий в пределах рассмотренных платформ более обоснованно интерпретируются как крупнейшие тектонические скупивания складчатых зон нижнего и среднего протерозоя, а не как их "обрубания и обрезания" более молодыми складчатыми зонами и разломами.

Однако структурные простирации внутри архейских массивов в ряде случаев резко ограничиваются более молодыми складчатыми зонами (свекофенно-карелидами, гудзонидами и т.д.). Это говорит о том, что края обширных архейских массивов дробились и деформировались под воздействием тангенциальных сжатий в заключительные этапы развития ниже- и среднепротерозойских геосинклинальных систем.

На примере крупнейших древних платформ северного ряда, видимо наиболее четко выступают основные закономерности формирования фундамента, заключающиеся в последовательном росте "гранитного" слоя земной коры в ходе геосинклинального развития архейских и протерозойских систем и его сложного перераспределения в пространстве в связи с тангенциальными движениями (Кропоткин, 1967; Пейве и др., 1971).

Современные границы рассмотренных древних платформ существенно отличаются от контуров областей докембрийской консолидации (включая байкалиды) из-за последующего раздробления и тектонического перекрытия многих окраин платформ.

8. В настоящее время все более подкрепляются представления о существовании зависимости структуры платформенного чехла от особенностей внутреннего строения фундамента древних платформ.

В пределах Восточно-Европейской платформы очень ярко выявляется приуроченность рифейских платформенных прогибов к линейным складчатым зонам карелид, положение и простираие которых тоже предопределено пространственным расположением зон больших глубинных разломов. Однако на Русской плите в целом не существует постоянных и однозначных соотношений между внутренним строением фундамента и структурой платформенного чехла. Обращают также на себя внимание некоторые принципиальные отличия тектоники чехла северо-восточного внешнего угла Восточно-Европейской платформы, обладающего байкальским фундаментом, и ее основного эпикарельского блока при общем сходстве их платформенных деформаций.

Самые крупные структуры Сибирской платформы — Алдано-Анабарская поднятая и Ангаро-Тунгусская погруженная зоны, — резко различающиеся по глубинам залегания поверхности фундамента, достаточно четко сопоставляются с двумя основными разновозрастными блоками фундамента — Тунгусским архейским массивом и Анабаро-Алданской протогеосинклинальной системой. Аналогичные факты о приуроченности некоторых линейных прогибов чехла к гудзонским складчатым зонам фундамента отмечаются и для Северо-Американской платформы,

хотя соотношения структуры чехла и основания здесь также далеко не однозначны.

Таким образом, пространственное размещение грабенообразных прогибов, предопределивших начальные очертания синеклиз чехла древних платформ, не было случайным; оно закономерно подчинено простирающимся крупным системам глубинных разломов, рассекавших фундамент древних платформ на отдельные глыбы. Очертания и форма этих глыб и пространственные закономерности их внутренней структуры зависят от расположения разломов, предопределявших явление унаследованного развигия и зависимость структуры платформенного чехла от особенностей внутреннего строения фундамента.

Следовательно, необходимо отметить, что древнейшие структуры платформенного чехла (рифейские авлакогены и др.) обнаруживают зависимость в своем развитии и размещении и определенную унаследованность от внутреннего строения и возраста фундамента. В этом, в частности, выражаются особенности соотношения глубинной и поверхностной структур древних платформ.

непротерозойскими складчатыми системами. Развитие и расширение этих древних ядер консолидации и становления гранитного слоя в конечном счете и привело к формированию фундаментов древних платформ. Однако, как показывают новые данные по геологии докембрия щитов, бурения и геофизики, на этот генеральный процесс развития континентальной земной коры с гранитным слоем (складчатого фундамента) платформ накладывается другой важнейший процесс горизонтальных движений, приводящий к сложному латеральному перераспределению крупнейших складчатых комплексов.

Многочисленные примеры обтекания и опоясывания древнейших архейских массивов ранне- и среднепротерозойскими складчатыми системами, формировавшимися на коре океанического типа, особенно полно изучены для фундамента Восточно-Европейской и Северо-Американской платформ.

Особенности конфигурации в плане и местоположения крупнейших архейских массивов фундамента рассмотренных платформ, следовательно, во многом предопределили наряду с крупными горизонтальными движениями блоков весьма своеобразную сложно ветвящуюся структуру складчатых систем. С этой точки зрения, сложные "узлы" и сочленения систем магнитных аномалий в пределах рассмотренных платформ более обоснованно интерпретируются как крупнейшие тектонические скупивания складчатых зон нижнего и среднего протерозоя, а не как их "обрубания и обрезания" более молодыми складчатыми зонами и разломами.

Однако структурные простирации внутри архейских массивов в ряде случаев резко ограничиваются более молодыми складчатыми зонами (свекофенно-карелидами, гудзонидами и т.д.). Это говорит о том, что края обширных архейских массивов дробились и деформировались под воздействием тангенциальных сжатий в заключительные этапы развития ниже- и среднепротерозойских геосинклинальных систем.

На примере крупнейших древних платформ северного ряда, видимо наиболее четко выступают основные закономерности формирования фундамента, заключающиеся в последовательном росте "гранитного" слоя земной коры в ходе геосинклинального развития архейских и протерозойских систем и его сложного перераспределения в пространстве в связи с тангенциальными движениями (Кропоткин, 1967; Пейве и др., 1971).

Современные границы рассмотренных древних платформ существенно отличаются от контуров областей докембрийской консолидации (включая байкалиды) из-за последующего раздробления и тектонического перекрытия многих окраин платформ.

8. В настоящее время все более подкрепляются представления о существовании зависимости структуры платформенного чехла от особенностей внутреннего строения фундамента древних платформ.

В пределах Восточно-Европейской платформы очень ярко выявляется приуроченность рифейских платформенных прогибов к линейным складчатым зонам карелид, положение и простираие которых тоже предопределено пространственным расположением зон больших глубинных разломов. Однако на Русской плите в целом не существует постоянных и однозначных соотношений между внутренним строением фундамента и структурой платформенного чехла. Обращают также на себя внимание некоторые принципиальные отличия тектоники чехла северо-восточного внешнего угла Восточно-Европейской платформы, обладающего байкальским фундаментом, и ее основного эпикарельского блока при общем сходстве их платформенных деформаций.

Самые крупные структуры Сибирской платформы — Алдано-Анабарская поднятая и Ангара-Тунгусская погруженная зоны, — резко различающиеся по глубинам залегания поверхности фундамента, достаточно четко сопоставляются с двумя основными разновозрастными блоками фундамента — Тунгусским архейским массивом и Анабаро-Алданской протогеосинклинальной системой. Аналогичные факты о приуроченности некоторых линейных прогибов чехла к гудзонским складчатым зонам фундамента отмечаются и для Северо-Американской платформы,

хотя соотношения структуры чехла и основания здесь также далеко не однозначны.

Таким образом, пространственное размещение грабенообразных прогибов, предопределивших начальные очертания синеклиз чехла древних платформ, не было случайным; оно закономерно подчинено простирающимся крупным системам глубинных разломов, рассекавших фундамент древних платформ на отдельные глыбы. Очертания и форма этих глыб и пространственные закономерности их внутренней структуры зависят от расположения разломов, предопределявших явление унаследованного развития и зависимость структуры платформенного чехла от особенностей внутреннего строения фундамента.

Следовательно, необходимо отметить, что древнейшие структуры платформенного чехла (рифейские авлакогены и др.) обнаруживают зависимость в своем развитии и размещении и определенную унаследованность от внутреннего строения и возраста фундамента. В этом, в частности, выражаются особенности соотношения глубинной и поверхностной структур древних платформ.



## ЛИТЕРАТУРА

- Ананьева Е.М., Дорофеев Б.В., Калабурдина А.И., Кузнецов А.А., Бачин А.П., Бельтенева Е.В., Игошин Б.Л., Кленчин Н.Н., Чергуинец В.Ф.* 1968. Геофизическая изученность глубинных зон Урала и основные результаты геофизических исследований. — В кн.: Глубинное строение Урала. М., "Наука".
- Ананьева Е.М., Дорофеев Б.В., Дружинин В.С., Рыбалка В.М.* 1971. Физические поля над металлогеническими зонами Среднего Урала и связь их с глубинным строением. — В кн.: Связь поверхностных структур земной коры с глубинными. Киев, "Наукова думка".
- Андреев Б.А.* 1938. О геологическом значении гравитационной карты Карелии, Финляндии и Ленинградской области. — Материалы ЦНИГРИ, геофизика, сб. 7.
- Андреев Б.А.* 1955. Определение глубины поверхности кристаллического фундамента платформенных областей по магнитным аномалиям. — Прикл. геофизика, вып. 13.
- Андреев Б.А.* 1968. Основные структурные элементы фундамента восточных районов СССР. — Докл. АН СССР, 170, № 1.
- Анкудинов С.А., Болгурицев Н.Н., Литвиненко И.В., Поротова Г.А.* 1972. Глубинное геологическое строение восточной части Карельского региона по результатам комплексных геофизических исследований (профиль Онежское озеро — Белое море). — Геотектоника, № 5.
- Атласов И.П., Егиазаров Б.Х., Дибнер В.Д., Романович Б.С., Зимкин А.В., Вакар В.А., Деменицкая Р.М., Левин Д.В., Карасик А.М., Гаккель Я.Я., Литвин В.М.* 1967. Тектоническая карта Арктики и Субарктики. — В кн.: Тектонические карты континентов (на XXII сессии Международного геологического конгресса) М., "Наука".
- Архангельский А.Д.* 1923. Введение в изучение геологии Европейской России, ч. I. М.—Пг., Гос. изд-во.
- Архангельский А.Д.* 1934. Геологическое строение СССР. Западная часть. вып. 1. Изд. 2-е. М., ОНТИ.
- Архангельский А.Д.* 1940. О строении Русской платформы. — Бюлл. МОИП, отд. геол., 18, вып. 3—4.
- Архангельский А.Д.* 1941. Геологическое строение и геологическая история СССР, т. I. Изд. 3-е. М.—Л., Гостоптехиздат.
- Архангельский А.Д., Михайлов А.А., Федынский В.В., Люстих Е.Н.* 1937а. Геологическое значение аномалии силы тяжести в СССР. — Изв. АН СССР, серия геол., № 4.
- Архангельский А.Д., Розе Н.В., Колюбакин В.В., Орлов В.П., Падеревская А.И.* 1937б. Тектоника докембрийского фундамента Восточно-Европейской платформы по данным общей магнитной съемки СССР. — Изв. АН СССР, серия геогр. и геофиз., № 2.
- Бакиров А.А.* 1954. Современные представления о геологическом строении кристаллического фундамента Русской платформы (по данным опорного бурения). — Труды Акад. нефт. пром-сти, вып. 1.
- Бакиров А.А., Быков Р.И., Гаврилов В.П.* 1968. Глубинное строение и перспективы нефтегазоносности палеозоя Северного Устья. — Сов. геол., № 2.
- Беккер Ю.Р., Богданов Ю.Б., Якобсон К.Э., Негруца В.З., Солонцов Л.Ф., Аксенов Е.М.* 1970. Основные черты геологии докембрия Русской платформы и ее складчатого обрамления. — В кн.: Вопросы тектоники докембрия континентов. (Труды Ин-та геол. и геофиз. СО АН СССР, вып. 129). М., "Наука".
- Беккер Ю.Р., Крылов Н.С., Негруца В.З.* 1970. Гиперборей Айновых островов Баренцева моря. — Докл. АН СССР, 193, № 6.
- Беленицкая Г.А., Тюремнов В.А.* 1968. О связи упругих и магнитных свойств горных пород с их напряженным состоянием. — В кн.: Физико-механические свойства горных пород верхней части земной коры. М., "Наука".
- Белов В.П.* 1964. Ультраосновные и основные породы северо-западной части Енисейского края. — Вестн. МГУ, геология, № 1.
- Белоусов В.В.* 1954. Основные вопросы геотектоники. М., Госгеолтехиздат.
- Белоусов В.В.* 1971. О связи глубинных процессов с поверхностными. — В кн.: Связь поверхностных структур земной коры с глубинными. Киев, "Наукова думка".

- Бельков И.В., Загородный В.Г., Зак С.И., Предовский А.А., Богачев А.И., Лазарев Ю.И., Робонен В.И., Светов А.П., Свириденко Л.П., Слюсарев В.Д., Соколов В.А., Стенарь М.М. 1972. Главные черты геологического строения и формационный анализ метаморфических и магматических образований докембрия Балтийского щита (восточная часть). — В кн.: Тезисы доклада на Втором петрографическом совещании по Европейской части СССР. Воронеж.
- Беляевский Н.П., Борисов А.А., Вольвовский И.С. 1967. Глубинное строение территории СССР. — Сов. геол., № 11.
- Беляевский Н.А., Борисов А.А., Вольвовский И.С., Шукин Ю.К. 1970. Строение земной коры территории СССР и омывающих морей по опорным сечениям. — Геотектоника, № 2.
- Беляевский Н.А., Борисов А.А., Федынский В.В. 1972. Глубинное строение земной коры СССР. — Природа, № 4.
- Белянкина М.Н., Долгинов Е.А. 1964. К вопросу о структурно-фациальной зональности отложений в Заангарской части Енисейского кряжа. — В кн.: Вопросы геологии Красноярского края. М., Изд-во МГУ.
- Березина Г.А., Беляева Э.В. 1971. Разведочные возможности региональных сейсмических исследований КМПВ в изучении вещественного состава фундамента платформы. — В кн.: Изучение геологического строения Восточно-Европейской платформы по геофизическим данным. М., "Недра".
- Берзин Н.А., Борукаев Ч.Б., Гришкян Р.И., Парфенов Л.М. 1970. Древнейшие комплексы докембрия континентов. — В кн.: Вопросы тектоники докембрия континентов. (Труды Ин-та геол. и геофиз. СО АН СССР, вып. 129). М., "Наука".
- Биркис А.П., Богданова С.В., Волох А.Г., Ротенфельд В.М., Файтельсон А.Ш. 1972. Тектоника кристаллического фундамента Балтийской синеклизы и сопредельных территорий. — Сов. геол., № 6.
- Блакавер Р.Г., Фрейзер Дж.А. 1964. Общий обзор геологии докембрия арктической части Канады. — В кн.: Геология Арктики. М., "Мир".
- Богданов А.А. 1964. О некоторых общих вопросах тектоники древних платформ (на примере Восточно-Европейской платформы). — Сов. геол., № 9.
- Богданов А.А. 1967. О тектоническом расчленении докембрийских образований фундамента Восточно-Европейской платформы. — Вестн. МГУ, геология, № 2.
- Богданов А.А. 1968а. Тектоническая история территории СССР и сопредельных стран. — Вестн. МГУ, геология, № 1.
- Богданов А.А. 1968б. О тектоническом строении западного угла Европейской платформы. — Вестн. МГУ, геология, № 5.
- Богданов А.А. 1969. Тектонические эпохи (к вопросу о периодизации тектонической истории Земли). — Бюлл. МОИП, отд. геол., 44, 10, вып. 5.
- Богданова С.В., Лапинская Т.А., Подобна Н.В. 1971. Петрофизическая характеристика фундамента. — В кн.: Изучение геологического строения Восточно-Европейской платформы геофизическими методами. М., "Недра".
- Бондаренко Б.В. 1968. Тектоническое расчленение складчатых комплексов глубокого докембрия центральных районов Русской плиты. — Сов. геол., № 9.
- Борисов А.А. 1962. О некоторых особенностях глубинной структуры платформенных территорий Советского Союза. — Сов. геол., № 1.
- Борисов А.А. 1963. Об эволюции земной коры в процессе тектогенеза. — Изв. АН СССР, серия геол., № 2.
- Борисов А.А. 1967. Глубинная структура территории СССР по геофизическим данным. М., "Недра".
- Борисов А.А., Володарский Р.Ф., Круглякова Г.И., Лопатина Н.П. 1971. Анализ природы аномального магнитного поля территории СССР. — В кн.: Связь поверхностных структур земной коры с глубинными. Киев. "Наукова думка".
- Борисов А.А., Круглякова Г.И. 1967. Региональные и зональные аномалии геомагнитного поля Европейской части СССР. — Сов. геол., № 1.
- Борисяк А.А. 1923. Геологический очерк Сибири. Пг.
- Брагинский С.И. 1967. Магнитные волны в ядре Земли. — Геомагнетизм и аэронавтика, 7, № 6.
- Бубнов С.Н. 1960. Основные проблемы геологии. М., Изд-во МГУ.
- Булин Н.К. 1970. О природе пологих сейсмических границ в консолидированной земной коре. — Изв. АН СССР, серия геол., № 4.
- Булина Л.В. 1961. Об использовании материалов аэромагнитной съемки для изучения глубинного строения земной коры в пределах Сибирской платформы. — Сов. геол., № 5.
- Булина Л.В. 1964. Районирование фундамента восточной части Сибирской платформы по данным аэромагнитной съемки. — Труды ВСЕГЕИ, новая серия, 105. Материалы по геофизическим исследованиям. Л.
- Булина Л.В. 1970. Особенности пространственного распределения нижних кромок намагнитченных образований консолидированной земной коры. — Изв. АН СССР, серия геол., № 5.
- Булина Л.В., Спичарский Т.Н. 1965. Тектоническое районирование фундамента Сибирской платформы. — Геол. и геоф., № 12.
- Буллард Э.К. 1968. Коренные породы под океанами. — В кн.: Основные проблемы океанологии. М., "Наука".
- Булмасов А.П. 1962. О связи региональных магнитных аномалий Сибирской платформы с базальтовым швом земной коры. — Геол. и геоф., № 7.
- Вакье В. 1966. Магнитные данные о горизонтальных смещениях ложа Тихого

- океана. — В кн.: Дрейф континентов. М., "Мир".
- Валеев Р.Н., Клубов В.А., Островский М.И.** 1969. Сравнительный анализ условий формирования и пространственного размещения авлакогенов Русской платформы. — Сов. геол., № 4.
- Варданянц Л.А.** 1960. Докембрийский кристаллический фундамент Русской платформы. — В кн.: Доклады советских геологов на XXI сессии Международного геологического конгресса. Проблема 9. Стратиграфия и корреляция докембрия. М.—Л., Изд-во АН СССР.
- Варданянц Л.А., Тихомиров С.Н.** 1960. Докембрийский магматизм Русской платформы. — В кн.: Петрография докембрия Русской платформы. Киев. "Наукова думка".
- Варсановьева В.А.** 1961. Тектоническое и геоморфологическое развитие Урало-Тиманской области. — Бюлл. МОИП, отд. геол., 36, вып. 4.
- Васильковский Н.П., Предтеченский А.А.** 1964. О строении Сибирской платформы. — Геол. и геофиз., № 6.
- Вассерман Б.Я., Журавлев В.С., Кушнарева Т.Н., Матвеевская Н.Д., Михлухо-Маклай А.Д., Филиппова Л.И.** 1974. Новые сведения о составе и возрасте фундамента Большеземельской тундры. — Докл. АН СССР, т. 215, № 4.
- Вейнберг А.К.** 1968. Магниторазведка. — В кн.: Методы рудной геофизики. Л.
- Велин Э.** 1972. Свекофенская складчатая зона в Северной Швеции. — Геотектоника, № 5.
- Веселовская М.М.** 1963. Итоги петрографического изучения кристаллического фундамента Русской платформы. — Изв. АН СССР, серия геол. № 7.
- Веселовская М.М.** 1966. О распространении кварцево-биотитовых сланцев на восточном склоне Воронежского выступа. — Сов. геол., № 7.
- Виноградов А.П., Тугаринов А.И., Кнорре К.Г., Бибикова Е.В., Лебедев В.И.** 1960. О возрасте кристаллического основания Русской платформы. — В кн.: Доклады советских геологов на XXI сессии Международного геологического конгресса. Проблема 3. Определение абсолютного возраста дочетвертичных геологических формаций. М., Изд-во АН СССР.
- Виноградов В.А., Крассильщиков А.А.** 1963. О возрасте складчатого фундамента Оленекского поднятия Сибирской платформы. — Докл. АН СССР, 152, № 3.
- Винц Б.Д., Почтарев В.И.** 1966. Карты нормального поля Т на эпоху 1965 г. — В кн.: Тезисы доклада на симпозиуме по проблеме "Теоретические обоснования и практика трансформации потенциальных геофизических полей для решения региональных геологических задач". М.
- Витте Л.В.** 1972. Структуры Шарыжалгайского массива и отражение их в магнитных полях. — Геотектоника, № 6.
- Владимиров Б.М., Зорин Ю.А., Одинцов М.М., Хренов П.М.** 1969. О глубинном положении кровли астеносферного слоя под платформами и подвижными поясами (на примере Восточной Сибири). — Докл. АН СССР, 185, № 4, 5, 6.
- Волобуев М.И., Зыков С.И., Мусатов Д.И., Ступников Н.И.** 1964. Стратиграфия и магматические комплексы Енисейского кряжа по геологическим и радиологическим данным. — В кн.: Геология юго-западного обрамления Сибирской платформы. М., "Недра".
- Волк В.Э., Ершов Ю.П., Кадмина И.Н., Крассильщиков А.А., Лившиц Ю.Я., Малаякин А.М., Матвеев Ю.И., Шмаргаев В.Н.** 1973. Основные черты глубинного строения южной части шельфа Баренцева моря по геофизическим данным. — В кн.: Геофизические методы разведки в Арктике, вып. 8, НИИГА.
- Вольвовский И.С.** 1973. Сейсмические исследования земной коры в СССР. М., "Недра".
- Вотях О.А.** 1968. Тектоника докембрия западной окраины Сибирской платформы. М., "Наука".
- Вярюнен Х.** 1959. Кристаллический фундамент Финляндии. М., ИЛ.
- Гарецкий Р.Г., Голов А.А., Журавлев В.С., Неволлин Н.В., Самодуров В.И., Фоменко К.Е., Эвентов Я.С., Яншин А.Л.** 1972. Глубочайшая впадина древних платформ — Прикаспийская. — В кн.: Доклады советских геологов на XXIV сессии Международного геологического конгресса. Проблема 3. Тектоника. М., "Наука".
- Гарецкий Р.Г., Сапожников Р.Б.** 1970. Тектоника Северного Приаралья и Северного Устьурта. — В кн.: Геологическое строение и газонефтепродуктивность Северного Приаралья и Северного Устьурта. М., "Наука".
- Гаркаленко И.А., Левенштейн М.Л., Павленкова Н.И.** 1970. Результаты глубинных сейсмических зондирования по профилю Ногайск — Константиновка — Свитово (западная часть Доубасса). — Геофизический сборник, вып. 37. Киев, "Наукова думка".
- Гарланд Г.Д., Бауэр М.Е.** 1961. Интерпретация аэромагнитных аномалий в северо-восточной Альберте. — В кн.: Пятый Международный нефтяной конгресс, т. I. М., Гостоптехиздат.
- Гафаров Р.А.** 1959. Структурная схема докембрийского фундамента северной части Волго-Уральской области. — Геол. нефти и газа, № 10.
- Гафаров Р.А.** 1961. Строение докембрийского фундамента севера Русской платформы. — Изв. АН СССР, серия геол., № 1.
- Гафаров Р.А.** 1963а. Строение докембрийского фундамента севера Русской платформы (по данным региональных геофизических исследований). — Труды ГИН АН СССР, вып. 85.
- Гафаров Р.А.** 1963б. Строение складчатого фундамента Восточно-Европейской платформы по геофизическим данным. — Изв. АН СССР, серия геол., № 8.

- Гафаров Р.А. 1963в. Тектоника фундамента и типы магнитных полей Восточно-Европейской платформы. — Бюлл. МОИП, отд. геол., 38, вып. 4.
- Гафаров Р.А. 1965. Тектоника фундамента и типы магнитных полей Сибирской платформы. — Изв. АН СССР, серия геол., № 7.
- Гафаров Р.А. 1966. Вопросы тектоники фундамента севера Восточно-Европейской платформы. — Геотектоника, № 4.
- Гафаров Р.А. 1967. Строение древних платформ северного ряда по геофизическим данным. — Бюлл. МОИП, отд. геол., 42, вып. 2.
- Гафаров Р.А. 1969. Глубинное строение зоны сочленения Восточно-Европейской платформы и Урала. — Бюлл. МОИП, отд. геол., 44, вып. 5.
- Гафаров Р.А. 1970а. Глубинная тектоника и типы магнитных полей древних платформ северных материков Земли. — Геотектоника, № 4.
- Гафаров Р.В. 1970б. Магнитные аномалии и тектоника материков и океанов (сравнительный анализ). — Бюлл. МОИП, отд. геол., 45, вып. 5.
- Гафаров Р.А. 1970в. О глубинном строении фундамента в зоне сочленения Восточно-Европейской платформы и Урала. — Изв. АН СССР, серия геол., № 8.
- Гафаров Р.А. 1971а. Глубинная тектоника Восточно-Европейской платформы (по данным региональных геофизических исследований). — В кн.: Связь поверхностных структур земной коры с глубинными. Киев. "Наукова думка".
- Гафаров Р.А. 1971б. Тектоника фундамента и типы магнитных полей древних платформ северного полушария. — В кн.: Глубинная тектоника древних платформ Северного полушария. Труды ГИН АН СССР, вып. 209.
- Гафаров Р.А. 1971в. Типы магнитных полей крупных структур земной коры. — В кн.: Проблемы теоретической и региональной тектоники. М., "Наука".
- Гафаров Р.А. 1973. Строение фундамента Восточно-Европейской платформы и некоторые вопросы сравнительной тектоники древних платформ. — В кн.: Тектоника фундамента древних платформ. М., "Наука".
- Гейслер А.Н. 1956. Новые данные по стратиграфии и тектонике нижнего палеозоя северо-западной части Русской платформы. — В кн.: Материалы по геологии Европейской территории СССР. Л., Гостеолтехиздат.
- Геологическая карта кристаллического фундамента Русской платформы. 1966. М-6 1:2 500 000. (Гл. ред. Варданянц Л.А.). М., Изд-ие ВСЕГЕИ и ГУГК.
- Геологические результаты геофизических исследований в Сибири и на Дальнем Востоке. 1967. Новосибирск, "Наука".
- Геохронология докембрия Сибирской платформы и ее складчатого обрамления. 1968. Л., "Наука".
- Герлинг Э.К., Глебова-Кульбах Г.О., Лобач-Жученко С.Б., Афанасьева Л.И., Васильева С.Н. 1965. Новые данные по геохронологии докембрия Карелии. — В кн.: Абсолютный возраст докембрийских пород СССР. М.—Л., "Наука".
- Герлинг Э.К., Лобач-Жученко С.Б., Горохов И.М., Кольцова Т.В. 1972. Изотопный возраст пород докембрия Балтийского щита. — В кн.: Геохронологические рубежи и геологическая эволюция Балтийского щита. Л., "Наука".
- Гестил Г., Блейз Р., Ноулс Д.М., Бержерон Р. 1963. Лабрадорская геосинклиналь. — В кн.: Труды XXI сессии Международного геологического конгресса, вып. 1. М., ИЛ.
- Гецен В.Г. 1970. О стратиграфическом и тектоническом положении верхнерифейской карбонатной толщи Тимана и полуострова Канин. — Бюлл. МОИП, отд. геол., 45, вып. 1.
- Гецен В.Г. 1971. Стратиграфия и структура рифейских отложений полуострова Канин. — Докл. АН СССР, 196, № 4.
- Глебовицкий В.А., Другова Г.М., Крылова М.Д., Неелова А.Н., Седова И.С., Судовиков Н.Г. 1965. Последовательность геологических процессов в южном обрамлении Алданского щита и геохронологические данные. — В кн.: Абсолютный возраст докембрийских пород СССР. М.—Л., "Наука".
- Глуховский М.З. 1970. Тектоника фундамента и чехла протоплатформы Восточной Сибири (на примере хребта Удокан). — Автореф. канд. дисс. М.
- Глуховский М.З., Павловский Е.В. 1973. К проблеме ранних стадий развития Земли. — Геотектоника, № 2.
- Глуховский М.З., Ставцев А.А. 1971. Тектоника и основные этапы развития Алданского щита. — В кн.: Тезисы докладов на совещании по тектонике фундамента древних платформ. М.
- Годин Ю.Н. 1957. Региональные геофизические исследования. — Геол. нефти, № 6.
- Годин Ю.Н. 1962. Сейсмические исследования земной коры, проведенные ВНИИГеофизикой на Русской платформе и в Средней Азии в 1956—1960 гг. — В кн.: Глубинное сейсмическое зондирование земной коры в СССР. М., Гостеолтехиздат.
- Голдин Б.А., Пучков В.Н. 1970. Магматические формации структуры байкалит Приполярного Урала. — Геотектоника, № 6.
- Голионко Г.Б., Ефимкин Н.С., Зиньковский В.Е., Крестин Е.М. 1973. Глубинное геологическое строение северо-восточного склона Воронежского массива и Пачелмского прогиба (по материалам ГСЗ). — Геотектоника, № 2.
- Головин И.В. 1966. Использование геофизических данных для изучения геологического строения кристаллического фундамента северо-запада Русской платформы. — В кн.: Вопросы разведочной геофизики, вып. 5. М., "Недра".

- Голуб Д.П., Эфендиева М.А. 1970. Некоторые черты геологического строения Северного моря по магнитным данным. — Океанология, 10, № 6.
- Горбунов Г.И., Зайцев Ю.С., Чернышев Н.М. 1969. Основные черты стратиграфии и магматизма Воронежского кристаллического массива. — Сов. геол., № 10.
- Гордасников В.Н., Троицкий В.Н. 1966. Средне-Русский авлакоген — стержневая структура Московский синеклизы. — Сов. геол., № 12.
- Горностаев В.П., Михалевский В.И., Поспелов В.И. 1970. Глубинные магнитотеллурические зондирования на юге Сибирской платформы и в зоне Байкальского рифта. — Геол. и геоф., № 4.
- Грабкин О.В. 1965. К вопросу о внутреннем строении и условиях формирования Нижне-Тимптонского купола на Алданском щите. — Вестн. МГУ, геология, № 1.
- Грабовский М.А., Пархоменко Э.И. 1963. Об изменении магнитных свойств магнетизма под действием больших сжимающих напряжений. — Изв. АН СССР, серия геол., № 5.
- Грегори А.Ф., Бауэр М.Е., Морлей Л.В. 1964. Геологическая интерпретация аэромагнитных профилей, проведенных через Канадский арктический архипелаг. — В кн.: Геология Арктики. М., "Мир".
- Гришин М.П., Пятницкий В.К., Ремпель Г.Г. 1967. Строение фундамента Сибирской платформы. — Труды СНИИГГиМС, вып. 53.
- Гуарий Г.З., Соловьева И.А. 1963. Строение земной коры по геофизическим данным. — Труды ГИН АН СССР, вып. 98.
- Гутенберг Б. 1963. Физика земных недр. М., Ил.
- Дашкевич Н.Н., Мусатов Д.И., Фейгин Е.Б., Шерман М.Л., Яскевич В.И. 1968. Глубинное строение западной части Сибирской платформы и связь с ним траппового магматизма. — В кн.: Доклады советских геологов на XXIII сессии Международного геологического конгресса. Проблема 5. Геологические результаты прикладной геофизики. М., "Наука".
- Дедеев В.А. 1969. История развития фундамента Русской плиты. — В кн.: Тектоника Севера Русской плиты (Труды ВНИГРИ, вып. 275). Л., "Недра".
- Дедеев В.А. 1972а. Методика изучения внутренней структуры фундамента платформы. Л., "Наука".
- Дедеев В.А. 1972б. Тектоническая карта докембрийского фундамента Русской плиты. — Геотектоника, № 3.
- Дедеев В.А., Заломина Н.М., Запольнов А.К., Кравец В.С., Матвеева Т.А., Сафронов П.Н., Сорокин В.А., Ференс-Сороцкий А.А. 1965. Геология и перспективы нефтегазоносности северной части Тимано-Печорской области. — Труды ВНИГРИ, вып. 245.
- Дедеев В.А., Запольнов А.К., Кратц К.О., Лукашов А.Д., Сафронов П.Н. 1969. Сравнительная тектоника Мезенской и Печорской синеклиз. Л., "Наука".
- Деменицкая Р.М. 1960. Строение кристаллической части оболочки Земли по геофизическим данным. — В кн.: Доклады советских геологов на XXI сессии Международного геологического конгресса. Проблема 2. Геологические результаты прикладной геохимии и геофизики. Раздел 2. Геофизика. М., Гостеолтехиздат.
- Деменицкая Р.М. 1967. Кора и мантия земли. М., "Недра".
- Дзевановский Ю.К. 1958. Алданский щит. — В кн.: Геологическое строение СССР, т. 3. Тектоника. М., Гостеолтехиздат.
- Дзевановский Ю.К., Судовиков Н.Г. 1960. Докембрий Алданского щита и хребта Станового. — В кн.: Доклады советских геологов на XXI сессии Международного геологического конгресса. Проблема 9. Стратиграфия и корреляция докембрия. М.—Л., Изд-во АН СССР.
- Димитров Г.Х., Фридман Н.Ф. 1965. О физических свойствах пород докембрия Среднего Приднестровья. — В кн.: Строение земной коры и физические свойства горных пород. Геофиз. сб., вып. 1 (12). Киев, "Наукова думка".
- Дитц Р.С. 1966. Эволюция океанов как следствие разрастания площади их дна. — В кн.: Дрейф континентов. М., "Мир".
- Доброхотов М.Н. 1969. О некоторых вопросах геологии докембрия Криворожско-Кременчугской структурно-фациальной зоны. — Изв. АН СССР, серия геол., № 4.
- Докембрий Скандинавии. 1967. М., "Мир".
- Должанский Б.Г. 1971. Строение фундамента Тимано-Печорской плиты и методика его изучения по геолого-геофизическим данным (в связи с оценкой перспектив нефтегазоносности). — Автореф. канд. дисс. Л.
- Дортман Н.Б., Васильева В.И., Вейнберг А.К., Дубинчик Э.Я., Жданов В.В., Зотова Н.Ф., Илаев М.Г., Трунина В.Я., Хорева Б.Я., Шолло Л.Е. 1964. Физические свойства горных пород и полезных ископаемых. М., "Недра".
- Дружинин В.С., Рыбалка В.М., Халевин Н.И. 1968. Результаты глубинных сейсмических зондирований на Свердловском пересечении и перспективы дальнейших исследований Урала. — В кн.: Глубинное строение Урала. М., "Наука".
- Егоркин А.В. 1962. Строение земной коры на юго-востоке Русской платформы. — В кн.: Глубинное сейсмическое зондирование земной коры в СССР. Л., Гостеолтехиздат.
- Егорова Л.З. 1964. Строение и состав кристаллического фундамента бавлинских отложений Куйбышевской и Оренбургской областей. — Труды Куйб. н.-и. ин-та нефт. пром., вып. 24, геология.
- Ершов Ю.П., Красильщиков А.А., Волк В.Э., Шимарев В.Н. 1974. Геотектоническая характеристика южной части Баренцевского шельфа. — В кн.: Геотектонические предпосылки к поискам полезных ископаемых на шельфе Северного Ледовитого океана. Л., НИИГА.
- Жданов В.В. 1966. Метаморфизм и глубинное строение норит-диоритовой (гранули-

- товой) серии Русской Лапландии. М., "Наука".
- Журавлев В.С. 1964. Сравнительная тектоника экзогенальных впадин Русской платформы. — В кн.: Доклады советских геологов на XXII сессии Международного геологического конгресса. Проблема 4. Деформация пород и тектоника. М., "Наука".
- Журавлев В.С. 1972. Сравнительная тектоника Печорской, Прикаспийской и Североморской экзогенальных впадин Европейской платформы. — Труды ГИН АН СССР, вып. 232.
- Журавлев В.С., Гафаров Р.А. 1959. Основные черты тектоники северо-востока Русской платформы. — Бюлл. МОИП, отд. геол., 34, вып. 5.
- Журавлев В.С., Осадчук М.И. 1963. Тиманский кряж и полуостров Канин. — В кн.: Стратиграфия СССР, том "Верхний докембрий". М., Гостеолиздат.
- Журавлев В.С., Перфильев А.С., Херасков Н.П. 1965. Пространственные и временные соотношения между уралитами и доуралидами на восточном ограничении Русской платформы. Бюлл. МОИП, отд. геол., 40, вып. 5.
- Журавлев В.С., Раабен М.Е. 1968. Байкалды Европы и послерифейская история их развития. — В кн.: Доклады советских геологов на XXIII сессии Международного геологического конгресса. Проблема 3. Орогенические пояса. М., "Наука".
- Загородный В.Г. 1970. О структурном положении и составе среднепротерозойского осадочно-вулканогенного комплекса Кольского полуострова. — В кн.: Материалы по геологии и металлогении Кольского полуострова, вып. 1. Апатиты.
- Зайцев Н.С. 1954. О тектонике южной части Сибирской платформы. — В кн.: Вопросы геологии Азии, т. I. М., Изд-во АН СССР.
- Зайцев Н.С. 1962. Особенности тектонического строения Саяно-Алтайской складчатой области. — В кн.: Тезисы докладов Совещания по проблемам тектоники. М., Изд-во АН СССР.
- Зайцев Ю.С. 1966. Михайловская серия Белгородского железорудного района и некоторые вопросы стратиграфии докембрия Воронежской антеклизы. — В кн.: Труды третьего Совещания по проблемам изучения Воронежской антеклизы. Воронеж, Изд-во Воронежского ун-та.
- Зайцев Ю.С. 1973. Геологическое строение Воронежского кристаллического массива. — В кн.: Базит-гипербазитовый магматизм и минералогия юга Восточно-Европейской платформы (платформенная стадия развития). М., "Недра".
- Зайцев Ю.С., Агейкин А.С., Голышкина Р.И., Шибанов В.М. 1970. Новые данные по геологии докембрия юго-востока Воронежского кристаллического массива. — В кн.: Петрография докембрия Русской платформы. Киев, "Наукова думка".
- Замараев С.М. 1961. Основные элементы структуры юго-восточной части Сибирской платформы в докембрии и в нижнем палеозое. — Геол. и геоф., № 11.
- Замараев С.М. 1965. Основные этапы развития и основные элементы структуры южной части Сибирской платформы. — Геол. и геоф., № 2.
- Зандер В.Н., Неволлин Н.В. 1971. Магнитометрия. — В кн.: Изучение геологического строения Восточно-Европейской платформы геофизическими методами. М., "Недра".
- Зандер В.Н., Томашунас Ю.И., Берковский А.Н., Суворова Л.В., Дедеев В.А., Кратц К.О. 1967. Геологическое строение фундамента Русской плиты. Л., "Недра".
- Запольнов А.К. 1971. Тектоника Большеземельской тундры. Л., "Наука".
- Зноско Е. 1964. Строение фундамента внекарпатской части Польши. — Сов. геол., № 2.
- Зноско Е., Кубицки С.Л., Рыка В. 1972. Тектоника кристаллического фундамента Восточно-Европейской платформы на территории Польши. — Геотектоника, № 5.
- Иванов М.М. 1966. Магнитная съемка океанов. М., "Наука".
- Ивerson Ю.П. 1960. Рифейский магматизм Канина и Северного Тимана. — Труды Коми филиала АН СССР, № 10.
- Иртли А. 1954. Структурная геология Северной Америки. М., ИЛ.
- Калинина О.А., Фотиади Э.Э. 1959. Крупные черты тектонической структуры северо-востока Европейской части СССР по геологическим и геофизическим данным. — В кн.: Геология и нефтеносность Тимано-Печорской области. Труды ВНИГРИ, вып. 133. Л., Гостоптехиздат.
- Каляев Г.И. 1971. Положение Украинского щита в докембрийской структуре Русской платформы. — Киев, "Наукова думка".
- Камалетдинов М.А. 1965. К вопросу о покровной тектонике Урала в свете новых данных. — Геотектоника, № 1.
- Камалетдинов М.А., Казанцев Ю.В., Казанцева Т.Т. 1970. Складчатые покровы западного склона Южного Урала. — Изв. АН СССР, серия геол., № 4.
- Карасик А.М. 1971. Магнитные аномалии океана и гипотеза разрастания океанического дна. — Геотектоника, № 2.
- Каратаев Г.И. 1961. К проблеме выделения регионального фона из наблюдаемых гравитационного и магнитного полей. — Геол. и геоф., № 10.
- Карпинский А.П. 1894. Общий характер колебаний земной коры в пределах Европейской России. — Изв. АН, серия 5, № 1.
- Карпинский А.П. 1919. К тектонике Европейской России. — Изв. АН, 6 серия, 13, № 12–15.
- Карта докембрийской тектоники Сибири. 1962. М-6 1:5 000 000. Объяснительная записка. Под руководством Ю.А. Косыгина. Новосибирск.

- Келлер Б.М. 1963. Общие вопросы строения верхнего докембрия. Палеогеография и геологическая история. — В кн.: Стратиграфия СССР, т. 2. Верхний докембрий. М., Госгеолтехиздат.
- Келлер Б.М., Копелиович А.В., Соколов Б.С. 1963. Полуострова Рыбачий, Средний и остров Кильдин. — В кн.: Стратиграфия СССР, т. 2. Верхний докембрий. М., Госгеолтехиздат.
- Келлер Б.М., Соколов Б.С. 1960. Поздний докембрий севера Мурманской области. — Докл. АН СССР, 133, № 5.
- Кельбель Г. 1964. Строение фундамента Польско-Германской низменности. — В кн.: Тектоника Европы. М., "Наука" — "Недра".
- Кинг Ф. 1961. Геологическое развитие Северной Америки. М., ИЛ.
- Кинг Ф. 1967. Тектоническая карта Северной Америки. — В кн.: Тектонические карты континентов на XXII сессии Международного геологического конгресса. М., "Наука".
- Кинг Ф. 1969. Вопросы тектоники Северной Америки. М., Изд-во МГУ.
- Клигин К.А. 1966. Некоторые особенности строения Байкало-Патомской складчатой области. — Докл. АН СССР, 171, № 5.
- Клигин К.А., Павлова Т.Г., Постельников Е.С. 1970. Байкаллы юго-востока Сибири. — Труды ГИН АН СССР, вып. 219.
- Клигин К.А., Палей И.П., Постельников Е.С. 1963. Особенности морфологии структур восточной окраины Енисейского края. — Докл. АН СССР, 152, № 5.
- Клосс Х. 1972. Глубинное зондирование в Западной Европе. — В кн.: Земная кора и верхняя мантия. М., "Мир".
- Клушин И.Г., Толстихин И.Н. 1963. Статистическое определение глубины залегания источников аномалий магнитного поля. — Зап. Ленингр. горн. ин-та, 46, вып. 2.
- Козловская А.Н., Роспопова М.Г., Гладкий В.Н., Гуревич Б.Л., Чирвинская М.В. 1971. К вопросу о строении дорифейского фундамента территории Украины и Молдавии. — Сов. геол., № 6.
- Копаев В.В. 1959. О региональных магнитных аномалиях КМА и прилегающих районов. — Материалы по геологии и полезным ископаемым центральных районов Европейской части СССР, вып. 2. Калуга, Калужское книжное изд-во.
- Копаев В.В. 1962. Магнитное поле и некоторые вопросы тектоники кристаллического основания КМА. — В кн.: Научные труды по проблеме Курской магнитной аномалии. М., Гостехиздат.
- Коржинский Д.С. 1936. Петрология архейского комплекса Алданской плиты (пересечение по р.Тимптон). — Труды Центр. науч.-исслед. геол.-развед. ин-та, вып. 86.
- Коржинский Д.С. 1939. Стратиграфия Алданской плиты и хребта Станового. — В кн.: Стратиграфия СССР, т. 1. М.—Л., Изд-во АН СССР.
- Кориковский С.Б. 1967. Метаморфизм, гранитизация и постмагматические процессы в докембрии Удокано-Становой зоны. М., "Наука".
- Косыгин Ю.А. 1958. Тектоника нефтеносных областей, т. 1. Общая тектоника. М., Гостоптехиздат.
- Косыгин Ю.А. 1962. Развитие Сибирской платформы в докембрии. — Геол. и геоф., № 7.
- Косыгин Ю.А. 1969. Тектоника. М., "Недра".
- Косыгин Ю.А., Башарин А.К., Берзин Н.А., Борукаев Ч.Б., Матвеевская А.Л., Парфенов Л.М., Чиков Б.М. 1972. Основные черты тектоники докембрия континентов. — В кн.: Доклады советских геологов на XXIV сессии Международного геологического конгресса. Проблема 1. Геология докембрия. Л., "Наука".
- Красильщиков А.А. 1964. Новые данные по геологии северной части архипелага Шпицбергена. — В кн.: Тезисы докладов конференции по геологии архипелага Шпицберген. Л.
- Краснов А.И. 1964. О тектоническом строении фундамента Алданского щита в свете геологической интерпретации данных крупномасштабной аэромагнитной съемки. — Сов. геол., № 11.
- Краснов А.И., Лурье М.Л., Масайтис В.Л. 1966. Геология Сибирской платформы. М., "Недра".
- Краснопевцева Г.В., Матушкин Б.А., Попов Е.А. 1967. Геофизические исследования на региональном профиле Волгоград — Нахичевань. — Изв. АН СССР, серия геол., № 12.
- Кратц К.О. 1960. Главные черты дочетвертичной геологии восточной части Балтийского щита. — Труды Лаборатории геологии докембрия АН СССР, вып. 2.
- Кратц К.О. 1963. Геология карелид Карелии. — Труды Лаборатории геологии докембрия АН СССР, вып. 16.
- Кратц К.О., Глебовицкий В.А. 1972. Метаморфические пояса СССР. — В кн.: Доклады советских геологов на XXIV сессии Международного геологического конгресса. Проблема 1. Геология докембрия. Л., "Наука".
- Кратц К.О., Дедеев В.А. 1970. Тектоническая карта фундамента территории СССР. — Вестн. АН СССР, № 7.
- Кратц К.О., Лобач-Жученко С.Б. 1970. Изотопная геохронология и глубинное строение земной коры. — Геотектоника, № 2.
- Кратц К.О., Лобач-Жученко С.Б. 1972. Главные черты геологической эволюции территории Балтийского щита в докембрии. — В кн.: Геохронологические рубежи и геологическая эволюция Балтийского щита. Л., "Наука".
- Кратц К.О., Магнуссон П., Симонен А., Хольтедаль О. 1964. Балтийский щит. — В кн.: Тектоника Европы. М., "Наука" — "Недра".
- Кропоткин П.Н. 1964а. Критика тектонических теорий фиксизма. — Изв. АН СССР, серия геол., № 6.
- Кропоткин П.Н. 1964б. Соотношение поверхностной и глубинной структуры и общая

- характеристика движений земной коры. — В кн.: Строение и развитие земной коры. М., "Наука".
- Кропоткин П.Н.** 1967. Механизм движений земной коры. — Геотектоника, № 5.
- Кропоткин П.Н.** 1971. Напряженное состояние земной коры по измерениям в горных выработках и геофизическим данным. — В кн.: Проблемы теоретической и региональной тектоники. М., "Наука".
- Кропоткин П.Н.** 1973. Динамика земной коры. — В кн.: Проблемы глобальной тектоники. М., "Наука".
- Кропоткин П.Н., Валеев Б.М., Гафаров Р.А., Соловьева И.А., Трапезников Ю.А.** 1971. Глубинная тектоника древних платформ северного полушария. — Труды ГИН АН СССР, вып. 209.
- Кропоткин П.Н., Гафаров Р.А., Валеев Б.М., Трапезников Ю.А.** 1968. Соотношение поверхностной и глубинной структуры и некоторые проблемы нефтеносности Русской и Сибирской платформ. — В кн.: Доклады советских геологов на XXII сессии Международного геологического конгресса. Проблема 5. Геологические результаты прикладной геофизики. М., "Наука".
- Кропоткин П.Н., Шахварстова К.А.** 1965. Геологическое строение Тихоокеанского подвижного пояса. — Труды ГИН АН СССР, вып. 134.
- Крутиховская З.А.** 1967. Глубинные структуры северо-западной части Большого Кривого Рога (по данным геофизических исследований). — Геофизический сборник, вып. 19. Киев, "Наукова думка".
- Крутиховская З.А.** 1970. Глубинное строение и прогнозная оценка Украинской железорудной провинции. — Автореф. докт. дисс. М.
- Крутиховская З.А., Галензовская В.И., Подоляко С.М.** 1966. Отражение глубинной складчатости в физических полях Западно-Ингулецкой зоны. — Геофизический сборник, вып. 17. Киев, "Наукова думка".
- Крутиховская З.А., Пашкевич И.К.** 1970. Аномальное магнитное поле Украинской ССР и связь его с тектоникой. — В кн.: Материалы VIII конференции по постоянному геомагнитному полю и палеомагнетизму, ч. 2. Киев, "Наукова думка".
- Крылов С.В.** 1970. О пологих сейсмических границах внутри фундамента. — Геол. и геоф., № 4.
- Крылов С.В., Крылова А.Л., Мишенькин Б.П., Мишенькина З.Р., Рудницкий А.Л., Суворов В.Д., Янушевич Т.А.** 1967. Глубинные сейсмические исследования в области сочленения Западно-Сибирской плиты и Сибирской платформы. — Геол. и геоф., № 2.
- Крылов С.В., Мишенькин Б.П., Крупская Г.В., Петрик Г.В.** 1971. Глубинные сейсмические исследования в Забайкалье. — Геол. и геоф., № 7.
- Крылов С.В., Мишенькин Б.П., Крупская Г.В., Петрик Г.В., Янушевич Т.А.** 1970а. Строение земной коры по профилю ГСЗ через Байкальскую рифтовую зону. — Геол. и геоф., № 1.
- Крылов С.В., Рудницкий А.Л., Мишенькин Б.П.** 1970б. Сейсмические исследования земной коры Западной Сибири. — В кн.: Глубинные сейсмические исследования в Западной Сибири. (Труды Ин-та геол. и геофиз., СО АН СССР, вып. 93). М., "Наука".
- Кудрявцев В.А.** 1965. О древнейших образованиях Станового хребта. — Изв. высш. учебн. завед., геол. и разв., № 10.
- Кузнецов Г.Ф.** 1967. Магнитное поле западной части Сибирской платформы и его геологическое истолкование. — В кн.: Региональные геофизические исследования в Сибири. М., "Наука".
- Кузнецов Ю.А.** 1952. Енисейский кряж. — Труды Лаборатории геологии докембрия АН СССР, вып. 1.
- Кэй М.** 1955. Геосинклинали Северной Америки. М., ИЛ.
- Лазарев Ю.И.** 1972. Тектоническое развитие ранних карелид Карелии. — Геотектоника, № 5.
- Лазько Е.М.** 1956. Геологическое строение западной части Алданского кристаллического массива. Львов, Изд-во Львовского ун-та.
- Лапинская Т.А.** 1966. Кристаллический фундамент Волго-Уральской области (состав и некоторые особенности строения). — Автореф. докт. дисс. М.
- Лапинская Т.А., Богданова С.В.** 1972. Основные черты геологического строения и главные черты метаморфические и магматические комплексы докембрийского фундамента Волго-Уральской области. — В кн.: Тезисы доклада на Втором петрографическом совещании. Воронеж.
- Лейтес А.М.** 1965. Нижний протерозой северо-востока Олёкмо-Витимской горной страны. — Труды ГИН АН СССР, вып. 122.
- Лейтес А.М., Муратов М.В., Федоровский В.С.** 1970. Палеоавлакогены и их место в развитии древних платформ. — Докл. АН СССР, 191, № 6.
- Лейтес А.М., Федоровский В.С.** 1972. Тектоника запада Алданского щита. — Геотектоника, № 2.
- Леонтьев Л.Н.** 1963. О тектоническом плане Сибирской платформы в протерозое — позднем докембрии и о природе Вилуйской впадины. — Труды Геол. музея АН СССР, вып. 14 (2).
- Литвиненко И.В.** 1963. Новые сейсмические данные о строении земной коры Балтийского щита. — Докл. АН СССР, 149, № 6.
- Литвиненко И.В.** 1968а. О некоторых результатах изучения глубинных разрезов различных структурно-фациальных зон Колыского полуострова и Карелии. — В кн.: Геология и глубинное строение восточной части Балтийского щита. Л., "Наука".
- Литвиненко И.В.** 1968б. Особенности глубинного разреза земной коры северо-западной части Колыского полуострова и южной части Баренцева моря. — В кн.: Геология и глубинное строение восточной части Балтийского щита. Л., "Наука".



- Литвиненко И.В., Анкудинов С.А., Платонова Л.Н., Сипарова Ю.А. 1968. Глубинный разрез Кейвской синклиниальной зоны. — В кн.: Геология и глубинное строение восточной части Балтийского щита. Л., "Наука".
- Литвиненко И.В., Анкудинов С.А. 1971. О соотношении между поверхностными и глубинными структурами земной коры Балтийского щита. — В кн.: Связь поверхностных структур земной коры с глубинными. Киев, "Наукова думка".
- Литвиненко И.В., Ленина И.С. 1968. Некоторые результаты изучения сейсморазведкой глубинного строения Печенгской структуры. — В кн.: Геология и глубинное строение восточной части Балтийского щита. Л., "Наука".
- Литвиненко И.В., Некрасова К.А. 1962. Особенности глубинного сейсмического зондирования на Балтийском щите. — В кн.: Глубинное сейсмическое зондирование земной коры в СССР. Л., Гостоптехиздат.
- Литвиненко И.В., Платонова Л.Н., Сипарова Ю.А., Анкудинов С.А. 1968. Глубинный разрез Имандр-Варзутской синклиниальной зоны. — В кн.: Геология и глубинное строение восточной части Балтийского щита. Л., "Наука".
- Лубач-Жученко С.В. 1969. Общая характеристика тектонического строения. — В кн.: Геология и петрология гранито-гнейсовой области юга западной Карелии. Л., "Наука".
- Лугачев А.А. 1968. Магниторазведка. Л., "Недра".
- Луговенко В.Н. 1973. Статистический анализ аномального магнитного поля СССР, ч.1. М., "Наука".
- Луговенко В.Н., Пушкин А.Н. 1971. Планетарные особенности строения земной коры и аномальное магнитное поле. — В кн.: Тезисы доклада на XV генеральной ассамблее Международного геофизического и геодезического союза. Москва, 28 июля–14 августа 1971 г. М.
- Лучицкий В.И. 1930. Вопросы стратиграфии и тектоники Украинской кристаллической полосы. — Бюлл. МОИП, отд. геол., № 3–4.
- Лутц Б.Г. 1959. Стратиграфия и тектоника южной части Анабарского массива. — Докл. АН СССР, 126, № 6.
- Лутц Б.Г., Мокшанцев К.Б., Николаевский А.А. 1962. О составе и строении фундамента Восточной части Сибирской платформы. — Геол. и геоф., № 8.
- Лустик Е.Н. 1961. Гипотеза дифференциации земной оболочки и геотектонические обобщения. — Сов. геол., № 6.
- Ляцкий В.Б. 1964. К тектонической характеристике древнейших структур Восточного Саяна. — Труды ВСЕГЕИ, новая серия, 97.
- Магницкий В.А. 1965. Внутреннее строение и физика Земли. М., "Наука".
- Магницкий В.А. 1968. Слой низких скоростей верхней мантии Земли. М., "Наука".
- Магницкий В.А., Жарков В.Н. 1970. Природа слоя пониженных скоростей сейсмических волн и верхней мантии Земли. — В кн.: Проблемы строения земной коры и верхней мантии. М., "Наука".
- Мазарович А.Н. 1952. Основы региональной геологии материков, ч.2, М., Изд-во МГУ.
- Малышев Ю.Ф. 1968. Магнитное поле Алданского архея. — Геол. и геоф., № 9.
- Мануйлова М.М., Неелов А.И., Никитина Л.П. 1969. Геологическая интерпретация К-Аг возрастных значений по биотитам (на примере докембрия Сибирской платформы и ее складчатого обрамления). — Сов. геол., № 4.
- Марков М.С. 1962. Об особенностях развития земной коры в раннем докембрии (Канадский щит). — Труды Вост.-Сиб. геол. ин-та СО АН СССР, вып. 5.
- Марков М.С. 1964. О некоторых чертах строения протерозойских геосинклинальных трогов. — В кн.: Вопросы сравнительной тектоники древних платформ. М., "Наука".
- Масайтис В.Л. 1964. Магматические трапповые субпровинции на Сибирской платформе. — Труды ВСЕГЕИ, новая серия, 97.
- Маслов Г.Д., Нестеров В.С. 1961. Эруптивные обломки пород кристаллического фундамента в туфах триаса. — Геол. и геоф., № 12.
- Максимов С.П., Коляда Г.А., Клубов В.А., Кожевников И.И., Нечитайло С.К., Хохлов П.С. 1972. Основные результаты глубокого бурения на Русской платформе и задачи дальнейших исследований. — В кн.: Литология и палеогеография палеозойских отложений Русской платформы. М., "Наука".
- Масленников В.А. 1968. Абсолютная геохронология докембрия восточной части Балтийского щита. — В кн.: Геология и глубинное строение восточной части Балтийского щита. Л., "Наука".
- Менард Г.У. 1966. Геология дна Тихого океана. М., "Мир".
- Меннер В.В., Штрейф Н.А. 1971. О тектонических аспектах геохронологической шкалы. — В кн.: Проблемы теоретической и региональной тектоники. М., "Наука".
- Мирчинк М.Ф., Бакиров А.А. 1951. О тектоническом развитии Русской платформы. — Нефть. хоз-во, № 1.
- Михайлов Д.А., Неелов А.Н. 1968. Витим-Алданский щит. — В кн.: Геохронология докембрия Сибирской платформы и ее складчатого обрамления. Л., "Наука".
- Мобус Г. 1966. Обзор геолого-тектонических особенностей строения Центральной Европы. — Изв. АН СССР, серия геол., № 1.
- Мокроусов В.А. 1970. Тектоника нижнего докембрия Алданского щита. — В кн.: Тектоника Сибири, т.3. М., "Наука".
- Мокшанцев К.Б. 1969. Тектоника. — В кн.: Строение земной коры Якутии и закономерности размещения полезных ископаемых. М., "Наука".
- Моралев В.М., Ставцев А.А. 1961. Основные черты тектоники восточной окраины Алданского щита и сопредельных облас-

- тей. — Труды Всесоюзного аэрогеологического треста, вып. 7.
- Мошкин В.Н. 1961. Нижнепротерозойские образования хребтов Станового и Джугджура. — Труды ВСЕГЕИ, новая серия, 59.
- Мордовский В.Т. 1952. Тектоническое строение южной части Сибирской платформы. — Докл. АН СССР, 86, № 5.
- Муратов М.В. 1964. Скифская плита. — В кн.: Тектоника Европы. М., "Наука" — "Недра".
- Муратов М.В. 1965. Главнейшие эпохи складчатости и мегаэтапы развития земной коры. — Геотектоника, № 1.
- Муратов М.В. 1966. Сравнительная тектоника фундамента древних платформ и история их формирования. — Изв. высш. учебн. завед., геол. и разв., № 3.
- Муратов В.М. 1970. Геосинклинальные складчатые системы докембрия и некоторые особенности их развития. — Геотектоника, № 2.
- Муратов М.В. 1971. Чехол основания срединных массивов и его роль в строении геосинклинальных складчатых систем. — В кн.: Проблемы теоретической и региональной тектоники. М., "Наука".
- Муратов М.А. 1974. Строение и развитие срединных массивов геосинклинальных складчатых областей. — Геотектоника, № 3.
- Муратов М.В. 1975. Среднеевропейская плита и ее соотношение с Восточно-Европейской платформой. — Бюлл. МОИП, отдел. геол., т. L, вып. 3.
- Муратов М.В., Микунов М.Ф., Чернова Е.С. 1962. Основные этапы тектонического развития Русской платформы. — Изв. высш. учебн. завед., геол. и разв., № 11.
- Муратов М.В., Пуцаровский Ю.М., Херасков Н.П., Янишин А.Л. 1966. Основные различия разновозрастных геосинклинальных систем и складчатых сооружений Евразии. — В кн.: Тектоника Евразии. М., "Наука".
- Нагибина М.С. 1963. Тектоника и магматизм Монголо-Охотского пояса. — Труды ГИН АН СССР, вып. 79.
- Наливкин В.Д., Куликов Ф.С., Морозов С.Г., Слепов Ю.Н. 1964. Новый крупный авлакоген на востоке Урало-Поволжья. — Геол. нефти и газа, № 3.
- Наливкин В.Д., Розанов Л.Н., Фотиади Э.Э., Егоров С.П., Енгуразов И.И., Ковалевский Ю.С., Козаченко А.А., Кондратьева М.Г., Кузнецов Г.А., Куликов Ф.С., Любов В.А., Софроницкий П.А. 1956. Волго-Уральская нефтеносная область. Тектоника. — Труды ВНИГРИ, вып. 100.
- Наливкина Э.Б. 1966. О фундаменте раннепротерозойских эвгеосинклиналей. — Геотектоника, № 2.
- Наливкина Э.Б., Дьякова А.Я. 1970. О базальтовом слое континентов и природе сейсмических границ в его пределах. — Сов. геол., № 4.
- Неволин Н.В. 1957. Геологическое значение гравитационных и магнитных аномалий центральных и восточных районов Русской платформы. — Геол. нефти, № 3.
- Неволин Н.В. 1971а. Основные черты геологического строения фундамента Восточно-Европейской платформы. — В кн.: Изучение геологического строения Восточно-Европейской платформы геофизическими методами. М., "Недра".
- Неволин Н.В. 1971б. Тектоника дорифейских образований Восточно-Русской впадины. — Там же.
- Неволин Н.В., Богданова С.В., Лапинская Т.В., Подоба Н.В., Ртищева В.Ф., Серова А.Д. 1968. Основные черты строения фундамента Восточно-Европейской платформы. — В кн.: Доклады советских геологов на XXIII сессии Международного геологического конгресса. Проблема 5. Геологические результаты прикладной геофизики. М., "Недра".
- Неволин Н.В., Веселовская М.М. 1972. Главные черты геологического строения и формационный анализ метаморфических и магматических пород докембрия Московской синеклизы и севера Русской плиты. — В кн.: Тезисы доклада на Втором петрографическом совещании по Европейской части СССР. Воронеж. Нефтяные месторождения Второго Баку. 1948. М.—Л., Гостоптехиздат.
- Никитина Л.П., Хильтова В.Е., Шулешко И.К. 1968. Архей. Восточно-Саянская складчатая область. — В кн.: Геохронология докембрия Сибирской платформы и ее складчатого обрамления. Л., "Наука".
- Николаевский А.А. 1968. Глубинное строение восточной части Сибирской платформы и ее обрамления. М., "Наука".
- Николаевский А.А. 1969. Глубинное строение восточной части Сибирской платформы и складчатых областей северо-востока СССР по геофизическим данным. — Автореф. докт. дисс. Новосибирск.
- Новикова А.С. 1965. О строении Восточно-Европейской платформы в протерозое. — Геотектоника, № 1.
- Новикова А.С. 1969. Элементы тектоники глубинного докембрия основания Восточно-Европейской платформы. — Докл. АН СССР, 188, № 2.
- Новикова А.С. 1971. Тектоника основания Восточно-Европейской платформы. — Труды ГИН АН СССР, вып. 237.
- Новикова А.С. 1975. Зоны метабазитов в фундаменте Восточно-Европейской платформы. Труды ГИН, вып. 265, "Наука".
- Обручев В.А. 1923–1924. Краткий очерк тектоники Сибири. Орогенические циклы. Структурные элементы и системы складок. — Бюлл. МОИП, отд. геол., 2, вып. 3.
- Обручев С.В. 1932–1933. Тунгусский бассейн (южная и западная части), т. 1–2. — Труды Всес. геол.-развед. объедин., вып. 164, 178.
- Овчинников Л.Н., Гаррис М.А. 1960. Абсолютный возраст геологических образований Урала и Приуралья. — В кн.: Доклады советских геологов на XXI

- сессии Международного геологического конгресса. Проблема 3. Определение абсолютного возраста дочетвертичных формаций. М., "Наука".
- Овчинников Л.Н., Дунаев В.А., Краснобаев А.А. 1964. Материалы к абсолютной геохронологии Урала. — В кн.: Доклады советских геологов на XXII сессии Международного геологического конгресса. Проблема 3. Абсолютный возраст геологических формаций. М., "Наука".
- Огаринцов И.С., Хатянов Ф.И. 1962. К вопросу о восточной границе складчатого основания Русской платформы и ее тектонические связи с Уральской герцинской областью. — Докл. АН СССР, 143, № 3.
- Озерская М.Л. 1955. Физические свойства пород кристаллического фундамента. — Прикл. геол., вып. 13.
- Океан. 1971. М., "Мир".
- Осада М.А. 1968. Структура поверхности фундамента Большеземельской тундры по геофизическим данным. — Геотектоника, № 1.
- Оффман П.Е. 1946. О происхождении валов восточной части Русской платформы в связи с исследованиями на Среднем Тимане. — Изв. АН СССР, серия геол., № 4.
- Оффман П.Е. 1959. Тектоника и вулканические трубки центральной части Сибирской платформы. — В кн.: Тектоника СССР, т. 4, М., Изд-во АН СССР.
- Оффман П.Е. 1961. Происхождение Тимана. — Труды ГИН АН СССР, вып. 58.
- Павловский Е.В. 1953. О некоторых общих закономерностях развития земной коры. — Изв. АН СССР, серия геол., № 5.
- Павловский Е.В. 1956. Тектоника Саяно-Байкальского нагорья. — Изв. АН СССР, серия геол., № 10.
- Павловский Е.В. 1959. Зоны перикратонных опусканий — платформенные структуры первого порядка. — Изв. АН СССР, серия геол., № 12.
- Павловский Е.В. 1960. Поздний докембрий (верхний протерозой) Западного и Восточного Прибайкалья. — В кн.: Доклады советских геологов на XXI сессии Международного геологического конгресса. Проблема 8. Стратиграфия позднего докембрия. М., Изд-во АН СССР.
- Павловский Е.В. 1962. О специфике стиля тектонического развития земной коры в раннем докембрии. — Труды Вост.-Сиб. геол. ин-та СО АН СССР, серия геол., вып. 5.
- Павловский Е.В. 1964. Происхождение и развитие древних платформ. М., "Наука".
- Павловский Е.В. 1967. Тектонические аспекты проблемы анортозитов. — Геотектоника, № 5.
- Павловский Е.В. 1970. Ранние стадии развития земной коры. — Изв. АН СССР, серия геол., № 5.
- Палей И.П. 1963. Основные черты тектоники Балтийского щита. — Труды ГИН АН СССР, вып. 92.
- Панкратов А.П., Сувилова А.В., Фирсова Д.Б. 1964. Глубинное строение Северо-Каспийской синеклизы и структуры зоны Хобдинского максимума. — В кн.: Вопросы сравнительной тектоники древних платформ. М., "Наука".
- Пап А.М. 1964. Краткий очерк геологии кристаллического фундамента Белоруссии. — Сов. геол., № 8.
- Пап А.М. 1971. Очерк стратиграфии докембрия Белоруссии. — Докл. АН СССР, серия геол., 201, № 7.
- Пап А.М. 1972. Формационное деление докембрия Белоруссии. — Докл. АН СССР, 206, № 3.
- Педашенко А.И. 1959. Кристаллический фундамент средней части Русской платформы. М., Гостоптехиздат.
- Пейве А.В. 1956. Общая характеристика, классификация и пространственное расположение глубинных разломов. — Изв. АН СССР, серия геол., № 1.
- Пейве А.В. 1961. Тектоника и магматизм. — Изв. АН СССР, серия геол., № 3.
- Пейве А.В. 1967. Разломы и тектонические движения. — Геотектоника, № 5.
- Пейве А.В. 1969. Океаническая кора геологического прошлого. — Геотектоника, № 4.
- Пейве А.В., Штрейс Н.А., Книппер А.Л., Марков М.С., Богданов Н.А., Перфильев А.С., Руженцев С.В. 1971а. Океаны и геосинклинальный процесс. — Докл. АН СССР, 196, № 3.
- Пейве А.В., Штрейс Н.А., Перфильев А.С., Поспелов И.И., Руженцев С.В., Самыгин С.Г. 1971б. Структурное положение гипербазитов на западном склоне Южного Урала. — В кн.: Проблемы теоретической и региональной тектоники. М., "Наука".
- Пейве А.В., Штрейс Н.А., Москаковский А.А., Перфильев А.С., Руженцев С.В., Богданов Н.А., Буртман В.С., Книппер А.Л., Макарычев Г.И., Марков М.С., Суворов А.И. 1972. Палеозойды Евразии и некоторые вопросы эволюции геосинклинального процесса. — Сов. геол., № 12.
- Петрова Г.Н. 1967. Связь сейсмических процессов с магнитным полем Земли. — Земля и Вселенная, № 6.
- Петрова Г.Н., Юхновец Н.И. 1953. Изменение магнитных свойств горных пород в зоне разломов. — Изв. АН СССР, серия геол., № 2.
- Пожарынский В., Томчик Г. 1968. Структурно-фациальные зоны в палеозое северной и восточной Польши. — Вест. МГУ, геол., № 2.
- Погребницкий Ю.Е. 1971. Палеотектонический анализ Таймырской складчатой системы. — Труды НИИГА, 166.
- Погребницкий Ю.Е. 1974. Происхождение и геологическое развитие Северного Ледовитого океана и его шельфовых морей. — В кн.: Геотектонические предпосылки к поискам полезных ископаемых на шельфе Северного Ледовитого океана. — Труды НИИГА.
- Полищук В.Д. 1964. Тектоника и магматизм докембрия Курской магнитной аномалии. — В кн.: Тектоника, магматизм и закономер-

- ности размещения рудных месторождений. М., "Наука".
- Полканов А.А. 1937. Краткий обзор дочетвертичной геологии Кольского полуострова. — В кн.: Международный геологический конгресс. XVIII сессия. Путеводитель. Северные экскурсии, Кольский полуостров. М. — Л.
- Полканов А.А., Герлинг Э.К. 1960. Геохронология докембрия Балтийского щита. — В кн.: Доклады советских геологов на XXI сессии Международного геологического конгресса. Проблема 3. Определение абсолютного возраста дочетвертичных геологических формаций. М., Изд-во АН СССР.
- Половинкина Ю.Ир. 1960. История геологического развития Украинского кристаллического массива. — В кн.: Доклады советских геологов на XXI сессии Международного геологического конгресса. Проблема 9. Стратиграфия и корреляция докембрия. М., "Наука".
- Поляк Б.Г., Смирнов Я.Б. 1966. Тепловой поток на континентах. — Докл. АН СССР, 168, № 1.
- Померанцева И.В. 1961. Результаты работ по изучению строения кристаллической толщи земной коры в некоторых районах юго-востока Русской платформы. — Прикл. геол., № 31.
- Померанцева И.Д., Маргоцьева М.В. 1962. К вопросу о природе волн, регистрируемых при глубинном сейсмическом зондировании. — В кн.: Глубинное сейсмическое зондирование земной коры в СССР. Л., Гостехиздат.
- Поротова Г.А., Сипакова М.С. 1963. О геологической интерпретации глубинных магнитных аномалий Кольского полуострова. — Зап. Ленингр. горн. ин-та, 46, № 2.
- Постельников Е.С. 1971. Байкальский орогенез (на примере Енисейского края). — Автореф. канд. дисс. М.
- Природа сейсмических границ в земной коре. 1971. М., "Наука".
- Пруга Ю.А., Савинский К.А., Коган А.Б., Смирнова Т.Г., Штутин И.М. 1973. Строение земной коры Тунгусской синеклизы. — Сов. геол., № 10.
- Пузырев Н.Н., Вольвовский И.С., Косминская И.П. 1970а. Глубинные сейсмические исследования в Западной Сибири. М., "Наука".
- Пузырев Н.Н., Косминская И.П., Вольвовский И.С. 1970б. Общие сведения о схемах наблюдения в ГСЗ. — В кн.: Глубинные сейсмические исследования в Западной Сибири. (Труды Ин-та геол. и геофиз. СО АН СССР, вып. 93). М., "Наука".
- Пучков В.Н. 1971. Структурные связи Приполярного Урала и смежной части Русской платформы. — Автореф. канд. дисс. Сыктывкар.
- Пушаровский Ю.М. 1960а. Некоторые общие проблемы тектоники Арктики. — Изв. АН СССР, серия геол., № 9.
- Пушаровский Ю.М. 1960б. Приверхолинский краевой прогиб и мезозонды северо-восточной Азии. — В кн.: Тектоника СССР, т.5. М., Изд-во АН СССР.
- Пушаровский Ю.М. 1971. Тектонические карты: обобщение опыта составления. — В кн.: Проблемы теоретической и региональной тектоники. М., "Наука".
- Пятницкий В.К., Шантар Э.А. 1974. Новые представления о глубинном строении юго-западной части Сибирской платформы. — Геол. и геоф., № 3.
- Пятницкий В.К., Штутин И.М. 1975. Новые представления о строении земной коры Сибирской платформы. — Докл. АН СССР, серия геол., т. 223, № 3.
- Рабкин М.И. 1960. Докембрий Анабарского щита. — В кн.: Доклады советских геологов на XXI сессии Международного геологического конгресса. Проблема 9. Стратиграфия и корреляция докембрия. М. — Л., Изд-во АН СССР.
- Рабкин М.И., Вишневецкий А.Н. 1968. Архей. Анабарский щит. — В кн.: Геохронология докембрия Сибирской платформы и ее складчатого обрамления. Л., "Наука".
- Разницын В.А. 1964. Тектоника Южного Тимана. М., "Наука".
- Резанов И.А. 1962. О геологической интерпретации профиля глубинного сейсмического зондирования Магадан — Колыма. — Изв. АН СССР, серия геол., № 7.
- Ремпель Г.Г., Пятницкий В.К. 1967. Рельеф поверхности кристаллического фундамента Сибирской платформы. — Докл. АН СССР, 172, № 5.
- Роджерс Дж. 1968. Некоторые вопросы тектоники Аппалачей. — Геотектоника, № 3.
- Розанов Л.Н., Сейфуль-Мулюков Р.Б., Левин Л.Э., Сальман Г.Б. 1965. Тектоника и нефтегазоносность востока Русской платформы. М., "Недра".
- Рудник В.А., Соботович Э.В. 1971. Свинцово-изохронный метод стратиграфического анализа (на примере докембрия Алданского щита). — Докл. АН СССР, № 4.
- Рябенко А.А. 1968. Основные элементы тектоники Украинского щита. — Докл. АН УССР, серия Б, вып. 7.
- Рябой В.З. 1966. Строение земной коры и верхней мантии по профилю ГСЗ Копетдаг — Аральское море. — Сов. геол., № 5.
- Саваренский Е.Ф. 1966. Изучение внешней оболочки Земли по объемным сейсмическим волнам. — Изв. АН СССР, физика Земли, № 3.
- Савинский К.А. 1965. Некоторые особенности древнего структурного плана южной части Сибирской платформы. — Сов. геол., № 2.
- Савинский К.А. 1969. Глубинная структура Сибирской платформы по геофизическим данным. — Автореф. докт. дисс. Л.
- Савинский К.А., Александров В.К., Мордовская Т.В., Оценков Ю.С., Данилов Ф.В. 1971. К проблемам границ Сибирской платформы. — Геол. и геоф., № 4.
- Салон Л.И. 1958. Основные черты тектонического развития территории СССР. Архейская и протерозойская эра. — В кн.: Геологическое строение СССР, т.3. М., Госгеолтехиздат.

- Салон Л.И. 1960. История геологического развития докембрийской геосинклинальной системы байкалид. — В кн.: Доклады советских геологов на XXI сессии Международного геологического конгресса. Проблема 9. Стратиграфия и корреляция докембрия. М.—Л., Изд-во АН СССР.
- Салон Л.И. 1964. Геология Байкальской горной области, т.1. М., "Недра".
- Салон Л.И. 1970. Пересмотр геохронологической шкалы докембрия. Статья 2. Возрастные границы групп докембрия Канадского щита и Южной Америки. — Бюлл. МОИП, отд. геол., 45, вып. 5.
- Салон Л.И. 1971. Два типа структур докембрия: гнейсовые складчатые овалы и гнейсовые купола. — Бюлл. МОИП, отд. геол., 46, вып. 4.
- Свицельский Н.И. 1932. Железорудные месторождения Кривого Рога. — Труды Всес. геол.-развед. объедин., вып. 153.
- Семененко Н.П. 1964. Украинский щит. — В кн.: Тектоника Европы. М., "Наука" — "Недра".
- Семененко Н.П. 1972. Сопоставление докембрия фундамента Украины и Балтийского щита. — Геотектоника, № 5.
- Семененко Н.П., Бурксер Е.С., Ивантишин М.Н. 1960. Возрастные группы минерализации пород Украины в абсолютном летоисчислении. — В кн.: Доклады советских геологов на XXI сессии Международного геологического конгресса. Проблема 3. Определение абсолютного возраста дочетвертичных геологических формаций. М., Изд-во АН СССР.
- Семихатов М.А. 1962. Рифей и нижний кембрий Енисейского края. — Труды АН СССР, вып. 68.
- Семихатов М.А. 1964. К проблеме протерозоя. — Изв. АН СССР, серия геол., № 2.
- Семихатов М.А. 1974. Стратиграфия и геохронология протерозоя. — Труды ГИН АН СССР, вып. 256.
- Сергеева Э.И. 1964. Ритмичность и цикличность осадконакопления позднего докембрия Кольского полуострова. — Вестн. Ленингр. ун-та, № 6.
- Сéroва А.Д., Козлова Е.Ф., Неволлин Н.В. 1971. Гравиметрия. — В кн.: Изучение геологического строения Восточно-Европейской платформы геофизическими методами. М., "Недра".
- Симоенко Т.Н. 1962. О привлечении данных магнитометрии для целей выяснения глубинного строения земной коры платформенных областей. — Сов. геол., № 8.
- Симоенко Т.Н. 1963. Аномальное магнитное поле СССР. — В кн.: Аэромагнитная съемка в геологии. М., Госгеолтехиздат.
- Симоенко Т.Н. 1967. Магнитные аномалии и положение глубинных границ земной коры. — В кн.: Вопросы физики Земли, вып. 19. Киев, "Наукова думка".
- Симоенко Т.Н. 1968. Магнитное поле кристаллической оболочки Земли. — В кн.: Доклады советских геологов на XXII сессии Международного геологического конгресса. Проблема 1. Кора и верхняя мантия. М., "Наука".
- Симоенко Т.Н., Голуб Д.Н., Горшкова Т.А. 1970. Аномальное магнитное поле Западной Европы. — В кн.: Тезисы докладов VIII конференции по вопросам постоянного геомагнитного поля, магнетизма горных пород и палеомагнетизма, ч. 1. М.
- Симоенко Т.Н., Толстихина М.М. 1963. К вопросу о сочленении Урала и Русской платформы. — Труды ВСЕГЕИ, новая серия, № 85.
- Симоенко Т.Н., Толстихина М.М. 1965. Некоторые закономерности глубинного строения территории СССР. — Сов. геол., № 4.
- Ситдинов Б.С. 1968. Петрография и строение кристаллического фундамента Татарской АССР. Казань, Изд-во Казанск. ун-та.
- Смирнов А.Д., Алтухов Е.Н., Булдаков В.В., Леонтьев В.В., Недумов И.В. 1967. Рифиды юга Сибири и структурная позиция их пергамитов. М., "Наука".
- Смирнов А.Д., Булдаков В.В. 1962. Интрузивные комплексы Восточного Саяна. М., Изд-во АН СССР.
- Смирнов Я.Б. 1967. Тепловая энергия Земли и ее геологические проявления. — Докл. АН СССР, 177, № 2.
- Соболев В.С. 1936. Петрология траппов Сибирской платформы. — Труды Аркт. ин-та № 3.
- Соболев В.С. 1962. Особенности вулканических проявлений на Сибирской платформе и некоторые общие вопросы геологии. — Геол. и геоф., № 7.
- Соболев И.Д. 1968. Основные черты глубинного строения Урала. — В кн.: Глубинное строение Урала. М., "Наука".
- Соколов В.А. 1972. История геологического развития среднего протерозоя Карелии. — Геотектоника, № 5.
- Соколов В.Л. 1962. Некоторые черты унаследованности в развитии структуры осадочного покрова юго-востока Русской платформы. — В кн.: Материалы по тектонике Нижнего Поволжья. Л., Гостоптехиздат.
- Соколов К.П. 1956. Геологическое истолкование магниторазведочных данных. М., Госгеолтехиздат.
- Соколовский С., Зноско Г. 1964. Область герцинской складчатости в пределах Польши. — В кн.: Тектоника Европы. М., "Наука" — "Недра".
- Соллогуб В.Б. 1970. Структура земной коры Украины. — Геофизический сборник, вып. 38, Киев, "Наукова думка".
- Соллогуб В.Б., Павленкова Н.И., Чекунов А.В., Хилинский Л.А. 1966. Глубинное строение земной коры вдоль меридионального пересечения Черное море — Воронежский массив. — В кн.: Проблемы физики Земли. Геофиз. сб., вып. 15. Киев, "Наукова думка".
- Соллогуб В.Б., Трипольский А.А. 1969. Некоторые данные о глубинном строении земной коры по профилю ГСЗ Таганрог — Кировоград. — Геофиз. сб., вып. 31. Киев, "Наукова думка".

- Соллогуб В.Б., Чекунов А.В., Павленкова Н.И. 1970. Строение и эволюция земной коры Украины и сопредельных регионов. — Сов. геол., № 5.
- Соловьева И.А. 1971. Геофизические данные о строении земной коры древних платформ Северного полушария. — В кн.: Глубинная тектоника древних платформ северного полушария. (Труды ГИН АН СССР, вып. 209).
- Соловьева Н.М. 1968. Магнитное поле. — В кн.: Геологическое строение СССР, т.2. М., "Недра".
- Спижарский Т.Н. 1958. Сибирская платформа. — В кн.: Геологическое строение СССР, т.3. М., Госгеолтехиздат.
- Спижарский Т.Н. 1964. Сибирская платформа, ее возникновение и история развития. В кн.: Вопросы сравнительной тектоники древних платформ. М., "Наука".
- Стенарь М.М. 1972. Тектоническое развитие архейского комплекса Карелии (беломориды Западного Беломорья). — Геотектоника, № 5.
- Стоквелл К.Х. 1967. Тектоническая карта Канадского щита. — В кн.: Тектонические карты континентов на XXII сессии Международного геологического конгресса. М., "Наука".
- Страхов В.Н. 1970. О состоянии и задачах математической интерпретации магнитных и гравитационных аномалий. — Изв. АН СССР, физика Земли, № 5.
- Субботин С.И., Наумчик Г.Л., Рахимова И.Ш. 1968. Мантия Земли и тектогенез. Киев, "Наукова думка".
- Субботин С.И., Соллогуб В.Б., Чекунов А.В., Хаин В.Е., Славин В.И. 1971. Некоторые вопросы строения и эволюции земной коры. — В кн.: Строение земной коры центральной и юго-восточной Европы. Киев, "Наукова думка".
- Субботин С.И., Соллогуб В.Б., Чекунов А.В., Чирвинская М.В., Турчаненко Н.Т., Гаркаленко И.А. 1968. Новые данные о строении земной коры Украины (по геофизическим исследованиям). — В кн.: Доклады советских геологов на XXIII сессии Международного геологического конгресса. Проблема 5. Геологические результаты прикладной геофизики. М., "Наука".
- Суворов А.И. 1968. Закономерности строения и формирования глубинных разломов. М., "Наука".
- Суворов А.И. 1973. Глубинные разломы платформ и геосинклиналей. М., "Недра".
- Судовиков Н.Г., Глебовицкий В.А., Сергеев А.С., Петров В.П., Харитонов А.Л. 1970. Геологическое развитие глубинных зон подвижных поясов (Северное Приладожье). Л., "Наука".
- Сурков В.С. 1968. Геотектоническое районирование фундамента Западно-Сибирской плиты. — Сов. геол., № 8.
- Сурков В.С., Жеро О.Г., Уманцев Д.Ф. 1968. Геологическое строение фундамента Западно-Сибирской плиты. — В кн.: Доклады советских геологов на XXIII сессии Международного геологического конгресса. Проблема 5. Геологические результаты прикладной геофизики. М., "Наука".
- Тарков А.П., Чамо С.С., Надежда Л.И. 1971. Строение кристаллической коры и подкорового слоя Воронежского массива по материалам глубинного сейсмического зондирования. — Докл. АН СССР, 198, № 1.
- Тальвирский Д.Б., Яганцев Э.М., Млотэк В.И., Богданов М.С. 1971. Методика и результаты комплексной интерпретации геофизических полей в пределах Тунгусской синеклизы. — Геол. и геоф., № 4.
- Тетяев М.М. 1938. Геотектоника СССР. Л.—М., ГОНТИ.
- Тектоника Евразии. 1966. (Объяснительная записка к Тектонической карте Евразии, м-б 1:5 000 000). М., "Наука" — "Недра".
- Тектоническая карта Сибири и Дальнего Востока. 1965. М-б 1:10 000 000, под ред. Э.Э.Фотиади. М., ГУГК.
- Тектоническая карта СССР. Масштаб 1:4 000 000. 1953. Под ред. Н.С. Шатского. М., ГУГК.
- Тектоническая карта СССР и сопредельных стран. М-б 1:5 000 000. 1956. Под ред. Н.С. Шатского. М., Госгеолтехиздат.
- Тектоническая карта полярных областей Земли. 1969. М., ГУГК.
- Тимергазин К.Р. 1957. Кристаллический фундамент Западной Башкирии. — Геол. нефти, № 6.
- Тихонович Н.Н. 1946. О структуре Тиманского крижа. — Бюлл. МОИП, отд. геол., 21, вып. 6.
- Тихомиров С.Н. 1966. Краткий геолого-петрографический очерк кристаллического фундамента Ленинградской области. — Труды ВСЕГЕИ, новая серия, 114.
- Тимофеев В.И., Маршинцев В.К. 1970. О составе и возрасте фундамента Вилкойской синеклизы. — В кн.: Тектоника Сибири, т.3. М., "Наука".
- Торстейнссон О., Тозер Е.Т. 1964. Структурная история Канадского щита арктического архипелага с докембрийского времени. — В кн.: Геология Арктики. М., "Мир".
- Толстихина М.М. 1952. Девонские отложения центральной части Русской платформы и развитие ее фундамента в палеозое. М., Госгеолтехиздат.
- Тугаринов А.И., Бибикина Е.В., Горощенко Г.Л. 1968. О возрасте гранулитов Балтийского щита. — Геохимия, № 9.
- Тугаринов А.И., Войткевич Г.В. 1966. Докембрийская геохронология материков. М., "Недра".
- Тугаринов А.И., Войткевич Г.В. 1970. Докембрийская геохронология материков. Изд. 2-е М., "Недра".
- Турчанинов И.А., Марков Г.А. 1966. Влияние новейшей тектоники на напряженное состояние пород в Хибинских апатитовых рудниках. — Изв. АН СССР, физика Земли, № 8.
- Туголесов Д.А. 1970. Структура поверхности докембрийского фундамента Сибирской платформы. — Сов. Геол., № 8.
- Тяпкин К.Ф., Попович В.С. 1965. Использование гравиразведки и магниторазведки

- для изучения тектоники Среднего Приднепровья, УКШ. — Изв. Днепрпетр. горн. ин-та, 46.
- Удинцев Г.Б. 1968. Геоморфология и тектоника дна океана. — В кн.: Основные проблемы океанологии. (2-ой Международный океанографический конгресс). М., "Наука".
- Удинцев Г.Б. 1969. Рельеф и тектоника дна океана. — Океанология, № 5.
- Удинцев Г.Б. 1972. Геоморфология и тектоника дна Тихого океана. М., "Наука".
- Уилсон М. 1968. Докембрий Канады (Канадский штат). — В кн.: Докембрий Канады, Гренландия, Британских островов и Шпицбергена. М., "Мир".
- Уразаев И.М. 1969. Строение и состав земной коры в Волго-Камском районе по геомагнитным данным. — Изв. АН СССР, физика Земли, № 3.
- Урванцев Н.Н. 1974. Северо-Сибирская никеленосная область. — Геол. и геоф., № 3.
- Урванцев Н.Н., Старицына Г.Н., Томазовская Ю.Н. 1972. Геолого-тектонические особенности формирования траппового магматизма Сибирской платформы. — Геол. и геоф., № 11.
- Федынский В.В. 1951. Гравитационная характеристика предгорных и межгорных впадин в геосинклиналях. — В кн.: Вопросы литологии и стратиграфии СССР. М., Изд-во АН СССР.
- Федынский В.В. 1964. Разведочная геофизика. М., "Недра".
- Федынский В.В., Гайнанов А.Г., Ушаков С.А. 1970. Геофизические исследования глубинного строения дна морей и океанов. — Вестн. МГУ, геология, № 2.
- Федоровский В.С., Лейтес А.М. 1968. О геосинклинальных трогах в раннем протерозое Олекмо-Витимской горной страны. — Геотектоника, № 4.
- Физика земной коры и верхней мантии. 1966. М., "Мир".
- Флоренский В.П. 1955. Протерозойские сланцы и железистые кварциты востока Русской платформы. — Докл. АН СССР, 105, № 5.
- Флоренский В.П., Лапинская Т.А. 1952. О кристаллических породах основания Русской платформы по данным глубокого бурения. — Нефт. хоз-во, № 8.
- Флоренская Т.В., Никишин В.И. 1970. Кристаллический фундамент и ранние этапы тектогенеза Марковского поднятия. — В кн.: Тектоника Сибири, т.3. М., "Наука".
- Фотиади Э.Э. 1958. Геологическое строение Русской платформы по данным региональных геофизических исследований и опорного бурения. — Труды ВНИИГеофизики, вып.4. М.
- Фотиади Э.Э. 1961. Основные черты тектонического строения Сибири и Дальнего Востока в свете данных региональных геологических и геофизических исследований. — Геол. и геоф., № 10.
- Фотиади Э.Э. 1967. Крупные черты тектонического строения Сибири в свете региональных геологических и геофизических данных. — Труды СНИИГГиМС, вып. 57.
- Фотиади Э.Э., Каратаев Г.И. 1963. Строение земной коры Сибири и Дальнего востока по данным региональных геофизических исследований. — Геол. и геоф., № 10.
- Фотиади Э.Э., Кузнецов Г.Ф. 1964. Новые представления о глубинном геологическом строении западной части Сибирской платформы по данным геофизических исследований и перспективы ее нефтегазоносности. — Там же.
- Фотиади Э.Э., Моисеенко Ф.С. 1967. Основные черты тектонического строения Сибири и Дальнего Востока в свете геологических и геофизических данных. — В кн.: Геологические результаты геофизических исследований в Сибири и на Дальнем Востоке. Новосибирск, "Наука".
- Фотиади Э.Э., Сурков В.С. 1967. Строение складчатого фундамента Западно-Сибирской плиты. — Сов. геол., № 2.
- Фрадкин Г.С. 1961. К вопросу о тектоническом строении Сунтарского поднятия. — В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Якутской АССР, вып.6. Якутск, Якут. книжн. изд-во.
- Фрадкин Г.С. 1962. Тектоника западной части Вилуйской впадины. — В кн.: Тектоника Сибири, т.1. Новосибирск, Изд-во СО АН СССР.
- Фролова Н.В. 1961. Вопросы стратиграфии, регионального метаморфизма и гранитизации архея Южной Якутии и Восточной Сибири. — В кн.: Геология и петрология докембрия. (Труды Вост.-Сиб. фил. СО АН СССР, серия геол., вып. 5). М., Изд-во АН СССР.
- Фролова Н.В. 1962. Предполагаемое строение архейского фундамента юго-востока Восточной Сибири. — Изв. АН СССР, серия геол., № 8.
- Фрумкин И.М. 1970. Направленность геологического развития земной коры Алданского щита в архейское время. — В кн.: Тектоника Сибири, т.3. М., "Наука".
- Фрумкин И.М., Нужнов С.В. 1968. Основные проблемы геологии архея Алданского щита. — В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Якутии, вып.18. Якутск.
- Хаин В.Е. 1964. Общая геотектоника. М., "Недра".
- Хаин В.Е. 1970а. О соотношении древних платформ, плит молодых платформ и так называемых областей заверченной складчатости. — Бюлл. МОИП, отд. геол., 45, вып.2.
- Хаин В.Е. 1970б. Современные представления о происхождении геосинклинальной складчатости. — Геотектоника, № 3.
- Хаин В.Е. 1971а. Место процессов океанообразования в тектонической эволюции Земли. — В кн.: История Мирового океана. М., "Наука".
- Хаин В.Е. 1971б. Региональная геотектоника, Северная и Южная Америка, Антарктида и Африка. М., "Недра".
- Хаин В.Е. 1973. О новой глобальной тектонике. — В кн.: Проблемы глобальной тектоники. М., "Наука".

- Хаин В.Е., Рошкован Г.Р. 1969. Развитие Африканской платформы в раннем докембрии. — Изв. высш. учеб. завед., геол. и разв., № 5.
- Халевин Н.И. 1967. О строении земной коры Русской платформы, Урала и Западно-Сибирской низменности. — В кн.: Строение земной коры Урала. Геофиз. сб., № 5. Свердловск.
- Халевин Н.И., Дружинин В.С., Долгих В.В. 1968. Элементы строения Среднего Урала по данным комплексных геофизических исследований. — В кн.: Глубинное строение Урала. М., "Наука".
- Харитонов Л.Я. 1960. Стратиграфия протерозоя Карелии, Кольского полуострова и сопредельных стран Балтийского щита и его структурное расчленение. — В кн.: Доклады советских геологов на XXI сессии Международного геологического конгресса. Проблема 9. Стратиграфия и корреляция докембрия. М., Изд-во АН СССР.
- Харланд У.Б. 1964. Схема структурной истории Шпицбергена. — В кн.: Геология Арктики. М., "Мир".
- Харланд У.Б. 1967. Проверка фактами теории мобилизма. — Уч. зап. НИИГА, регион. геол., вып. 10.
- Херасков Н.П. 1963. Некоторые общие закономерности в строении и развитии структуры земной коры. — Труды ГИН АН СССР, вып. 91.
- Хесс Х. 1969. Средиземно-океанические хребты и тектоника дна океана. — В кн.: Геология и геофизика морского дна. М., "Мир".
- Хольтедаль У. 1957. Геология Норвегии, т. I. М., ИЛ.
- Хольтедаль У. 1964. Каледониды Норвегии. — В кн.: Тектоника Европы. М., "Наука" — "Недра".
- Хортон С.У., Хемпкинс У.Б., Хоффман А.А. Дж. 1966. Статистический анализ некоторых аэромагнитных карт северо-запада Канадского щита. — В кн.: Аэромагнитные методы в геофизике. М., "Мир".
- Храмов А.Н. 1967. Магнитное поле в позднем палеозое (анализ мировых палеомагнитных данных). — Изв. АН СССР, физика Земли, № 1.
- Хрычев Б.А., Лысяков Л.М., Альтер С.М., Иванов А.П. 1968. Строение земной коры по профилю Темир-Тау — Куйбышев. — В кн.: Глубинное строение Урала. М., "Наука".
- Цзю З.И. 1964. Основные черты тектонического развития Тимано-Печорской провинции. — В кн.: Геология нефти и газа северо-востока Европейской части СССР, вып. 1. М., "Недра".
- Циркульников М.Я., Чель Э.К., Шустова Л.Е., Сокол Р.С. 1968. Глубинное строение земной коры в восточной части Балтийского щита. — В кн.: Глубинное строение восточной части Балтийского щита. Л., "Наука".
- Чамо С.С., Мурашев Н.В., Вожжова И.И., Зиньковский В.Е. 1972. О слоистости кристаллического фундамента Русской плиты по сейсмическим данным. — Бюлл. МОИП, отд. геол., 47, № 5.
- Чебаненко И.И. 1963. Основные закономерности разломной тектоники земной коры и ее проблемы. Киев, Изд-во АН УССР.
- Чекунов А.В. 1967. О возможных причинах и механизме образования Днепровско-Донецкой впадины. — Геоф. сб., вып. 17. Киев, "Наукова думка".
- Чекунов А.В. 1970. Некоторые вопросы внутреннего строения земной коры. — Геоф. сб., вып. 34. Киев, "Наукова думка".
- Чекунов А.В., Гаркаленко И.А. 1969. Одесский глубинный разлом и его продолжение на Русской платформе и в Черном море. — Геоф. сб., вып. 31. Киев, "Наукова думка".
- Чернов А.А. 1947. Геологические исследования Северного Тимана. — В кн.: Материалы к познанию геологического строения СССР, вып. 6/10. М.—Л., Изд-во АН СССР.
- Чернов Г.А. 1960. Структура и перспективы нефтегазоносности Тимано-Пайхойской провинции. — Труды Коми фил. АН СССР, № 10.
- Чернов В.М., Инина К.А., Горьковец В.Я., Раевская М.Б. 1970. Вулканогенные железисто-кремнистые формации Карелии. Петрозаводск, "Карелия".
- Черный В.Г. 1967. Стратиграфия и тектоника рифейского складчатого фундамента северо-западной части полуострова Канин. — Бюлл. МОИП, отд. геол., 40, вып. 2.
- Чернышев Ф.Н. 1902. О тектонике Тимана и об отношении Тиманской дислокации к другим областям севера Европы. — Зап. СПб мин. об-ва, 39, вып. 1.
- Чернышев Ф.Н. 1915. Орографический очерк Тимана. — Труды Геол. ком., 12, № 1.
- Чирвинская М.В. 1972. Принципы, методы и главнейшие результаты глубинного картирования по материалам геофизических исследований на примере территории Украинской ССР. — В кн.: Тезисы доклада на Втором петрографическом совещании по Европейской части СССР. Воронеж.
- Чумаков Н.М. 1959. Стратиграфия и тектоника юго-западной части Вилуйской впадины. — Тектоника СССР, т. 4. М., Изд-во АН СССР.
- Шатский Н.С. 1932. Основные черты тектоники Сибирской платформы. — Бюлл. МОИП, отд. геол. 10, вып. 3—4.
- Шатский Н.С. 1935. О тектонике Арктики. — В кн.: Геология и полезные ископаемые севера СССР, т. I. Геология. Л., Главсевморпуть.
- Шатский Н.С. 1937. О тектонике Восточно-Европейской платформы. — Бюлл. МОИП, отд. геол., 15, вып. 1.
- Шатский Н.С. 1938. О тектонике Центрального Казахстана. — Изв. АН СССР, серия геол., № 5—6.
- Шатский Н.С. 1940. К вопросу о возрасте складчатого основания Русской платформы. — Сов. геол., № 10.
- Шатский Н.С. 1945а. О сравнительной тектонике Северной Америки и Восточной



- Европы. — Изв. АН СССР, серия геол., № 4.
- Шатский Н.С.** 19456. Очерк тектоники Волго-Уральской нефтяной области и смежной части западного склона Южного Урала. — Материалы к познанию геологического строения СССР, вып.2 (6). М., Изд-ие МОИП.
- Шатский Н.С.** 1946а. Большой Донбасс и система Вичита. Сравнительная тектоника древних платформ. — Изв. АН СССР, серия геол., № 6.
- Шатский Н.С.** 1946б. Основные черты строения и развития Восточно-Европейской платформы. — Изв. АН СССР, серия геол., № 1.
- Шатский Н.С.** 1947. О структурных связях платформ со складчатыми геосинклинальными областями. — Изв. АН СССР, серия геол., № 5.
- Шатский Н.С.** 1955. О происхождении Пачелмского прогиба. — Бюлл. МОИП, отд. геол., 30, № 5.
- Шатский Н.С.** 1964. О прогибах донецкого типа. — Избр. труды, т.2. М., "Наука".
- Шатский Н.С., Богданов А.А., Янишин А.Л.** 1957. Тектоническая карта СССР и сопредельных стран в масштабе 1: 5 000 000. Объяснительная записка. М., Госгеолгиздат.
- Шейдманн Ю.М.** 1959. Платформы, складчатые пояса и развитие структур Земли. — Труды ВНИИ-1, геология, вып. 49. Магадан.
- Шейдманн Ю.М.** 1960. Великие обновления в тектонической истории Земли. — В кн.: Доклады советских геологов на XXI сессии Международного геологического конгресса. Проблема 18. Структура земной коры и деформации горных пород. М., Изд-во АН СССР.
- Шейдманн Ю.М.** 1970. Развитие земной коры и дифференциация вещества Земли. — Геотектоника, № 4.
- Шоу Е.В.** 1967. Канадские Скалистые горы, их положение во времени и пространстве. — В кн.: Кордильеры Америки. М., "Мир".
- Штак Н.С.** 1962. Новые данные по стратиграфии архейских и протерозойских образований восточной окраины Алданского щита. — В кн.: Материалы по региональной геологии, геологии Алданского щита и некоторых других районов Сибирской платформы. М., Гостеолтехиздат.
- Штех Г.И.** 1965. Глубинное строение и история тектонического развития Вильюйской впадины. М., "Наука".
- Штилле Г.** 1964. Избранные труды. М., "Мир".
- Штилле Г.** 1968. Ассинтская тектоника в геологическом лике Земли. М., "Мир".
- Штрейс Н.А.** 1964. О происхождении Гондваны. — В кн.: Доклады советских геологов на XXII сессии Международного геологического конгресса. Проблема 9. Гондвана. М., "Наука".
- Штрейс Н.А.** 1968. Проблемы связи магматизма со структурами геосинклинальных систем. — В кн.: Доклады советских геологов на XXIII сессии Международного геологического конгресса. Проблема 2. Вулканизм и тектогенез. М., "Наука".
- Штугин Н.М., Савинский К.А., Бережкова О.Ф., Лобачевский И.В.** 1970. Некоторые результаты изучения глубинного строения севера Иркутского амфитеатра станциями "Земля". — Геол. и геоф., № 10.
- Шуркин К.А.** 1968. Главные черты геологического строения и развития восточной части Балтийского щита. — В кн.: Геология и глубинное строение восточной части Балтийского щита. — Л., "Наука".
- Шуркин К.А., Митрофанов Ф.П.** 1970. Магматизм Балтийского щита и фундамента северной части Русской плиты. — Изв. АН СССР, серия геол., № 5.
- Шустова Л.Е.** 1966. Глубинное строение Балтийского щита по данным геофизических исследований. — Сов. геол., № 5.
- Шустова Л.Е., Дедеев В.А., Кратц К.О.** 1973. Глубинная структура земной коры Балтийского щита. Л., "Наука".
- Эскола П.** 1967. Докембрий Финляндии. — В кн.: Докембрий Скандинавии. М., "Мир".
- Эфендиева М.А.** 1967. Рельеф кристаллического фундамента под акваторией Балтийского моря по магнитометрическим данным. — Сов. геол., № 4.
- Яновский Б.М.** 1964. Земной магнетизм, т.1. Л., Изд-во Ленингр. ун-та.
- Янишин А.Л.** 1965. Тектоническое строение Евразии. — Геотектоника, № 5.
- Янишин А.Л.** 1967. Тектоническая карта Евразии. — В кн.: Тектонические карты континентов на XXII сессии Международного геологического конгресса. М., "Наука".
- Янишин А.Л., Гарецкий Р.Г., Наумова С.Н.** 1961. О положении границы Русской платформы к востоку от Каспийского моря. — Бюлл. МОИП, отд. геол., 36, № 4.
- Ярош А.Я.** 1966. О связи гравитационных и магнитных аномалий с геологическим строением восточных районов Русской платформы и Западного Приуралья. — Труды Свердл. горн. ин-та, вып. 47.
- Ярош А.Я., Деметьева Г.Д., Кассин Г.Г.** 1968. Строение поверхности переходного и базальтового слоев земной коры восточных районов Русской платформы. — Труды Свердл. горн. ин-та, вып. 54.
- Ярош А.Я., Кассин Г.Г.** 1968. Строение поверхности Мохоровичича восточных районов Русской платформы. — Труды Свердл. горн. ин-та, вып. 54.
- Яценко М.Л., Вартаевская Э.С., Мануйлова М.М.** 1965. Абсолютный возраст гранитоидов Абчадской интрузии по данным рубидий-стронциевого метода. — Геохимия, № 2.
- Affleck J.** 1963. Magnetic anomaly trend and spacing patterns. — Geophysics, 28, N 3.
- Aldredge L.R.** 1963. A magnetic profile around the world. — J. Geophys. Res., 63, N 12.
- Allingham J.W.** 1964. Low-amplitude aeromagnetic anomalies in south-eastern Missouri. — Geophysics, 29, N 4.
- Arwater T., Menard H.M.** 1970. Magnetic lineations in the North-East Pacific. — Earth and Planet. Sci. Lett., N 5.
- Avery O.E., Burton J.D., Heirtzler J.K.** 1968. An aeromagnetic survey of Norwegian Sea. — J. Geophys. Res., 73, N 14.

- Beall G.H., Hurley P.M., Fairbairn H.W. 1963. Comparison of K-Ar and whole-rock Rb-Sr dating in new Quebec and Labrador. — *Amer. J. Sci.*, 261, N 6.
- Bertrand M. 1887. La chaîne des Alpes et la formation du continent Européen. — *Bull. Soc. géol. France*, ser. 3, 15.
- Bhattacharyya R.K., Morley L.W. 1965. The delineation of deep crustal magnetic bodies from field aeromagnetic anomalies. — *J. Geomagn. and Geoelectr.*, 17, N 3-4.
- Bhattacharyya R.K., Raychandhuri B. 1967. Aeromagnetic and geological interpretation of a section of the Appalachian belt in Canada. — *Canad. J. Earth Sci.*, 4, N 6.
- Blank H.R., McKin J.H. 1967. Geologic interpretation of an aeromagnetic survey of the iron Springs district, Utah. — *U.S. Geol. Surv. Profess. Paper*, N 516-B.
- Bouguer gravity anomaly map of Canada. 1967. Scale: 1 inch to 40 Miles. Produced by the Observatories Branch, Dept. Energy, Mines and Resources.
- Bouguer gravity anomaly map of the United States. 1964. Scale 1: 2500 000. *Amer. Geophys. Union and U.S. Geol. Surv.*
- Bubnoff S. 1926. *Geologie von Europa*, Bd. 1. Berlin.
- Bubnoff S. 1936. *Geologie von Europa*, Bd. 2, Berlin.
- Bubnoff S. 1940. Die Struktur Osteuropas. — *Geol. Rundschau*, 31, H. 7-8.
- Burwash R.A. 1969. Comparative Precambrian geochronology of the North American, European and Siberian shields. — *Canad. J. Earth Sci.*, 6, N 3.
- Burwash R., Krupicka J. 1970. Cratonic reactivation in the Precambrian basement of Western Canada. Pt 2. — *Canad. J. Earth Sci.*, 7, N 5.
- Byerly P., Joesting H.R. 1959. Regional geophysical investigations of the Lisbon Valley area Utah and Colorado. Washington, U.S. Govt. Print. Office.
- Case J.E. 1966. Geophysical anomalies over Precambrian rocks, Northwestern uncompaghe plateau, Utah and Colorado. — *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists*, 50, N 7.
- Catanzaro E.J. 1963. Zircon ages in Southwestern Minnesota. — *J. Geophys. Res.*, 68, N 7.
- Catanzaro E.J., Kulp J.L. 1964. Discordant zircons from little Belt (Montana), Beartooth (Montana) and Santa Catalina (Arizona) Mountains. — *Geochim. et cosmochim. acta*, 2, N 1.
- Christofferson E. 1973. Linear magnetic anomalies in the Colombia basin, Central Caribbean sea. — *Bull. Geol. Soc. America*, 84, N 10.
- Collette B.J., Lagnay R.A., Ritsema A.R., Schouten J.A. 1970. Seismic investigations in the North Sea. — *Geophys. J. Roy. Astron. Soc.*, 19, N 2.
- Cook E.E. 1965. Geophysical operations in the North Sea. — *Geophysics*, 30, N 4.
- Dabrowski A., Karaczun K. 1956. Mapa magnetyczna w skali 1: 1000 000. Warszawa, Inst. Geol.
- Dence M.R., Hartung J.B., Sutter J.E. 1971. Old K-Ar mineral ages from the Grenville Province, Ontario. — *Canad. J. Earth Sci.*, N 11.
- Derry D.R. 1961. Economic aspects of Archean — Proterozoic boundaries. — *Econ. Geol.*, 56, N 4.
- Dewey J.F., Pitman III W.C., Ryan B.F., Bonini J. 1973. Plate tectonics and the evolution of the Alpine system. — *Bull. Geol. Soc. America*, 84, N 10.
- Dimroth E. 1971. The Attikamagen-Ferriman transition in part of the Central Labrador trough. — *Canad. J. Earth Sci.*, 8, N 10.
- Donn W.L., Donn B.D., Wibbur G.V. 1965. On the early history of the Earth. — *Bull. Geol. Soc. America*, 76, N 3.
- Dunbar Ch.O. 1949. *Historical Geology*. N.Y.
- Eldholm O., Ewing J. 1971. Marine geophysical survey in the Southwestern Barents sea. — *J. Geophys. Res.*, 76, N 17.
- Engel A.E.J. 1963. Geologic evolution of North America. — *Science*, 140, N 3563.
- Eskola P. 1932. Conditions during the earliest geological times as indicated by the Archean rocks. — *Ann. Acad. Sci. Fennicae*, Ser. A III, 36, N 4.
- Eskola P. 1936. *Geologisk excursion till sydvästra Finland*. — *Nord. Naturforskarmötet*. Helsingfors, 145.
- Ewing G.N. 1966. Seismic studies on the eastern seaboard of Canada: the Appalachian system, II. — *Canad. J. Earth Sci.*, 3.
- Folinsbee R.E., Lipson J., Reynolds J.H. 1956. Potassium — argon dating. — *Geochim. et cosmochim. acta*, 10, N 1-2.
- Folinsbee R.E., Baadsgaard H., Cumming C.L., Green D.C. 1968. A very ancient island arc. — *Amer. Geophys. Union Monogr.*, N 12.
- Fuller M.D. 1964. Expression of E-W fractures in magnetic surveys in parts of the USA. — *Geophysics*, 29, N 4.
- Garland G.D., Burwash R.A. 1959. Geophysical and petrological study of Precambrian of Central Alberta, Canada. — *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists*, 43, N 4.
- Gastil J. 1960. The distribution of mineral dates in time and space. — *Amer. J. Sci.*, 258, N 1.
- Geologic map of North America. 1965. North America Geologic Map Committee. Scale 1:5 000 000. Washington, U.S. Geol. Surv.
- Geology of Poland. 1970. *Stratigraphy*, v. I, pt 1. Warszawa, Geol. Inst.
- Gibb R.A. 1971. Origin of the great arc of Eastern Hudson Bay: a Precambrian continental drift reconstruction. — *Earth and Planet. Lett.*, 10, N 3.
- Gibb H.A., Walcott R.J. 1971. A Precambrian suture in the Canadian shield. — *Earth and Planet. Lett.*, 10, N 4.
- Gill J.E. 1952. Mountain building in the Canadian Precambrian Shield. — In: *Report of the 18-th Session of Internat. Geol. Congr.*, pt. 13. London.
- Glynn J.C., Henderson J.B. 1970. Archean volcanism and sedimentation in the Slave structural province. — In: *Symposium on Basins and Geosynclines of the Canadian Shields*. Geol. Surv. Canada, Papers 70-40.

- Goldich S.S., Muehlberger W.R., Lidiak E.G.* 1966. Geochronology of the Midcontinent region, United States. — *J. Geophys. Res.*, 71, N 22.
- Goodwin A.M.* 1967. Evolution of the Canadian Shield. — In: Abstracts of Papers. Internat. Meet. Kingston. Canada. Ontario.
- Goodwin A.M.* 1968. Archaean protocontinental growth and early crustal history of the Canadian Shield. — Reports 23rd Session Internat. Geol. Congr., Sect. 1, Upper Mantle. Prague.
- Goodwin A.M., Ridler R.H.* 1970. The Abitibi orogenic belt. — Sympos. on Basins and Geosynclines of the Canadian Shield. Geol. Surv. Canada, Papers 70-71.
- Goodwin A.M., Sklanka R.* 1967. Archaean volcano-tectonic basins: form and pattern. — *Canad. J. Earth Sci.*, 4, N 5.
- Gorbatshev R.* 1971. Aspects and problems of Precambrian geology in Western Sweden. — *Sver. geol. undersökn. Årsbok*, Stockholm, ser. C. NR. 650.
- Green D.C., Baadsgaard H.* 1971. Temporal evolution and petrogenesis of an Archaean crustal sediment of Yellowknife. — *J. Petrol.*, 12, N 1.
- Grey H.A.* 1973. Regional geology of Eastern Canada offshore. — *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists*, 57, N 7.
- Hahn A., Zitzmann A.* 1969. The relation of magnetic anomalies to topography and geologic features. — In: Earth's crust and upper mantle (Geophys. Monogr., N 13). Baltimore.
- Haines G.V., Hannoford W. and Riddiough.* 1971. Magnetic anomalies over British Columbia and the adjacent Pacific Ocean. — *Canad. J. Earth Sci.*, 8, N 3.
- Hamilton W., Pakiser L.C.* 1965. Geologic and crustal cross section of the United States along the 37th parallel. Washington, Miscel. Geol. Invest., map 1-448.
- Hanson G.H., Goldich S.S., Art J.C., Yardley D.H.* 1971. Age of the Early Precambrian rocks of the Saganaga Lake — Northern light lake area, Ontario — Minnesota. — *Canad. J. Earth Sci.*, 8, N 9.
- Haug E.* 1914. *Traité de géologie*, v. I. Les phénomènes géologiques. Paris.
- Heirtzler J.R., Le Pichon Z., Baron J.G.* 1966. Magnetic anomalies over the Reykjanes ridge. — *Deep-Sea Res.*, 13.
- Heirtzler J.R., Dickson G.O., Herron E.M., Pitman W.C., III, Le Pichon Z.* 1968. Marine magnetic anomalies, geomagnetic field reversals and motions of the ocean floor and continents. — *J. Geophys. Res.*, 73, N 6.
- Hess H.* 1962. History of ocean basins. Petrological studies. — *Bull. Geol. Soc. America*.
- Hobson G., Overton A., Clay D.N., Thatcher W.* 1967. Crustal structure under Hudson Bay. — *Canad. J. Earth Sci.*, 4, N 5.
- Horton C.W., Hemphkins W.B., Hoffman A.A.* 1964. A statistical analysis of some aeromagnetic maps from the Northwestern Canadian Shield. — *Geophysics*, 29, N 4.
- Hunter J.A., Mereu R.F.* 1967. The crust of the Earth under Hudson Bay. — *Canad. J. Earth Sci.*, 4, N 5.
- Iacks B., Oliver J., Sykes L.* 1968. Seismology and the new global tectonics. — *J. Geophys. Res.*, 73, N 18.
- Jakes P., White A.J.R.* 1971. Composition of island arcs and continental growth. — *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 12.
- Jackson W.A., Stewart S.W., Pakiser L.C.* 1963. Crustal structure in Eastern Colorado from seismic-refraction measurements. — *J. Geophys. Res.*, 68, N 20.
- Joesting H.R., Case J.E.* 1962. Regional geophysical studies in Salt Valley — Cisco area, Utah and Colorado. — *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists*, 46, N 10.
- Kanasewich E.R.* 1966. Deep crustal structure under the plains and Rocky mountains. — *Canad. J. Earth Sci.*, 3, N 7.
- Kanasewich E.R., Clowes R.M.* 1968. Geophysical studies of the Earth crust and upper mantle in Western Canada. — In: Reports of the 23-rd Session of International Geological Congress, Sect. I. Upper Mantle. Prague.
- King E.R., Zietz J., Aildredge L.R.* 1966. Magnetic data on the structure of the Central Arctic region. — *Bull. Geol. Soc. America*, 77, N 6.
- King P.B.* 1950. Tectonic framework of southeastern United States. — *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists*, 34.
- King P.B.* 1966. The tectonic map of North America (scale 1 : 5000000). — In: 22-rd Session of International Geological Congress. India, 1964. Paris.
- Kober L.* 1921. *Der Bau der Erde*. Berlin.
- Kornic L.J.* 1969. An aeromagnetic study of the Meak Lake — Setting lake structure in Northern Manitoba. — *Canad. J. Earth Sci.*, 6, N 3.
- Kornic L.J., Mac Laren A.S.* 1966. Aeromagnetic study of the Churchill — superior boundary in Northern Manitoba. — *Canad. J. Earth Sci.*, 3, N 4.
- Lauterbach R.* 1953-1954. Beiträge zur tektonischen Deutung der geomagnetischen Übersichte-Karten. — *Wiss. Z. Karl-Marx-Univ. Leipzig*, Jg. 3, H. 3.
- Lauterbach R.* 1959. Geomagnetisches Aufschluss-Verfahren im Dienste der Geologie. — In: Geomagnetismus und Aeronomie, Bd. 3. Berlin — Leipzig.
- Lawson A.C.* 1913. The Archean geology of Rainy Lake re-studied. — *Geol. Surv. Canada*, N 40.
- Lawson A.C.* 1934. The Eparchean peneplain, Geol. Surv. Canada, N 45. New York.
- Logan G.E.* 1863. Geology of Canada. — *Geol. Surv. Canad. Rept. Progr.*
- Lund E.H.* 1956. Igneous and metamorphic rocks of the Minnesota River valley. — *Bull. Geol. Soc. America*, 67, N 11.
- Lundegardh von Per H.* 1971. Neue Gesichtspunkte zum schwedischen Präkambrium. — *Sver. Geol. undersökn. Årsbok*, ser. C, N 1392-1405. Stockholm.
- Mac Laren A.S., Larochelle A.* 1958. Geologic aeromagnetic correlation in the Eastern Townships, Quebec. — *Canad. Mining J.*, 79, N 7.

- Magnetic anomaly map of Canada. 1968. Scale 1 : 5 000 000. Ottawa, Geol. Surv. Canada.
- Magnusson N.H. 1965. The Precambrian history of Sweden. - Quart. J. Geol. Soc. London, 121, N 481, pt 1.
- Mason R.G., Raff A.D. 1961. Magnetic survey of the west coast of North America, 32° N latitude to 42° N latitude. - Bull. Geol. Soc. America, 72, N 8.
- Mooney H.M., Farnham P.R., Johnson Sp.H. a.o. 1970. Seismic studies over the Midcontinent Gravity high in Minnesota and North-western Wisconsin. Minneapolis, Minnesota Geol. Surv.
- Mose D.G. and Bickford M.E. 1972. Chronology of Precambrian volcanic rock units in the Central St. Francois Mountains, Missouri. - International Geological Congress XXIV Session, Sect. 1, Precambrian Geology. Montreal.
- Muehlberger W.R., Denison R.F., Lidiak E.G. 1967. Basement rocks in continental interior of United States. - Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists, 51, N 12.
- Nagata T. 1970. Basic magnetic properties of the rocks under the effects of mechanical stresses. - Tectonophysics, 9, N 2/3.
- Norden J.A.E. 1964. Magnetic field study of basement relief and susceptibility variation in the Mus Kogee-Tanleguah area, Oklahoma. - Oklahoma Geol. Notes, 24, N 7.
- Norman G.W.H. 1948. Major faults, Abitibi region. - In: Structural geology of Canadian ore deposits. Montreal, Quebec.
- Ostenso Ned A. 1966. Geomagnetism. - Trans. Amer. Geophys. Union, 47, N 1.
- Pakiser L.C., Steinhart J.S. 1964. Explosion seismology in the Western hemisphere (Chap. 5). - J. Geophys. Res., 69, N 2.
- Pakiser L.C., Zietz L. 1965. Transcontinental crustal and upper mantle structure. - Geol. Soc. America. Spec. Papers, 82.
- Penttilä E. 1963. Report on the 1960 and 1961 explosion seismic investigations of the Earth's crust in Finland. - Geophysics, 7, N 4.
- Peterman Z.E., Hedge C.E. 1964. Age of basement rocks from Williston basin of North Dakota and adjacent rocks. - U.S. Geol. Surv. Profess. Paper, 4 415-D.
- Ramsay W. 1890. Geologische Beobachtungen auf der Halbinsel Kola. - Fennia, 3, N 7.
- Ramsay W. 1898. Ueber die geologische Entwicklung der Halbinsel Kola in der Quartärzeit. - Fennia, 16, N 1.
- Ramsay W. 1909. Geologins grunder. Helsingfors.
- Rejord M.S., Summer J.S. 1964. Aeromagnetics. - Geophysics, 29, N 4.
- Riddihough R.P. 1972. Regional magnetic anomalies and geology in Fennoscandia: a discussion. - Canad. J. Earth Sci., 9, N 3.
- Rudman A.J., Blakely R.T. 1965. A geophysical study of a basement anomaly in Indiana. - Geophysics, 30, N 5.
- Rodman A.J., Summerson C.H., Hinze W.J. 1965. Geology of basement in midwestern United States. - Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists, 49, N 7.
- Ryka W. 1964. O budowie i stratigrafii Krystaliku polnocnowschodnies. - Kwart. geol., Warszawa, 8, N 1.
- Sander G.W., Overton A. 1965. Deep seismic refraction investigation in the Canadian Arctic archipelago. - Geophysics, 30, N 1.
- Sederholm J.J. 1899. Eine archaische Sedimentformation in südwestlichen Finland. - Bull. Commiss-geol. Finlande, N 6.
- Sederholm J.J. 1932: On the geology of Fennoscandia with special references to the Precambrian. Explanatory notes to Geol. Map of Fennoscandia. - Bull. Commiss-geol. Finlande, N 98.
- Sellevoll M.A. 1971. Crustal structure of Northern Europe (Fennoscandia). - In: JUMP-Symposium "Crustal structure based on seismic data" 30-31 Juli, Moscow.
- Simonen A. 1960. Pre-Cambrian stratigraphy of Finland. - In: Report of the 21-st Session of Internat. Geol. Congress. Norden, pt 9. Copenhagen.
- Sims P.K. 1965. Interpretation of Lake Washington magnetic anomaly, Macker County, Minnesota. Minneapolis, Univ. Minnesota.
- Smith T.J., Steinhart J.S., Aldrich L.T. 1966. Lake Superior crustal structure. - J. Geophys. Res., 71, N 4.
- Steinhart J.S., Meyer R.P. 1961. Explosion studies of continental structure. - Washington, Carnegie Inst., Publ., N 622.
- Stewart S.W., Stauder W.V. 1965. Application of continuous velocity-depth functions to interpretation of crustal refraction data in Missouri. - Geol. Soc. America, Spec. Paper, 82.
- Stille H. 1936. Tektonische Beziehungen zwischen Nordamerika und Europa. - In: Report of the 16 Session of International Geological Congress, 1933, N 2. Washington.
- Stille H. 1942. Die tektonische Entwicklung Amerikas als der Ostumrahmung des Pazifiks. - Geotekton. Forsch., H. 4.
- Stille H. 1958. Die Assyntische Tektonik im geologischen Erbild. - Beih. Geol. Jahrb. Hannover, H. 22.
- Stockwell C.H. 1965a. Structural trends in Canadian Shield. - Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists, 49, N 7.
- Stockwell C.H. 1965b. Tectonic map of the Canada Shield. Scale 1 : 5 000 000. Ottawa.
- Strakhov V.N., Lapina M.I., Mirlin E.G. 1971. On the probable nature of magnetic anomalies in the Atlantic Rift zone. - Phys. Earth and Planet. Interiors, 4, N 5.
- Suess E. 1881-1909. Antlitz der Erde. Wien.
- Taylor F.C. 1971. A revision of Precambrian structural provinces in Northeastern Quebec and Northern Labrador. - Canad. J. Earth Sci., 8, N 5.
- Tectonic map of the Canadian Shield. 1965. Scale: 1 : 5 000 000. Ed. Stockwell. Ottawa, Geol. Surv. Canada.
- Tectonic map of North America. 1969. Scale 1 : 5 000 000. Compiled by Ph. King, U.S. Geol. Surv.
- Thiel Ed. 1956. Correlation of gravity anomalies with the Keweenaw geology of Wisconsin and Minnesota. - Bull. Geol. Soc. America, 67, N 8.

- Uchman J.* 1968. Deep seismic sounding in Poland. — In: Papers of the 9-th Assembly European Seismological Commission, Copenhagen, Kobenhavn.
- Van Andel T.H.* 1969. Recent uplift of the Mid-Atlantic ridge south of the Vema fracture zone. — *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 7, № 3.
- Vine T.J.* 1966. Spreading of the ocean floor: new evidence. — *Science*, 207, № 3755.
- Vine T.J., Matthews D.H.* 1963. Magnetic anomalies over ocean ridges. — *Nature*, 199, № 4897.
- Wasserburg G.J., Wetherill G.W., Silver L.T., Flown P.T.* 1962. A study of the ages of the Precambrian of Texas. — *J. Geophys. Res.*, 67, № 10.
- Watkins J.S.* 1964. Regional geologic implications of the gravity and magnetic fields of a part of Eastern Tennessee and Southern Kentucky. — U.S. Geol. Surv. Profess. Paper. № 616-A.
- Welin A.E.* 1970. Den Svekofenniska orogena zonen i Norra Sverige en preliminär diskussion. — *Geol. foren. Stockholm förhandl.*, 92, pt 4, № 543.
- White W.S.* 1966. Tectonics of the Keweenaw Basin, western Lake Superior Region. Washington, U.S. Govt Print. Office.
- Wilson J.T.* 1948. Some aspects of geophysics in Canada with special reference to structural research in the Canadian Shield. — *Trans. Amer. Geophys. Union*, 29.
- Wilson J.T.* 1949. The origin continents and precambrian history. — *Trans. Roy. Soc. Canada*, sect. 4, ser. 3, № 3.
- Wilson J.T.* 1957. Discussion of Proterozoic in Canada. The Proterozoic in Canada. — *Trans. Roy. Soc. Canada, Spec. Publ.*, № 2.
- Wilson J.T.* 1959. Geophysics and continental growth. — *Amer. J. Sci.*, 47, № 1.
- Wilson J.T.* 1965. A new class of faults and their bearing on continental drift. — *Nature*, 207, № 4995.
- Wilson J.T.* 1972. New insights into old shields. — *Tectonophysics, Spec. issue. The upper Mantle*, v. 13, № 1-4.
- Wilson M.E.* 1956. Early Precambrian rocks of the Timiskaming region, Quebec and Ontario, Canada. — *Bull. Geol. Soc. America*, 67, № 10.
- Wright G.M.* 1959. Aeromagnetic map 1073 A, Boyd Lake, district of Mackenzie, Northwest Territories. Ottawa, Geol. Surv. Canada.
- Wright G.M.* 1963. Aeromagnetic map 1127 A, Beaverhill Lake, district of MacKenzie, Northwest Territories. Ottawa, Geol. Surv. Canada.
- Zietz J.* 1969. Aeromagnetic investigations on the Earth crust in the United States. — In: *Earth's crust and Upper Mantle Geophys. Monogr.*, № 13, Baltimore.
- Zietz J., King E.K., Geddes W., Lidiak E.G.* 1966. Crustal study of a continental strip from the Atlantic Ocean to the Rocky Mountain. — *Bull. Geol. Soc. America*, 77, № 12.

## ОГЛАВЛЕНИЕ

|                                                                                                                         |     |
|-------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|-----|
| Введение . . . . .                                                                                                      | 3   |
| Глава первая                                                                                                            |     |
| Истории и методы изучения тектоники фундамента Восточно-Европейской, Сибирской и Северо-Американской платформ . . . . . | 6   |
| Восточно-Европейская платформа . . . . .                                                                                | 18  |
| Сибирская платформа . . . . .                                                                                           | 22  |
| Северо-Американская платформа . . . . .                                                                                 | 27  |
| Некоторые итоги и задачи изучения фундамента Восточно-Европейской, Сибирской и Северо-Американской платформ . . . . .   | 27  |
| Глава вторая                                                                                                            |     |
| Особенности строения земной коры древних платформ по геологическим и геофизическим данным . . . . .                     | 29  |
| Восточно-Европейская платформа . . . . .                                                                                | 30  |
| Балтийский щит . . . . .                                                                                                | 31  |
| Украинский щит . . . . .                                                                                                | 34  |
| Русская плита . . . . .                                                                                                 | 35  |
| Сибирская платформа . . . . .                                                                                           | 38  |
| Северо-Американская платформа . . . . .                                                                                 | 42  |
| Итоги и проблемы изучения глубинного строения земной коры древних платформ . . . . .                                    | 44  |
| Глава третья                                                                                                            |     |
| Методика геологической интерпретации магнитных аномалий древних платформ . . . . .                                      | 48  |
| Общие сведения о магнитном поле Земли . . . . .                                                                         | 48  |
| Природа региональных и локальных магнитных аномалий древних платформ . . . . .                                          | 49  |
| Неоднородность строения и состава фундамента . . . . .                                                                  | 50  |
| Глубина залегания магнитных пород фундамента . . . . .                                                                  | 51  |
| Глубинные разломы фундамента . . . . .                                                                                  | 52  |
| Основные типы магнитных аномалий древних платформ . . . . .                                                             | 54  |
| Структурно-морфологический анализ геофизических полей . . . . .                                                         | 58  |
| Распределение магнитных масс в разрезе земной коры . . . . .                                                            | 60  |
| О комплексном геологическом истолковании геофизических данных . . . . .                                                 | 63  |
| Глава четвертая                                                                                                         |     |
| Строение фундамента Восточно-Европейской платформы . . . . .                                                            | 68  |
| Характеристика докембрийского фундамента Восточно-Европейской платформы . . . . .                                       | 69  |
| Балтийский щит . . . . .                                                                                                | 69  |
| Украинский щит . . . . .                                                                                                | 78  |
| Фундамент Русской плиты . . . . .                                                                                       | 80  |
| Фундамент зоны Тимана и полуостровов Канин, Рыбачий и Варангер-фиорд . . . . .                                          | 82  |
| Внутреннее строение фундамента и типы аномальных магнитных полей Восточно-Европейской платформы . . . . .               | 85  |
| Региональная геофизическая характеристика докембрия Балтийского щита . . . . .                                          | 87  |
| Региональная геофизическая характеристика складчатых комплексов докембрия Балтийского щита . . . . .                    | 98  |
| Внутреннее строение фундамента Русской плиты . . . . .                                                                  | 100 |
| Украинский щит и смежные районы Русской плиты . . . . .                                                                 | 112 |
| Центральные районы Русской плиты . . . . .                                                                              | 118 |
| Восточные районы Русской плиты . . . . .                                                                                | 127 |

|                                                                                                         |     |
|---------------------------------------------------------------------------------------------------------|-----|
| Юго-восток Русской плиты (Прикаспийская впадина) . . . . .                                              | 133 |
| О глубинном строении фундамента в зоне сочленения Восточно-Европейской платформы и Урала . . . . .      | 136 |
| Северо-восток Восточно-Европейской платформы (зона байкалит Тимана и Большеземельская тундра) . . . . . | 138 |
| Основные закономерности строения и развития фундамента Восточно-Европейской платформы . . . . .         | 144 |

#### Глава пятая

|                                                                                                           |     |
|-----------------------------------------------------------------------------------------------------------|-----|
| Строение фундамента и типы аномальных магнитных полей Сибирской платформы                                 | 150 |
| Характеристика складчатого докембрия щитов Сибирской платформы, Прибайкалья и Енисейского кряжа . . . . . | 151 |
| Алданский щит . . . . .                                                                                   | 151 |
| Анабарский массив . . . . .                                                                               | 156 |
| Байкальская складчатая область . . . . .                                                                  | 157 |
| Восточный Саян, Енисейский кряж, Туруханское поднятие . . . . .                                           | 158 |
| Внутреннее строение фундамента и типы аномальных магнитных полей Сибирской платформы . . . . .            | 160 |
| Алданский щит . . . . .                                                                                   | 160 |
| Северный и восточный склоны Алданского щита . . . . .                                                     | 166 |
| Вилуйская зона . . . . .                                                                                  | 167 |
| Оленекский массив . . . . .                                                                               | 168 |
| Анабарский щит . . . . .                                                                                  | 169 |
| Анабаро-Алданская система (северная и юго-западная части) . . . . .                                       | 170 |
| Тунгусский массив . . . . .                                                                               | 172 |
| Зона байкалит Байкальский горной области . . . . .                                                        | 175 |
| Енисейско-Байкальская зона байкалит . . . . .                                                             | 177 |
| Строение фундамента и типы аномальных магнитных полей Сибирской платформы . . . . .                       | 179 |

#### Глава шестая

|                                                                                                          |     |
|----------------------------------------------------------------------------------------------------------|-----|
| Строение фундамента Северо-Американской платформы . . . . .                                              | 183 |
| Общая характеристика складчатого докембрийского фундамента Северо-Американской платформы . . . . .       | 184 |
| Канадский щит . . . . .                                                                                  | —   |
| Фундамент плиты Северо-Американской платформы . . . . .                                                  | 190 |
| Внутреннее строение фундамента и типы аномальных магнитных полей Северо-Американской платформы . . . . . | 191 |
| Канадский щит . . . . .                                                                                  | 192 |
| Фундамент плиты Северо-Американской платформы (Мидконтинент, или Великие равнины) . . . . .              | 200 |
| Строение фундамента и типы аномальных магнитных полей Северо-Американской платформы . . . . .            | 205 |

#### Глава седьмая

|                                                                                                                                                      |     |
|------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|-----|
| Сравнительная тектоника фундамента и типы аномальных магнитных полей Восточно-Европейской, Сибирской и Северо-Американской платформ . . . . .        | 208 |
| Типы и природа аномальных магнитных полей древних платформ . . . . .                                                                                 | —   |
| Особенности пространственного распространения складчатых образований фундамента                                                                      | 213 |
| Сравнительный анализ типов аномальных магнитных полей и строения фундамента Восточно-Европейской, Сибирской и Северо-Американской платформ . . . . . | 216 |

#### Глава восьмая

|                                                                                                                           |     |
|---------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|-----|
| Сопоставление аномальных магнитных полей древних платформ и других крупнейших структурных элементов земной коры . . . . . | 219 |
| Магнитные аномалии материков . . . . .                                                                                    | —   |
| Типы аномальных магнитных полей разновозрастных складчатых систем . . . . .                                               | —   |
| Магнитные аномалии океанов . . . . .                                                                                      | 224 |

#### Глава девятая

|                                                                                                                        |     |
|------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|-----|
| Закономерности строения и развития фундамента Восточно-Европейской, Сибирской и Северо-Американской платформ . . . . . | 229 |
| Основные типы и различия разновозрастных складчатых комплексов фундамента . . . . .                                    | —   |
| Особенности развития и структурные соотношения складчатых образований и глубинных разломов фундамента . . . . .        | 235 |
| Общие выводы . . . . .                                                                                                 | 239 |
| Литература . . . . .                                                                                                   | 246 |

# CONTENTS

|                                                                                                                                                                 |           |
|-----------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|-----------|
| <b>Introduction . . . . .</b>                                                                                                                                   | <b>3</b>  |
| <b>Chapter first</b>                                                                                                                                            |           |
| <b>A short essay of the history and research methods of the tectonics of the basement of the East European, Siberian and North American platforms . . . . .</b> | <b>6</b>  |
| East European platform . . . . .                                                                                                                                | 6         |
| Siberian platform . . . . .                                                                                                                                     | 18        |
| North American platform . . . . .                                                                                                                               | 22        |
| Results and tasks of investigation of the basement of the East European, Siberian and North American platforms . . . . .                                        | 27        |
| <b>Chapter second</b>                                                                                                                                           |           |
| <b>General structural peculiarities of the Earth's crust of the ancient platforms after geological and geophysical data . . . . .</b>                           | <b>29</b> |
| East European platform . . . . .                                                                                                                                | 30        |
| Baltic shield . . . . .                                                                                                                                         | 31        |
| Ukrainian shield . . . . .                                                                                                                                      | 34        |
| Russian plate basement . . . . .                                                                                                                                | 35        |
| Siberian platform . . . . .                                                                                                                                     | 38        |
| North American platform . . . . .                                                                                                                               | 42        |
| Results and problems of studying the deepseated crustal structures in ancient platforms . . . . .                                                               | 44        |
| <b>Chapter third</b>                                                                                                                                            |           |
| <b>The methods of the geological interpretation of magnetic anomalies in the ancient platforms . . . . .</b>                                                    | <b>48</b> |
| General information of the Earth' magnetic field . . . . .                                                                                                      | 48        |
| Nature of regional and local magnetic anomalies of the ancient platforms . . . . .                                                                              | 49        |
| Heterogeneity of structure and composition of the basement . . . . .                                                                                            | 50        |
| The occurrence depth of magnetic rocks of the basement . . . . .                                                                                                | 51        |
| Deep faults of the basement . . . . .                                                                                                                           | 52        |
| Main types of magnetic anomalies of the ancient platforms . . . . .                                                                                             | 54        |
| Structural-morphological analysis of geophysical fields . . . . .                                                                                               | 58        |
| Distribution of magnetic masses in the section of the Earth's crust . . . . .                                                                                   | 60        |
| Complex geological interpretation of geophysical data . . . . .                                                                                                 | 63        |
| <b>Chapter fourth</b>                                                                                                                                           |           |
| <b>The structure of the basement of the East European platform . . . . .</b>                                                                                    | <b>68</b> |
| General characteristic of the Precambrian basement of the East European platform . . . . .                                                                      | 69        |
| Baltic shield . . . . .                                                                                                                                         | 69        |
| Ukrainian shield . . . . .                                                                                                                                      | 78        |
| Russian plate basement . . . . .                                                                                                                                | 80        |
| Basement of the Timan zone and the Kanin, Rybachy, Varanger peninsulas . . . . .                                                                                | 82        |
| The internal structure of the basement and types of anomalous magnetic fields of the East European platform . . . . .                                           | 85        |
| Regional geophysical characteristics of the Precambrian of Baltic shield . . . . .                                                                              | 87        |
| The internal structure of the basement of the Russian plate . . . . .                                                                                           | 100       |
| Ukrainian shield and contiguous areas of the Russian plate . . . . .                                                                                            | 112       |
| Central areas of the Russian plate . . . . .                                                                                                                    | 116       |
| Eastern areas of the Russian plate . . . . .                                                                                                                    | 127       |
| South-east of the Russian plate (Pre-Caspian depression) . . . . .                                                                                              | 133       |



|                                                                                                                       |     |
|-----------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|-----|
| Deep-seated structure of the basement within the East European platform and the Urals . . . . .                       | 136 |
| North-east of the East European platform (zone of Baikhalides of Timan and of Bolshaya Zemlya marshy plain) . . . . . | 138 |
| Main regularities of structure and development of the East European platform basement. . . . .                        | 144 |

#### Chapter fifth

|                                                                                                                                   |     |
|-----------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|-----|
| The structure of the basement and types of anomalous magnetic field of the Siberian platform . . . . .                            | 150 |
| General characteristic of the folded Precambrian of the shields of the Siberian platform, Fore-Baikal and Yenisey Ridge . . . . . | 151 |
| Aldan shield . . . . .                                                                                                            | 151 |
| Anabar massif . . . . .                                                                                                           | 156 |
| Baikal folded region . . . . .                                                                                                    | 157 |
| Eastern Sayan, Yenisey Ridge, Turukhansk uplift . . . . .                                                                         | 158 |
| The structure of the internal basement and types of anomalous fields of the Siberian platform . . . . .                           | 160 |
| Aldan shield . . . . .                                                                                                            | 160 |
| Northern and eastern slopes of the Aldan shield . . . . .                                                                         | 166 |
| Viluy zone . . . . .                                                                                                              | 167 |
| Olenek massif . . . . .                                                                                                           | 168 |
| Anabar shield . . . . .                                                                                                           | 169 |
| Anabar-Aldan system (northern and south-western parts) . . . . .                                                                  | 170 |
| Tunguska massif . . . . .                                                                                                         | 172 |
| Zone of baikhalides of the Baikalian "Bergland" . . . . .                                                                         | 175 |
| Zone of baikhalides of the Yenisey-Baikal . . . . .                                                                               | 177 |
| The structure of the basement and types of magnetic fields of the Siberian platform . . . . .                                     | 179 |

#### Chapter sixth

|                                                                                                               |     |
|---------------------------------------------------------------------------------------------------------------|-----|
| The structure of the basement of the North American platform . . . . .                                        | 183 |
| General characteristic of the folded Precambrian basement of the North American platform . . . . .            | 184 |
| Canadian shield . . . . .                                                                                     | 184 |
| The basement of the plate of the North American platform . . . . .                                            | 184 |
| Internal structure of the basement and types of anomalous fields of the North American platform . . . . .     | 190 |
| Canadian shield . . . . .                                                                                     | 191 |
| The basement of the plate (of the Midcontinent and Great Plains) of the North American platform . . . . .     | 192 |
| American platform . . . . .                                                                                   | 200 |
| The structure of the basement and types of anomalous magnetic fields of the North American platform . . . . . | 205 |

#### Chapter seventh

|                                                                                                                                                                    |     |
|--------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|-----|
| Comparative basement tectonics and anomalous magnetic field types of the East European, Siberian and North American platforms . . . . .                            | 208 |
| Types and nature of anomalous magnetic fields of the ancient platforms . . . . .                                                                                   | 208 |
| On the peculiarities of the spatial distribution of the folded forms of the basement . . . . .                                                                     | 213 |
| Comparative analysis of types of anomalous magnetic fields and the structure of the basement of the East European, Siberian and North American platforms . . . . . | 216 |

#### Chapter eighth

|                                                                                                                                       |     |
|---------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|-----|
| Comparison of anomalous fields of the ancient platforms and other most significant structural elements of the Earth's crust . . . . . | 219 |
| Magnetic anomalies of the continents . . . . .                                                                                        | —   |
| Types of anomalous magnetic fields of the folded system of different age . . . . .                                                    | —   |
| Magnetic anomalies of the oceans . . . . .                                                                                            | 224 |

#### Chapter ninth

|                                                                                                                                 |     |
|---------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|-----|
| Regularities of structure and development of the basement of the East European, Siberian and North American platforms . . . . . | 229 |
| Main types and differences of the folded complexes of different age in the basement . . . . .                                   | 229 |
| Peculiarities of development and structural interrelations of the folded structures and deep faults of the basement . . . . .   | 235 |
| General conclusions . . . . .                                                                                                   | 239 |
| Bibliography . . . . .                                                                                                          | 246 |

**Рустэм Абдрахманович  
Гафаров**

**СРАВНИТЕЛЬНАЯ ТЕКТОНИКА ФУНДАМЕНТА  
И ТИПЫ МАГНИТНЫХ ПОЛЕЙ  
ДРЕВНИХ ПЛАТФОРМ  
(Восточно-Европейской, Сибирской  
и Северо-Американской)**

*Труды, вып. 279*

Утверждено к печати  
Ордена Трудового Красного Знамени  
Геологическим институтом

Редактор Л.В. Мирабова

Художник В.Г. Борисова

Художественный редактор А.И. Жданов

Технический редактор И.А. Посканная

Подписано к печати 17/VI—1976 г. Т — 10849

Усл.печ.л. 23,8+2,1 вкл. Уч.-изд.л. 29,7

Формат 70 x 108 1/16. Бумага офсетная № 1

Тираж 850 экз. Тип. зак. 1106

Цена 3р. 30к.

Книга издана офсетным способом

Издательство "Наука",

103717 ГСП, Москва, К-62, Подсосенский пер., 21

1-я типография издательства "Наука",

199034, Ленинград, В-34, 9-я линия, 12

