

И. Н. КАЗАКОВ

ТЕКТОНИКА
И ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ
РАЗВИТИЕ
ДРЕВНИХ
И МОЛОДЫХ
ПЛАТФОРМ

НЕДРА

И. Н. КАЗАКОВ

ТЕКТОНИКА
И ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ
РАЗВИТИЕ
ДРЕВНИХ
И МОЛОДЫХ
ПЛАТФОРМ



Ленинград
Недра
Ленинградское отделение
1984



Казаков И. Н. Тектоника и геологическое развитие древних и молодых платформ.— Л.: Недра, 1984.—159 с. (М-во геологии СССР. Всесоюз. науч.-исслед. геол. ин-т).

Систематизированы и с палеотектонических позиций проанализированы фактические материалы по региональной геологии древних и молодых платформ Земли. Среди них охарактеризованы три группы: древние платформы Лавразии, молодые платформы Лавразии и древние платформы Гондваны. В результате выявлен характер развития земной коры в раннюю и среднюю геологические мегастадии и уточнена поздняя геологическая мегастадия развития Земли. Приведены основные закономерности геологического развития платформ.

Для геологов, интересующихся историей развития Земли.

Ил. 8, список лит. 100 назв.

Рецензент — доктор геол.-минерал. наук В. Н. Огнев (Ленингр. гос. ун-т)

ПРЕДИСЛОВИЕ

Настоящая книга посвящена исключительно характеристике тектоники и геологической истории древних и молодых платформ Земли. Кратко проблемы тектоники и геологического развития платформ были освещены попутно с более подробным и полным изложением тектоники и геологической истории фанерозойских геосинклиналей и складчатых сооружений неогена в книге «Геосинклинали и складчатые области» [1978 г.]. Эта дала возможность в ее заключительной главе воспроизвести геологическую историю Земли в целом, включая обширные участки платформ, за последние 1—2 млрд. лет.

На основе осуществленного в вышеуказанной книге палеотектонического анализа геологии Земли выясняется, что в середине протерозоя (2—1,5 млрд. лет тому назад) преобладающая площадь поверхности земного шара представляла собой единую древнюю панплатформу. В течение неогена (рифая, палеозоя, мезозоя и кайнозоя) отдельные крупные участки этой панплатформы различались характером своего развития и в первую очередь степенью гетерогенности (неоднородности) строения и развития. По этим признакам выделяются следующие крупнейшие геоструктурные подразделения первого порядка: обширнейшие изометричной формы мезозойские платформенные массивы (Лавразия в северном полушарии и Гондвана в южном); субшироко ориентированный тектонический мегапояс Тетис, разделяющий Лавразию и Гондвану, и Тихоокеанский тектонический мегапояс, концентрически окаймляющий океанические котловины центральной части Тихого океана и отделяющий их от Гондваны, Лавразии и мегапояса Тетис (рис. 1).

Гондвана в течение всего неогена представляла собой обширную преимущественно приподнятую выше уровня моря древнюю платформу южного полушария. Она характеризовалась в основном геократическими условиями. Лишь в краевые части Гондваны из окаймлявших ее тектонических мегапоясов временами трансгрессировало море.

Лавразия отличалась от Гондваны развитием вдоль крупнейших глубинных разломов в течение рифея и палеозоя нешироких геосинклинальных прогибов, консолидация которых в середине и конце палеозоя создала распространенные почти исключительно на площади Лавразии преимущественно линейно ориентированные каледонские и герцинские складчатые сооружения, разделившие первично единую панплатформу Лавразии на серию более мелких самостоятельных платформ также изометричной формы: Северо-Американскую, Эриа, Баренцеву, Гиперборейскую, Русскую, Сибирскую и Китайскую. В конце палеозоя и начале мезозоя Лавразия, так же как и Гондвана до середины мезозоя, представляла собой преимущественно приподнятый выше уровня моря крупнейший единый материк.

Тектонические мегапояса в рифее и палеозое представляли собой широкие удлиненные устойчиво и медленно погружавшиеся прогибы

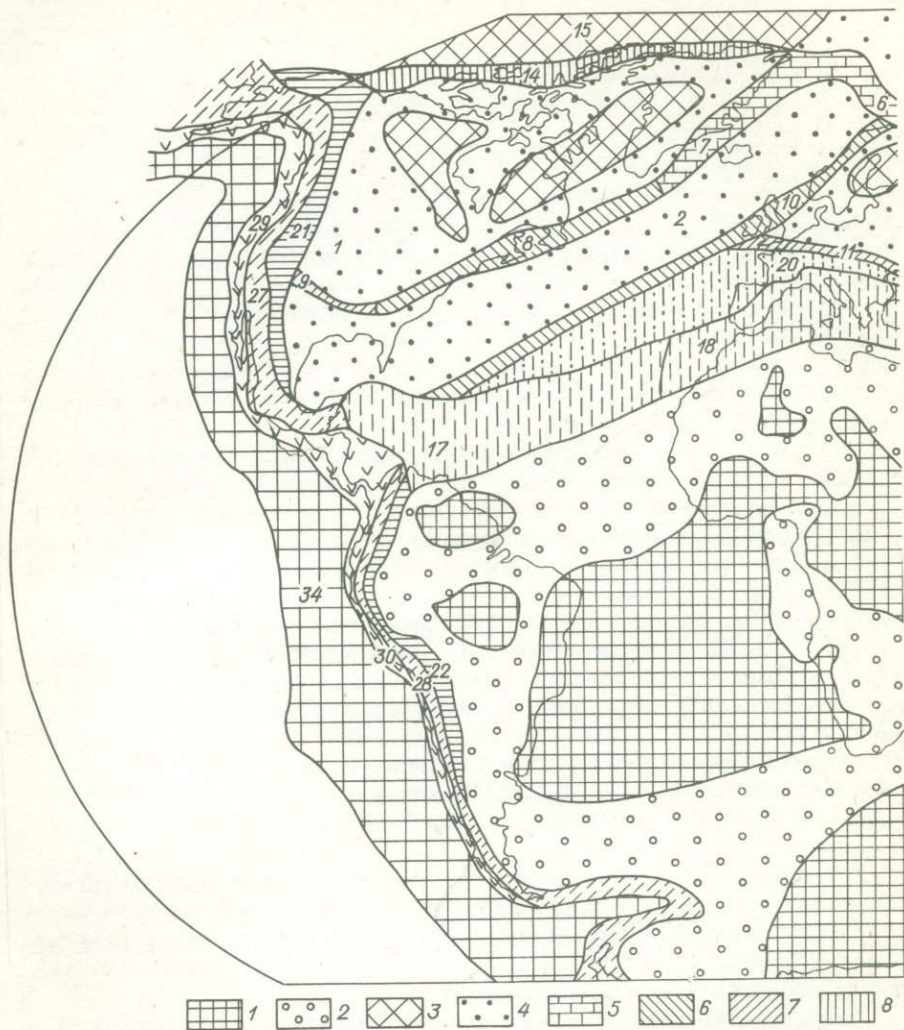
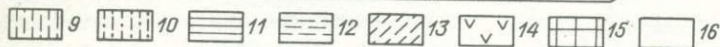
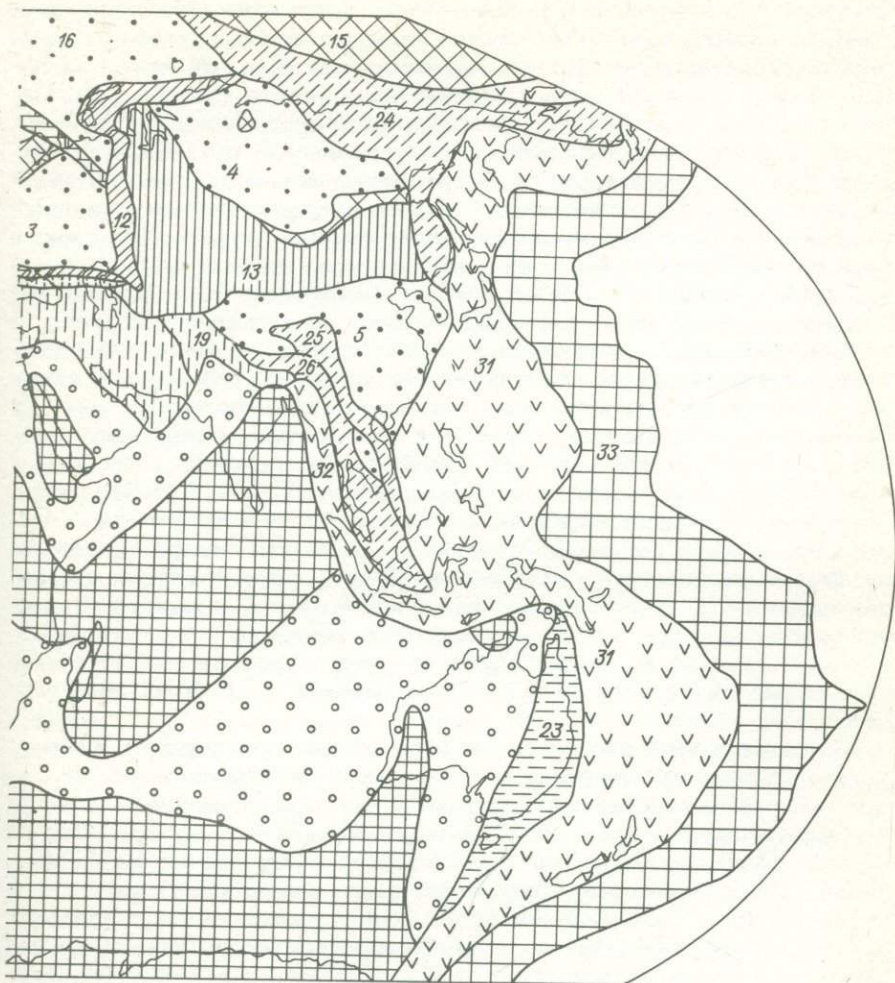


Рис. 1. Геоструктурная схема Земли

Гондвана: 1 — щиты, 2 — плиты. Лавразия: 3 — щиты, 4 — плиты, 5—8 — геосинклинальные
Тектонический мегапояс Тетис: 9—10 — пояса (9 — геосинклинальные и 10 — геосинклинальные
синклинальные и 12 — эвгеосинклинальные ранне- и среднепалеозойские, 13 — геосинклиналь
Цифры на схеме — Лавразия: 1—5, 15—16 — древние платформы (1 — Северо-Американская,
цева); 6—7 — ветви Гренландско-Тиманского геосинклинального пояса (6 — Шпицбергенско-
ский (каледонский), 9 — Уачита (герцинский), 10 — Британско-Норвежский (каледонский),
Франклинский. Тектонический мегапояс Тетис: 17—20 — пояса (17—19 — геосинклинальные;
ский); 21—22 — миогеосинклинальные ранне-среднепалеозойские пояса: 21 — Северо-Амери
пояс. Тихоокеанский тектонический мегапояс: 24—26 — миогеосинклинальные флишодные
26 — Индийско-Южно-Тибетский); 27—28 — эвгеосинклинальные мезозойские пояса (27 —
пояса (29 — Северо-Американский, 30 — Южно-Американский, 31 — Восточно-Азиатский,
Тихоокеанский, 34 —



в неогее. Составил И. Н. Казаков.

пояса (5 — тиманские, 6 — каледонские, 7 — герцинские, 8 — расчлененные палеозойские), альпийские. Тихоокеанский тектонический мегапояс: 11—14 — пояса (11 — миоценовые мезозойские и 14 — кайнозойские), 15 — пригеосинклинальные поднятия; 16 — Пацифида. 2 — Эриа, 3 — Русская, 4 — Сибирская, 5 — Китайская, 15 — Гиперборейская, 16 — Баренц-Уральская, 7 — Гренландская; 8—14 — палеозойские геосинклинальные пояса: 8 — Аппалач-11 — Скифско-Герцинский, 12 — Уральский (герцинский), 13 — Центральноазиатский, 14 — 17 — Антильский, 18 — Альпийский, 19 — Гималайский; 20 — геоантиклинальный Молдануб-канских Кордильер, 22 — Восточных Анд; 23 — эвгеосинклинальный Восточно-Австралийский мезозойские пояса (24 — Сихотэ-Алиинско-Верхоянский, 25 — Аннамитско-Северо-Тибетский, Западно-Кордильерский, 28 — Западно-Андский); 29—32 — геосинклинальные кайнозойские 32 — Суматринско-Бирманский); 33—34 — то же, геоантиклинальные (33 — Восточно-Западно-Тихоокеанский).

платформенного типа, заполнявшиеся в условиях открытого моря сравнительно маломощными карбонатными и меньше карбонатно-терригенными отложениями. Локально в пределах этих мегапооясов вдоль крупнейших глубинных разломов временами (преимущественно в среднем палеозое) функционировали узкие шовные геосинклинальные прогибы, заполнявшиеся мощными флишевыми и флишоидными терригенными толщами, коррелятными соседним размывавшимся внутригеосинклинальным и пригеосинклинальным поднятиям. В мезозое и кайнозое, местами начиная с позднего палеозоя, тектонические мегапоояса были охвачены весьма интенсивно и разнообразно проявившимися геосинклинальными процессами. В их пределах широко развивались геосинклинали различного типа: карбонатные и флишоидные терригенные миогеосинклинали и терригенно-вулканогенные эвгеосинклинали. Их неодновременная консолидация и общая тектоническая инверсия привели к образованию высочайших на земном шаре современных мезозойских и кайнозойских горноскладчатых сооружений.

Проблемы возникновения и развития океанических котловин центральной части Тихого океана в отличие от вышеохарактеризованных геоструктур первого порядка являются менее определенными. Скорее всего эти глубоководные океанические котловины центральной части Тихого океана существовали в течение всего неогена синхронно с развитием геоструктур первого порядка, заложившихся в теле обширной среднепротерозойской древней панплатформы, являясь основным вместилищем воды. Последней в те далекие времена на поверхности Земли было несравненно меньше, чем в настоящее время, так как большая часть ее в паробразном состоянии насыщала значительно более плотную, нежели современная, древнюю атмосферу Земли.

Выясняется, что возникновение большинства океанических котловин на Земле произошло совсем недавно: во второй половине мезозоя и в кайнозое — в процессе новейшей океанизации, охватившей значительные части Гондваны, Лавразии и тектонических мегапооясов. Раньше всего, в середине мезозоя, процессы океанизации начались в пределах Гондваны. В результате в позднем мезозое и кайнозое сформировались обширные океанические котловины Индийского и южной части Атлантического океана. Позднее — в кайнозое, преимущественно в плиоцене и раннем плейстоцене, т. е. в совсем недавние времена, удаленные от нас на 0,5—1,5 млн. лет, — процессы океанизации распространились также в западную часть тектонического мегапоояса Тетис, на Северную Лавразию и Тихоокеанский тектонический мегапояс. Вследствие этой последней волны океанизации образовались центральная и северная части Атлантического океана, Северный Ледовитый океан, внутриконтинентальные моря Альпийского сектора тектонического мегапоояса Тетис, окраинно-материковые моря Восточной Азии и краевые тихоокеанские океанические котловины.

Древние и меньше молодые платформы занимают преобладающую поверхность современных материков Земли. Кроме того, выступы древнего — архейского и протерозойского фундамента значительно развиты в составе складчатых областей неогена. Поэтому изучение тектоники и геологической истории платформ имеет огромное значение для правильного понимания эволюции Земли. Если обобщенные в 1-й книге, сравнительно хорошо обосно-

ванные и документированные материалы по геологии неогена в заключении к этой книге позволили воспроизвести наиболее отчетливо эволюцию Земли за последние 1,5 млрд. лет, то данные по геологии фундамента древних платформ, хотя и значительно менее обоснованные, дают возможность частично раскрыть тайны более древних страниц истории нашей планеты и подойти вплотную к решению проблем ее возникновения и развития в целом.

Плиты древних и молодых платформ, изложение тектоники и геологического развития которых занимает большую часть объема настоящей книги, отличаются от сложно построенных фанерозойских геосинклинальных складчатых сооружений (характеристике тектоники и геологической истории этих сооружений посвящена 1-я книга) большей простотой тектоники (пологое, преимущественно горизонтальное, залегание пластов) и хорошей стратификацией и палеонтологической охарактеризованностью значительно менее мощных платформенных отложений, в основном синхронных фанерозойским геосинклинальным толщам. Поэтому данные по геологии плит очень надежны и устойчивы. Если учесть, что платформенные плиты в отличие от локально развитых вдоль крупнейших глубинных разломов геосинклинальных складчатых сооружений пользуются очень широким распространением, занимая более 90% современных территорий земной поверхности (кроме того, большие площади платформ погребены на дне океанов и морей в процессе новейшей океанизации), то станет очевидно, что осуществленный в настоящей книге палеотектонический анализ слагающих их геологических формаций позволил в последней главе наиболее полно и достоверно осветить геологическую историю Земли в неогее.

В составе фундамента древних платформ, выходящего на современную поверхность в щитах и ядрах крупных антеклиз — массивах, выделяются катархейские гранито-гнейсовые ядра и реликты протоплатформенных плит и протогеосинклинальных складчатых сооружений. Протоплатформенные и протогеосинклинальные осадочные образования на Северо-Американской, Южно-Американской, Русской и Аравийско-Африканской платформах первично представлены преимущественно континентальными и прибрежно-морскими кварцево-песчаными отложениями, нередко с осадочными месторождениями железа и марганца, а на Сибирской, Китайской и Австралийской платформах — морскими карбонатными и карбонатно-терригенными толщами.

Важнейшими методами исследований автора при составлении настоящей книги, так же как и при работе над книгой «Геосинклинали и складчатые области», являлись парагенетическое изучение геологических формаций на основе обобщения и систематизации опубликованных оригинальных фактических материалов (основные публикации приведены в списке литературы) и последующий их палеотектонический анализ. Поэтому разделы книги, освещающие тектонику отдельных платформ (гл. I, II и III), представляют собой систематизированные по единому плану и достаточно полные для целей палеотектонического анализа новейшие сводки фактических материалов по их геологии (ссылки на основные первоисточники приводятся для каждой платформы в конце соответствующих разделов). Разделы, в которых излагается история геологического развития платформ, построены на основе осуществленного автором по единой методике палео-

тектонического формационного анализа (они являются оригинальными). Геологические контуры на прилагаемых тектонических схемах заимствованы из многих опубликованных, оригинальных и обзорных геологических и тектонических карт и схем, а внутреннее их содержание есть результат того же палеотектонического анализа.

Автор старался избегать терминологических усложнений. При характеристике тектоники и геологического развития платформенных плит чаще всего употребляются лишь такие общепризнанные определения первого порядка, как антеклизы (поднятия и своды) и синеклизы (бассейны).

Научное геотектоническое представление о платформах — наиболее стабильных участках земной поверхности — значительно моложе учения о геосинклиналях. Если последнее возникло еще в середине XIX в. среди геологов США и затем быстро распространилось по всей Земле, превратившись в первой половине XX столетия в краеугольный камень геологической науки, то понятие и определение платформы появились лишь в начале нашего века, в основном в научных работах русских геологов, и получили широкое международное признание только после второй мировой войны в значительной мере благодаря неизмеримо возросшему за послевоенные годы авторитету отечественной геологической науки.

Важнейшие современные научные труды по геотектонике, включая наиболее проработанное и полноценное учение о платформах и геосинклиналях, принадлежат крупным советским ученым (В. В. Белоусов, А. А. Богданов, Ю. А. Косыгин, В. Е. Хаин, Н. С. Шатский, А. Л. Яншин и другие). Именно в нашей стране в 50-х и 60-х годах XX столетия появились научные представления о панплатформе, новообразованных внутриплатформенных геосинклиналях, протоплатформах, протогеосинклиналях и древнейшей нуклеарной стадии геологического развития (работы С. С. Кузнецова, Е. В. Павловского, А. В. Пейве, В. М. Синицына, Н. М. Синицына и других), вызвавшие необходимость коренного пересмотра ключевых проблем классической геологии первой половины XX в., и прежде всего учений о геосинклиналях и платформах.

Осуществленное автором обобщение фактических материалов по региональной геологии всех территорий Земли и их палеотектонический анализ в целом подтверждают эти прогрессивные взгляды, показывая, что геологическая история представляла собой единый направленный процесс преобразования повсеместной первичной нуклеарной гранито-гнейсовой земной коры (фундамента древней платформы) различными тектоническими актами в серию крупных изометричных глыб сиала — самостоятельных древних платформ, разделяющих их нешироких фанерозойских геосинклинальных складчатых поясов и наложенных на последние и на соседние участки древних платформ молодых платформ. Все эти геоструктурные элементы на преобладающей площади погружены на большие глубины под океанами, в основном в процессе новейшей океанизации.

Выполнение этой весьма трудоемкой работы в условиях тяжелого прогрессирующего недуга автора, ко времени ее завершения лишившего его полностью физической активности, было бы невозможно без постоянной помощи близких родственников: А. И. Казаковой, Л. Н. Казаковой, Н. И. Казакова, Н. В. Кудрявцевой, Н. П. Александровой и других.

Немалая помощь автору, в основном по снабжению необходимой геологической литературой и оформлению подготавливавшейся к печати работы, оказывалась товарищами по работе: А. И. Исаковой, Г. А. Шенниковой, Н. Г. Коротяевой, Д. М. Орловым, В. А. Трофимовым, Б. А. Блюманом, А. П. Колесовой, П. В. Михайловым, Е. Ф. Соколовой и Е. Ю. Дубинской и многими другими. Хочется особо отметить В. И. Волчакову, осуществлявшую первичную машинопись монографии с диктофона, А. И. Жамойду, Т. М. Барабанову, обеспечивших возможность ее публикации. Всем этим товарищам автор выражает большую благодарность и признательность.

ТЕКТОНИКА ДРЕВНИХ ПЛАТФОРМ ЛАВРАЗИИ

В пределах Лавразии выделяется семь древних платформ, разделенных каледонскими и герцинскими складчатыми поясами. Среди них четыре крупнейшие платформы — Северо-Американская (Лаврентьевская), Русская (Восточно-Европейская), Сибирская и Китайская занимают обширные территории Северной Америки и Евразии, а три — Эриа, Баренцева и Гипербореяская на преобладающей площади погружены на дно акваторий северной части Атлантического и Северного Ледовитого океанов, образовавшихся в процессе новейшей океанизации. Лишь местами, на отдельных островах, сохранились небольшие реликты этих затопленных новообразованными океаническими акваториями древних платформ.

Фундамент древних платформ обычно представлен интенсивно метаморфизованными толщами. Реже, в основном на западе Канадского щита Северо-Американской древней платформы, в их составе значительно развиты слабометаморфизованные и неметаморфизованные супракрустальные образования. Среди них обычно выделяются образования древнейшей — архейской группы и более молодой — протерозойской. Широко применяемые в последнее время при изучении древних метаморфических толщ и прорывающих их интрузивных образований геохронологические радиометрические методы исследований позволяют более или менее определенно судить о возрасте верхней границы архейской группы (около 2,7 млрд. лет). Наиболее древние породы из нижней катархейской части архейской группы достигают абсолютного возраста 4 млрд. лет и более. В составе протерозойской группы обычно выделяют три подгруппы, из которых нижняя и средняя чаще всего представляют собой образования фундамента древних платформ, верхняя возрастная граница которых обычно определяется в пределах 1500—1600 млн. лет*. Верхнепротерозойская — рифейская подгруппа с возрастом 1500—550 млн. лет обычно целиком или верхней своей частью относится к основанию чехла древних платформ. Нижний и средний рифей с верхней границей около 1000 млн. лет (поздние байкалиды юга Сибирской платформы и др.) иногда еще входят в состав фундамента древних платформ. Локально же нижняя возрастная граница чехла древних платформ опускается до среднего или даже раннего протерозоя. Таким образом, граница между фундаментом и чехлом древних платформ

* Здесь и далее (при рассмотрении протерозойских образований) следует иметь в виду шкалу подразделений докембрия СССР, принятую Межведомственным стратиграфическим комитетом в 1978 г., которая отличается от схемы расчленения докембрия, использованной при написании этой книги.

является скользящей и варьирует в разных местах в пределах протерозойской группы от ее основания до верхней границы с вышележащей палеозойской группой.

*СЕВЕРО-АМЕРИКАНСКАЯ
(ЛАВРЕНТЬЕВСКАЯ)
ПЛАТФОРМА*

Северо-Американская древняя платформа занимает преобладающие по площади центральные и северные части Северной Америки. На севере она включает в себя также территории южных островов Канадского Арктического архипелага — Банкс, Виктория, Баффинова Земля и др., — разделяющие их небольшие мелководные шельфовые акватории моря Баффина, Девисова пролива, Гудзонова залива и преобладающую по площади часть Гренландии.

Северо-Американская платформа протягивается в север-северо-восточном направлении на расстояние более 5,5 тыс. км от 30° с. ш. на юго-западе, на юге штата Техас, до 80° с. ш. на северо-востоке, на севере Гренландии. Максимальной ширины (около 4 тыс. км) она достигает на уровне 60—70° с. ш. от устья р. Маккензи, на западе, до Южной Гренландии, на востоке. Ее общая многоугольная, близкая к изометричной конфигурация определяется серией окаймляющих различно ориентированных, линейно вытянутых на несколько тысяч километров палеозойских складчатых поясов.

В структурном отношении Северо-Американская древняя платформа резко асимметрична. Ее северо-восточная половина в пределах Центральной и Восточной Канады и соседних островов Баффинова Земля и Гренландия, а также в соседних мелководных шельфовых акваториях значительно приподнята и представляет собой обширный Канадский щит, построенный почти исключительно интенсивно дислоцированными толщами фундамента. В отдельных сравнительно небольших бассейнах (Атабаска, Телон и др.) толщи фундамента резко несогласно перекрываются пологозалегающими вулканогенно-осадочными образованиями основания платформенного чехла протерозойского, преимущественно позднепротерозойского — рифейского, возраста. На пологих склонах Канадского щита и в его центральной части, в бассейне Гудзонова залива, выше резко трансгрессивно залегают основание нижнепалеозойского платформенного чехла, чаще всего представленное сравнительно маломощными морскими карбонатными и карбонатно-терригенными отложениями нижнего палеозоя.

На западе и юге Северо-Американской древней платформы фундамент ее обычно значительно (неравномерно в разных местах) погружен под преимущественно фанерозойский платформенный осадочный чехол различной мощности. Здесь, в пределах Великих равнин Западной Канады и внутренних низменностей США, выделяется серия изометричных по форме поднятий, или сводов, — антеклиз и разделяющих их бассейнов — синеклиз. Мощность фанерозойского платформенного чехла в синеклизах обычно 2—4 км, а в отдельных синеклизах — краевых прогибах соседних палеозойских складчатых сооружений — достигает 7—10 км и более. В ядрах на-

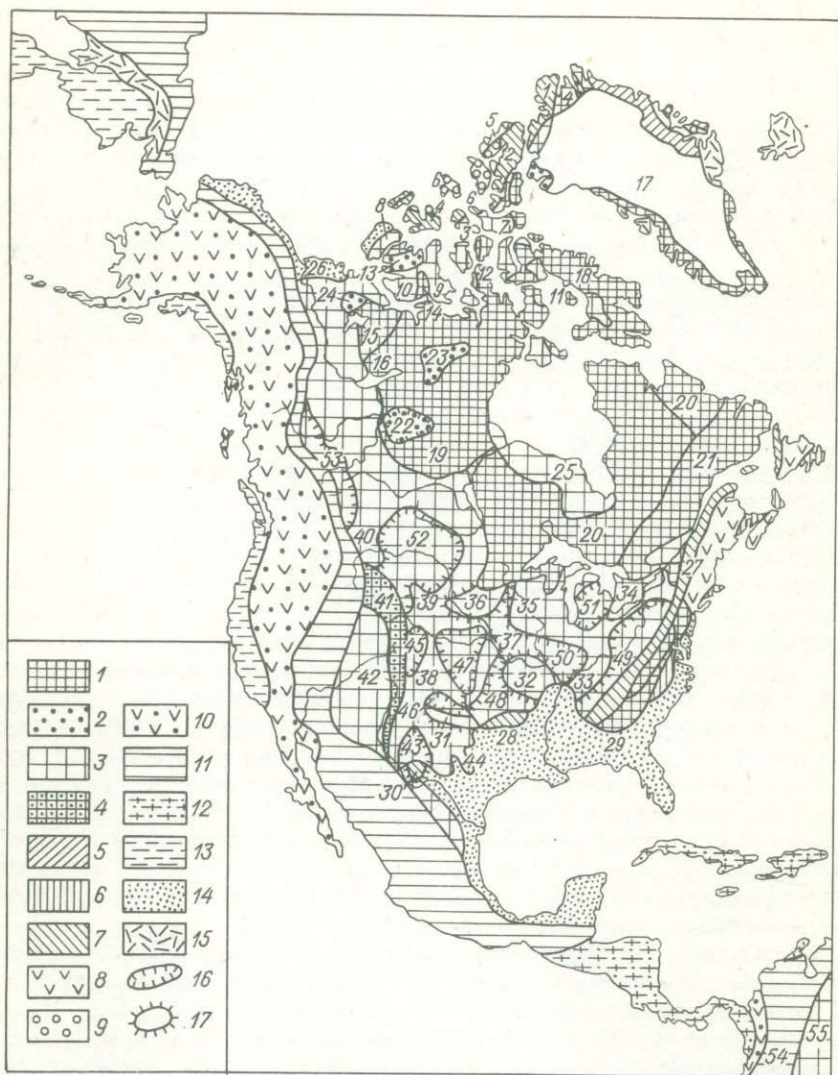


Рис. 2. Тектоническая схема Северной Америки. Составил И. Н. Казаков на основе тектонических карт Северной Америки, Восточной Гренландии, Аппалачей и др.

1 — архейские и ниже-среднепротерозойские интенсивно дислоцированные образования; 2 — пологие рифейские мульды Канадского щита; 3 — палеозойско-мезозойско-кайнозойский платформенный покров; 4 — Ларамийское (мел — эоцен) активизированное поднятие платформы; 5 — каледониды Восточной Гренландии; 6 — Авалонская (рифейская) миогеосинклинальная зона; 7 — эвгеосинклинальные зоны Аппалачской и Франклинской палеозойских складчатых областей; 8 — поздние каледониды Аппалачей; 9 — герцинские и мезозойские предгорные впадины Восточной Гренландии и Свердрупского бассейна; 10—11 — эвгеосинклинальные (10) и миогеосинклинальные (11) зоны Кордильер; 12 — Антильская складчатая область и Тихоокеанский кайнозойский складчатый пояс; 13 — мел — кайнозойский складчатый пояс; 14 — чехол Береговой равнины; 15 — Чукотский вулканический пояс; 16 — мульды; 17 — поднятия, своды.

Цифры на схеме. 1—4 — миогеосинклинальные зоны: 1 — Северной Гренландии, 2 — Центрального Элсмира, 3 — о. Корнуоллис, 4 — архипелага Парри; 5 — эвгеосинклинальная зона Северного Элсмира; 6—11 — бассейны: 6 — Свердрупский, 7 — Ланкастерский, 8 — Мелвиллский, 9 — прол. Виктории, 10 — Уолластонский, 11 — Боксе; 12—14 — антеклизы: 12 — Бутия, 13 — Минто, 14 — Веллингтона; 15—21 — провинции: 15 — Большого Медвежьего озера, 16 — Невольничьего озера, 17 — Гренландии, 18 — Арктических островов, 19 — Черчилл, 20 — оз. Верхнее, 21 — Гринвилл; 22—24 — мульды: 22 — оз. Атабаска, 23 — Телонская, 24 — Большого Медвежьего озера; 25 — Гудзонов бассейн; 26 — Прибрежная равнина; 27 — складчатые сооружения Аппалачей; 28 — складчатая система Уачита; 29 — Береговая равнина; 30—41 — поднятия и своды: 30 — Маратон, 31 — Уичито, 32 — Озарк, 33 — Цинциннатти, 34 — Финдли, 35 — Висконсин, 36 — Сиу, 37 — Немаха, 38 — Кембридж, 39 — Блэк-Хилс, 40 — Суитграсс, 41 — Южных Скалистых гор (активизированное); 42—53 — бассейны: 42 — Колорадо, 43 — Западно-Техасский, 44 — Льяно, 45 — Денвер, 46 — Анадарко, 47 — Салина, 48 — Форест-Сити, 49 — Аллегенский, 50 — Иллинойский, 51 — Мичиганский, 52 — Уиллстон, 53 — Альберта; 54 — Анды; 55 — Бразильская платформа.

иболее крупных антеклиз — свода Висконсин, поднятий Озарк, Уачита, Сиу, Блэк-Хилс и Южных Скалистых гор — обнажаются интенсивно дислоцированные и метаморфизованные толщи фундамента древней платформ.

Трудности межрегиональных корреляций немых докембрийских толщ, а также местные геологические особенности вынуждают американских геологов подразделять Канадский щит на несколько провинций и характеризовать стратиграфию, магматизм и тектонику в каждой провинции в отдельности. В настоящее время в пределах Канадского щита выделяются следующие провинции: Гринвилл, оз. Верхнего, Нейн, Черчилл, Невольничье озеро, Медвежье озеро, Арктических островов, Гренландия (рис. 2). Трудности корреляции толщ фундамента Канадского щита осложняются также большой неравномерностью их метаморфизма и значительным развитием омоложения в радиометрических данных абсолютного возраста. В последнее время наиболее распространена точка зрения, отраженная на новейшей тектонической карте Северной Америки под редакцией Ф. Кинга, о трех основных возрастных структурных комплексах фундамента Северо-Американской платформы в пределах Канадского щита: кеноранском — с верхней возрастной границей по радиометрическим данным 2390—2600 млн. лет*, что скорее всего соответствует архейской группе; гудзонском — с возрастом 1600—1800 млн. лет, соответствующем раннему и среднему протерозою, и гринвиллском — с возрастом около 1000 млн. лет, отвечающем нижнему и среднему рифею.

На тектонической карте Северной Америки образования кеноранского комплекса занимают преобладающие территории провинций озер Верхнего и Невольничье, а также значительные участки в Южной Гренландии. На обширных территориях провинций Нейн, Черчилл, Большого Медвежье озеро, Арктических островов и Гренландии показаны области распространения среднего — гудзонского комплекса, а в провинции Гринвилл — верхнего — гринвиллского комплекса. Кроме того, во всех провинциях Канадского щита показаны пологие, резко наложенные на все три комплекса фундамента бассейны, сложенные преимущественно верхнепротерозойскими — рифейскими толщами.

В районе оз. Верхнего и по северному побережью оз. Гурон, а также южнее оз. Верхнего в ядрах антеклиз — свода Висконсин и поднятия Сиу — развиты преимущественно слабеметаморфизованные осадочные и вулканогенные образования докембрия. Здесь, в классическом разрезе докембрия Северной Америки, история изучения которого превышает полтора столетия, выделяются снизу вверх: нижний докембрий (архей) и верхний докембрий (протерозой или альгонк). Последний подразделяется на нижние — гуронские (нижне-среднепротерозойские) и верхние — кьюиноуские (верхнепротерозойские) образования.

Наиболее полно разрез архейских толщ представлен к северу от озер Верхнего и Гурон. К нижнему архею здесь относятся формация Киватин, сложенная преимущественно основными и кислыми эффузивами, агломератами и туфами, местами с пачками мелководно-морских карбо-

* Здесь и далее приводится абсолютный возраст по радиометрическим данным, если это не оговаривается особо.

натных и терригенных отложений. Они обычно значительно дислоцированы, слабо метаморфизованы и прорваны пестрыми по составу (от гипербазитов до диоритов и меньше батолитовых гранитов) интрузиями. Выше несогласно залегают верхнеархейская серия Тимискаминг или ее аналоги — группа Седбери, группа оз. Найд и др. Они представлены конгломератами, граувакками, кварцитами с пачками вулканогенных образований общей мощностью до 6 км и более. Они также значительно дислоцированы и прорваны алгоманскими гранитами, гранодиоритами, гранито-гнейсами, сиенитами и связанными с ними разнообразными дайковыми образованиями. Местами архейские супракрустальные образования значительно метаморфизованы и превращены в различные метаморфические и кристаллические сланцы и парагнейсы. Возраст архейских метаморфических интрузивных образований определяется в пределах 2—2,7 млрд. лет. Местами встречаются более молодые, омоложенные и протерозойские (до 1—1,5 млрд. лет) образования.

К югу от оз. Верхнего залегающие резко несогласно на нижнеархейских вулканогенных толщах и гранитоидах гуронские образования подразделяются на три части, разделенные несогласиями и перерывами. Нижний гурон представлен кварцитами и вышележащими доломитами. В основании среднего гурона выделяются зеленокаменные породы и кварциты, которые выше сменяются мощными железорудными формациями, сложенными конгломератами, глинистыми сланцами, известняками и железистыми кварцитами. Местами в их составе присутствуют основные вулканогенные породы и они прорываются, по-видимому, коагматичными малыми интрузиями габбро и габбро-диабазов. К верхнему гурону относятся различные метаморфические сланцы, чередующиеся с железорудными формациями. Местами в их основании выделяются зеленокаменные породы. Общая мощность гуронских образований достигает 5 км и более.

С гуронскими образованиями связаны крупнейшие в мире месторождения железа. Они дислоцированы в широкие, сравнительно пологие открытые складки и прорваны килларнейскими гранитами (возраст 1600—1800 млн. лет).

Выше, несогласно в отдельных мульдах, полого залегает верхнепротерозойская серия Кьюиноу. Разрез ее начинается базальными конгломератами и кварцитами, сменяемыми вверх по разрезу мощными субаэральными покровами базальтов и порфиоров. С последними связаны крупнейшие в мире месторождения меди. Завершается разрез серии мощными континентальными красноцветными конгломерато-песчаниковыми отложениями. Общая мощность серии Кьюиноу достигает 15 км. Вулканогенные образования нижней части этой серии пронизаны различной мощности пластовыми телами стратифицированных основных интрузий. Крупнейшими среди них являются габбровый лополит Дулута и норитовый — Седбери. Возраст дулутских габбро примерно 1100 млн. лет.

Восточнее провинции оз. Верхнего выделяется провинция Гринвилл, расположенная на юго-восточной окраине Канады, по левобережью реки и эстуария Св. Лаврентия и на преобладающей части п-ова Лабра-

дор. К ней также относится массив Адирондак на севере штата Нью-Йорк.

На преобладающей площади провинция сложена группой Гринвилл, представленной чередующимися интенсивно метаморфизованными в амфиболитовой и гранулитовой фациях парагнейсами, парасланцами, гранулитами, мраморами, кристаллическими известняками и доломитами и амфиболитами. Они вмещают крупные линейно вытянутые по простиранию пород в северо-восточном направлении тела гранито-гнейсов и прорываются более молодыми интрузиями анортозитов и чарнокитов. Последние в свою очередь также прорываются гранито-гнейсами, граносиенитовыми гнейсами и связанными с ними многочисленными пегматитами.

Преобладающее число радиометрических датировок абсолютного возраста пород этой группы 1000—1100 млн. лет; это позволило многим американским геологам предполагать позднепротерозойский (допоздне-рифейский) возраст группы Гринвилл. В последние годы появились данные, свидетельствующие скорее об архейском возрасте этой группы. По-видимому, преимущественно архейские образования провинции Гринвилл испытали тектоническую активизацию в конце среднего рифея, с которой связано практически повсеместное радиометрическое омоложение архейских пород группы Гринвилл.

К северо-западу от провинции оз. Верхнего, западнее Гудзонова залива, расположена обширная провинция Черчилл. В отличие от двух вышеохарактеризованных провинций, которые построены в основном архейскими толщами, провинция Черчилл сложена преимущественно протерозойскими образованиями. В их составе выделяются три комплекса, разделенные крупными структурными несогласиями. Нижний — вулканогенный (агломераты, лавы и туфы различного состава) или терригенно-вулканогенный и средний — терригенный, местами с пачками железистых кварцитов. Комплексы значительно дислоцированы и местами заметно метаморфизованы. Верхний комплекс (серия Атабаска и ее аналоги) представлен конгломератами, аркозами и кварцевыми песчаниками и покровами базальтов. Он слагает обширные, резко наложенные на древние толщи пологие мульды — бассейны Атабаска, Телон и др.

Провинция Невольничьего озера и соседние восточные части провинции Большого Медвежьего озера сложены в основном архейскими толщами. Протерозойские (возможно и верхнеархейские) толщи провинций Невольничьего и Большого Медвежьего озер представлены в основном слабодислоцированными субплатформенными образованиями. Для групп Хорнби и Копермайн характерны проявления траппового магматизма: базальтовые покровы, силлы и дайки диабазов, долеритов и базальтов.

Докембрийские толщи провинции Арктических островов наиболее широко представлены в пределах Баффиновой Земли; меньше они распространены на юго-востоке о. Элсмир, на востоке о. Девоу, на п-ове Бутия и очень редко встречаются на других Арктических островах.

Преобладающая территория Гренландии покрыта мощными четвертичными ледниками. Лишь в узкой прибрежной полосе обнажаются коренные породы. В Западной, Юго-западной и Юго-восточной Гренландии развиты преимущественно докембрийские образования Канадского щита.

По северной окраине и на востоке Гренландии выделяются палеозойские складчатые пояса. К югу и западу от них известны выходы докембрийских пород Канадского щита, поэтому можно предполагать, что и в большей центральной части Гренландии под ледниковым покровом залегают докембрийские образования щита.

В Южной Гренландии, к югу от 66° с. ш., в составе докембрия выделяются (снизу вверх): архейский прекетилидский фундамент, нижне-среднепротерозойские супракрустальные и метаморфические образования кетилидского складчатого пояса, посторогенные интрузии гранитов рапакви, рифейские кратогенные красноцветные терригенные и субаэральные вулканогенные толщи Гардара.

В Западной Гренландии, между $66^{\circ} 30'$ и 78° с. ш., выделяется Наксуктокский складчатый пояс. Он сложен преимущественно активизированными в конце среднего протерозоя гнейсами архейского фундамента. Местами, например в районе Куманака около 71° с. ш., гнейсы фундамента перекрываются толщами метаморфизованных осадочных пород: кварцитов, семипелитов и граувакк. Наксуктокские породы интенсивно дислоцированы. Абсолютный возраст содержащихся в них метаморфогенных минералов, определенный калий-аргоновым методом, составляет 1700—1800 млн. лет, что соответствует абсолютному возрасту кетилидской орогении на юге Гренландии и гудзонской орогении на северо-востоке Канады. Такой же абсолютный возраст по радиометрическим данным имеют активизированные в наксуктокское время гнейсы фундамента.

На северо-западе Гренландии, на Земле Инглфила и южнее м. Йорк, широко представлены архейские, нижне- и среднепротерозойские сланцево-гнейсовые толщи фундамента. Они прорваны интрузиями габбро, диоритов, гранодиоритов и гранитов. В западной, прибрежной, полосе архейский фундамент резко несогласно перекрыт верхнепротерозойской группой Туле. Максимальная мощность этой группы достигает 2300 м в районе м. Йорк. Здесь она подразделяется на три формации. Нижняя формация Вулстенхолл сложена мощными (до 500 м) кварцевыми песчаниками с прослоями аркозовых конгломератов. Средняя формация Тундас представлена черными битуминозными глинистыми сланцами мощностью более 600 м. В нижней части они переслаиваются с кварцевыми песчаниками, в верхней части содержат тонкие прослои известковых песчаников и доломитов. Верхняя формация Нарсарук мощностью до 910 м сложена в нижней и верхней частях ритмично переслаивающимися песчаниками, алевролитами и доломитами, в средней части — доломитами. Кристаллический фундамент и рифейская группа Туле на северо-западе Гренландии рассечены многочисленными дайками и силлами долеритов, гальки которых встречены в конгломератах нижнего кембрия на м. Кент.

На северо-востоке Гренландии докембрийские супракрустальные образования значительно развиты в пределах Земли Пири, в районе Датского фьорда и на Земле Короля Христиана X.

На северо-западном, северо-восточном и юго-восточном крыльях Канадского щита, непосредственно примыкающих к Франклинской, Восточно-Гренландской и Аппалачской палеозойским складчатым об-



ластям, толщи дорифейского фундамента и пологозалегающие на них преимущественно континентальные терригенные отложения рифея трансгрессивно перекрыты сравнительно маломощным (порядка 1—2 км) платформенным карбонатным или терригенно-карбонатным чехлом нижнего палеозоя и реже силура.

В пределах южной части Арктического архипелага Канады северо-западный склон Канадского щита расширяется до 600—800 км. Он покрыт маломощным (первые сотни метров) ордовикско-силурийским известняково-доломитовым чехлом. Из-под этого чехла в ядрах антеклиз вскрываются докембрийские толщи Канадского щита.

Обширные западная и южная территории Северо-Американской древней платформы представляют собой крупную единую плиту с фанерозойским осадочным чехлом, мощность которого варьирует от 0—1,5 в пределах антеклиз до 3—5 км в пределах большинства синеклиз и достигает 8—10 км в наиболее погруженных краевых прогибах. По характеру внутреннего строения значительно различаются пять частей этой плиты: юго-восточная, охватывающая преобладающую территорию Внутренних низменностей США; центральная, включающая западную окраину этих низменностей — плато Прерий; северо-западная, обнимающая территории Великих равнин Западной Канады; юго-западная — плато Колорадо и отделяющие последнюю от центральной части (плато Прерий) новейшие активизированные поднятия Центральных и Южных Скалистых гор.

На Великих равнинах Канады и во Внутренних низменностях США (т. е. в пределах Мидконтинента) выделяются крупные преимущественно изометричные структуры первого порядка — синеклизы и антеклизы. Поперечник этих структур достигает 400—600 км. Слои осадочных пород в этих структурах имеют очень пологое, почти горизонтальное, залегание. В пределах же плато Колорадо развиты несравненно более мелкие изометричные и брахиформные структуры первого порядка — антеклизы и синеклизы, поперечник которых, как правило, не превышает 100—200 км. Падение крыльев этих структур обычно значительно более крутое — до нескольких градусов. Складчатые структуры фанерозойских толщ наиболее сложны в новейших активизированных межгорных и предгорных впадинах Скалистых гор.

Вершины современных Центральных и Южных Скалистых гор достигают 4—4,4 км. На преобладающей их площади приподняты и выведены на дневную поверхность породы докембрийского складчатого фундамента. Среди них, по аналогии с Канадским щитом, в настоящее время, учитывая новейшие данные радиометрического определения абсолютного возраста этих пород, выделяются кеноранский (архейский) и гудзонский (нижне-среднепротерозойский) комплексы гнейсов и кристаллических сланцев с пачками мраморов, кварцитов и амфиболитов. В пределах плато Колорадо в ядрах более десятка антеклиз также обнажаются сланцево-гнейсовые толщи дорифейского фундамента. Местами они резко несогласно перекрываются преимущественно континентальными красноцветными терригенными отложениями рифея, слагающими пологие муьды типа рифейских муьлд Канадского щита.

В пределах Внутренних низменностей США толщи докембрийского фундамента вскрываются в ядрах сводов Висконсин, Блэк-Хилс и поднятий Сиу, Озарк, Уачита и Льяно. В их составе также выделяются аналоги ниже-среднепротерозойских и меньше архейских образований и резко несогласно полого залегающих на них слабометаморфизованных преимущественно континентальных вулканогенно-осадочных толщ.

Платформенный чехол внутренних низменностей обычно по возрасту соответствует палеозойской группе или (в антеклизях) ее нижней и средней подгруппам. В составе чехла выделяются два основных структурных этажа — ниже-среднепалеозойский и верхнепалеозойский.

Нижний этаж сложен в основном морскими карбонатными и меньше терригенными отложениями верхней части кембрия, ордовика, силура и девона сравнительно небольшой (от первых сотен метров до 1—2 км) и устойчивой на площади мощности. Слагающих преобладающие площади синеклиз верхний структурный этаж построено мощными (до 3—5 км и более в краевых прогибах) преимущественно паралическими угленосными терригенными и карбонатно-терригенными толщами верхнего палеозоя (в основном карбона). Согласно залегающий выше ордовик представлен чередующимися доломитовыми и песчано-сланцевыми пачками общей мощностью не более 140—150 м.

Нижнему силуру здесь соответствуют залегающие с перерывом и небольшим несогласием на ордовикских толщах глинистые сланцы и песчаники, сменяемые выше доломитами. Эти отложения объединяются здесь в серию Ниагариян. Выше они согласно перекрываются серией Кайюган и затем Монроан. Эти серии также представлены терригенно-карбонатными отложениями. Завершается разрез верхнего силура галогенной группой Салина мощностью до 1 км. Общая же мощность силурийских отложений — от первых десятков метров до 1,5 км. Выше, на доломитах и соленосных породах верхнего силура, с перерывом в осадконакоплении и несогласием залегают карбонатные толщи всех трех отделов девонской системы.

Отложения каменноугольной системы наиболее полно представлены в бассейнах Мичиган, Иллинойс, Блэк-Ориор и Аллегени. Они подразделяются американскими геологами на две самостоятельные системы: нижнюю — миссисипскую, примерно соответствующую турнейскому ярусу и нижней части визейского яруса нижнего карбона европейской биостратиграфической шкалы, и верхнюю — пенсильванскую, отвечающую верхней части визейского яруса, намюрскому ярусу нижнего карбона, среднему и верхнему карбону европейской шкалы. Миссисипская система по биостратиграфическим данным подразделяется в свою очередь на две серии: нижнюю — Айова и верхнюю — Честериан.

Пенсильванская система в большинстве синеклиз Внутренних низменностей завершает разрез палеозойского осадочного чехла. Она представлена во многих случаях паралическими и континентальными угленосными толщами, мощность которых от 1 км (во внутренних синеклизях типа бассейнов Мичиган и Иллинойс) до 3—4 км (в краевых прогибах типа Предаппалачского). Обычно отложения пенсильванской системы представлены ритмично чередующимися песчаниками, глини-

стыми сланцами и меньше известняками с подчиненными пачками углей.

Отложения пермской системы развиты крайне ограниченно лишь на востоке Внутренних низменностей, в центральной части синеклизы Аллегени. Они здесь представлены также угленосными терригенными и карбонатно-терригенными отложениями мощностью от 0 до первых сотен метров.

На юго-западе Внутренних низменностей, в пределах штатов Оклахома и Арканзас, выделяется своеобразная синеклиза (бассейн Анадарко), отличающаяся от остальных синеклиз Внутренних низменностей некоторой удлинённостью в северо-западном направлении и значительно большей (до 10 км и более) погруженностью, компенсировавшейся накоплением в течение палеозоя (в основном позднего) мощных преимущественно терригенных отложений, коррелятных позднепалеозойскому размывавшемуся поднятию Уачита, располагающемуся непосредственно к юго-западу от бассейна Анадарко и протягивающемуся параллельно последнему в северо-западном направлении на несколько сотен километров.

В структурном и историко-геологическом отношении бассейн Анадарко представляет собой глубоко вдающийся в пределы Северо-Американской древней платформы пригеосинклинальный прогиб располагавшихся к юго-востоку и югу геосинклиналей позднепалеозойского складчатого пояса Уачита. На преобладающей площади этого пояса позднепалеозойские складчатые сооружения погребены под мощным (до 3—10 км) мезозойско-кайнозойским осадочным чехлом Примексиканской квази-платформы. Лишь в горах Уачита и в поднятии Маратон в настоящее время вскрываются позднепалеозойские складчатые сооружения этого пояса.

Великие равнины Западной Канады представляют собой северо-западное продолжение Внутренних низменностей США. Они отличаются от последних менее полным разрезом палеозоя с выпадением из него местами толщ ордовика и силура; значительным развитием эвапоритов в составе девонских отложений; практическим отсутствием мощных угленосных толщ верхнего палеозоя, широко представленных в синеклизах Внутренних низменностей США, и присутствием здесь в синеклизах нетипичных для Внутренних низменностей преимущественно терригенных отложений мезозоя и кайнозоя, коррелятных размывавшимся в мезозое и кайнозое поднятиям Северных Скалистых гор (восточной миогеосинклинальной зоны Северо-Американских Кордильер).

В пределах Великих равнин Канады выделяются пять синеклиз (см. рис. 2). Мощность фанерозойского чехла в синеклизах обычно достигает 3—4 км, возрастая в северной — Андерсонской синеклизе до 5,5 км. При этом нижняя — палеозойская часть чехла обычно менее мощная (1,5—2 км), чем верхняя — мезозойско-кайнозойская, достигающая 2,5—3 км.

Если в строении платформенного чехла синеклиз, особенно его верхней части, преобладают мощные (до 4—5,5 км) преимущественно терригенные и карбонатно-терригенные отложения палеозоя, мезозоя и кайнозоя, то платформенный чехол в пределах антеклиз построен несравненно менее мощными (не более 500—1000 м) исключительно ниже- и среднепалеозойскими

существенно карбонатными и терригенно-карбонатными отложениями.

Трансгрессивно залегающие в ядрах синеклиз на палеозойских толщах мезозойские и кайнозойские отложения представлены в основном мощными прибрежно-морскими лагунными и континентальными преимущественно терригенными и меньше карбонатно-терригенными толщами. Возрастной объем этих толщ в разных местах далеко не одинаков. Чаще всего выпадает из разреза нижняя часть мезозойской группы — нижнетриасовые и юрские отложения, а наиболее широко представлены меловые и палеогеновые прибрежно-морские и континентальные пески и глины. Мощность меловых толщ в бассейне Альберта достигает 1650—1800 м, а палеогеновых — нескольких сотен метров. Местами также развиты менее мощные выклинивающиеся по латерали отложения триаса и юры. В бассейне Альберта нижнему триасу соответствуют прибрежно-морские и лагунные чередующиеся доломиты, алевролиты и аргиллиты мощностью 100—350 м.

Неогеновые отложения на Великих равнинах Канады представлены локально развитыми маломощными континентальными песками, алевролитами и глинами, а плейстоцен — ледниковыми и флювиогляциальными отложениями четырех оледенений и различными аллювиальными и озерными песками, галечниками и глинами.

Своеобразно построена юго-западная окраина плиты, включающая в себя плато Прерий, Центральные и Южные Скалистые горы и плато Колорадо. Основные черты тектоники здесь обусловлены широко проявившейся новейшей — ларамийской (мел — палеоген) тектонической активизацией древней платформы. В результате сформировался резкорасчлененный тектонический и геоморфологический рельеф современных Центральных и Южных Скалистых гор, в пределах которых наблюдается чередование высоко поднятых (до 4—4,5 км абсолютной высоты) выступов докембрийского фундамента и сопряженных с ними глубоко погруженных в мелу и палеогене и заполненных мощными коррелятивными соседним поднятиям преимущественно континентальными терригенными толщами. На дне бассейнов и на склонах поднятий сохранились трансгрессивно залегающие на докембрийском фундаменте сравнительно маломощные (1—1,5 км) преимущественно морские карбонатно-терригенные отложения палеозоя и нижнего мезозоя. В составе палеозоя часто выпадает из разреза его средняя — силурийская и ниже-среднедевонская — часть, а в составе нижнего мезозоя — средний и верхний триас. Большие — центральные части бассейнов сложены мощными (до 6—7 км) терригенными толщами мела, палеоцена и эоцена, трансгрессивно залегающими на различных горизонтах юрских и более древних толщ.

Фанерозойские толщи бассейнов в центральных их частях обычно залегают полого, почти горизонтально. На склонах бассейнов они имеют пологое (1—10°) центриклинальное падение, с приближением к соседним поднятиям выкручивающееся до 30—50° и более, а местами осложненное мелкой дополнительной складчатостью.

Плато Колорадо и Прерий отличаются от Центральных и Южных Скалистых гор значительно меньшей гетерогенностью тектоники, приближаясь в этом отношении к остальным участкам плиты Северо-Американской древней платформы. Но в отличие от них развитые здесь

антеклизы (своды и поднятия) и синеклизы (бассейны) имеют в несколько раз меньшие размеры. Синеклизы по характеру внутренней структуры приближаются к бассейнам Центральных и Южных Скалистых гор. На антеклизах обычно развит маломощный покров нижней преимущественно палеозойской части платформенного чехла, залегание которого в центральных частях антеклиз пологое, близкое к горизонтальному, постепенно выкручивающееся к их крыльям, где он погружается под мощные мезозойские и кайнозойские толщи синеклиз. Падение слоев на крыльях антеклиз и синеклиз обычно 1—10°. В ядрах антеклиз из-под трансгрессивно перекрывающего их платформенного чехла местами выходят породы докембрийского фундамента.

Граница между Северо-Американской платформой и миогеосинклинальной зоной Кордильер так же, как и границы между Северо-Американской платформой и миогеосинклинальными зонами палеозойских складчатых сооружений Аппалачей и Франклинид, выделяется здесь сугубо условно. Фациально в палеозойских платформенных отложениях она практически не выражена. Устанавливается она чаще всего структурно-морфологически на основании смены пологозалегающих отложений Северо-Американской платформы значительно дислоцированными толщами Восточных Кордильер.

Палеозойские платформенные карбонатные и терригенно-карбонатные отложения отличаются большой выдержанностью на всей территории Центральных и Южных Скалистых гор, плато Прерий и Колорадо. Лишь в составе верхнепалеозойских толщ местами отмечается фациальная изменчивость.

На юге Южных Скалистых гор и в соседних районах плато Колорадо верхний палеозой представлен исключительно морскими известняками и глинистыми сланцами, но мощность их при этом возрастает до 1,5—2 км. В пределах бассейнов плато Колорадо мезозою и кайнозою соответствуют преимущественно континентальные терригенные и субаэральные вулканогенные толщи значительной мощности. В пределах плато Прерий, в бассейнах Денвер, Паудер-Ривер и других триасу отвечают преимущественно мощные континентальные и меньше лагунные гипсоносные терригенные толщи. В составе нижнего мела (команчской серии) здесь развиты прибрежно-морские песчаники и известняки. Верхнему мелу здесь соответствуют морские песчаники и глины, сменяемые выше мелом и мергелями с остатками фауны сантона, кампана и маастрихта. Самая верхняя часть верхнего мела представлена мощной континентальной угленосной терригенной формацией Ларами, коррелятной наиболее интенсивным начальным стадиям ларамийской орогении.

Палеогену и неогену в пределах плато Прерий соответствуют сравнительно маломощные континентальные терригенные отложения.

Четвертичные отложения широко представлены в долинах рек террасовыми аллювиальными песками, галечниками и глинами. К северу от 35—40° с. ш. повсеместно встречаются ледниковые и флювиогляциальные отложения — свидетели четырех плейстоценовых ледниковых эпох Северной Америки: 1) канзасской, 2) небрасской, 3) иллинойской и 4) висконсинской. Проникновение конечных морен к югу от 40° с. ш.

свидетельствует о значительно более широком распространении североамериканских плейстоценовых ледников к югу, чем европейских [43, 44, 45, 52, 53, 56, 57, 59, 60, 64, 67—72, 76, 78, 82—85, 93, 94, 100].

ПЛАТФОРМА ЭРИА

Вопросы былого существования на месте северной части Атлантического океана древней платформы Эриа представляют собой наиболее заманчивую и увлекательную проблему науки о Земле. Большая вероятность существования этой обширной (несколько тысяч километров в поперечнике) древней платформы изометричной формы между о. Гренландией на западе и Британскими островами и Скандинавским полуостровом на востоке подтверждается палеотектоническим анализом геологических данных Восточной Гренландии, Шпицбергена, Британских островов и Скандинавии. В этой связи особый интерес представляет также широко известная легенда древних народностей о затонувшей в недавние (уже в исторические) времена под водами Северной Атлантики Атлантиде. Современные геоморфологические и геофизические данные по Северной Атлантике также свидетельствуют в пользу существования ранее затонувшей здесь обширной суши. В отличие от центральной и южной частей Атлантического океана здесь отсутствуют океанические котловины. Сравнительно ровное дно океана располагается в основном на глубинах от 1000 до 2500 м. Над ровным океаническим дном возвышаются на несколько сотен метров линейно вытянутые на 1000 км и более в субмеридиональном направлении подводные хребты. Они тесно связаны с молодым вулканическим о. Исландией. К юго-юго-западу от Исландии отходит подводный хребет Рейкьянес, вершины которого располагаются на глубинах от 200 до 1000 м. Он протягивается в южном направлении на 2000 м. Южным его продолжением является Срединно-Атлантический подводный хребет. К юго-востоку от Исландии также на 2 тыс. км протягивается менее отчетливо выраженный Фарерский подводный хребет (глубины 200—1000 м); местами он поднимается до уровня Мирового океана и даже выше его, образуя Фарерские острова. К северо-востоку от Исландии отходит порог Мона, представляющий собой подводный хребет, протягивающийся на расстояние до 1500 км между Исландией и Шпицбергом. Порог Мона имеет наиболее погруженную (1000—1500 м) поверхность, среди которой около 70° с. ш. выделяется небольшое изометричной формы шельфовое поднятие, к которому приурочен о. Ян-Майен.

Следует отметить, что свидетелями недавнего (несколько десятков тысяч лет) раскалывания и последующего погружения древней платформы Эриа могут явиться широко распространенные в Восточной Гренландии, в Исландии и на Гебридских островах мощные (до 2 км и более) базальтовые лавовые покровы, возникшие в результате трещинного траппового вулканизма в теле расколовшейся древней платформы Эриа в мелу и палеогене.

Вполне вероятно происхождение подводных хребтов, тесно связанных с вулканическим о. Исландией, также в процессе трещинного траппового вулканизма. Следует отметить, что базальтовые покровы

Исландии включают также в подчиненном количестве субаэральные вулканогенные образования среднего и кислого состава, указывающие на то, что подкоровый базальтовый вулканизм сопровождался иногда внутрикоровыми вулканическими извержениями. По геофизическим (сейсмическим и гравитационным) данным мощность сиалической коры Северной Атлантики несколько больше, чем в центральной и южной частях океана.

Оставшиеся от океанизации реликты древней платформы Эриа сохранились лишь на одном участке — на северо-западной, прибрежной, окраине Северной Шотландии, к северо-западу от надвига Мойн, и на соседних Гебридских островах, т. е. по юго-восточной окраине погруженной под Северной Атлантикой платформы Эриа. Здесь широко распространены толщи фундамента этой платформы — гнейсы серии Льюис. Они представлены интенсивно дислоцированными и регионально метаморфизованными в гранулитовой фации полосчатыми орто- и парагнейсами, в которых чередуются слои основного (олигоклаз, андезин, пироксен, амфибол) и более кислого (олигоклаз, кварц, реже биотит, амфибол и калиевые полевые шпаты) состава с пачками и линзами пироксеновых гранулитов, амфиболитов и сильноизмененных гипербазитов. Эти породы прорываются менее измененными дайками габбро, габбро-диабазов, пикритов и дунитов и, возможно, более молодыми штоками гранитов и жилами пегматитов, с которыми связывается стадия повторного метаморфизма. Абсолютный возраст слюд и полевых шпатов пегматитов по данным радиометрических определений рубидий-стронциевым методом — 2000—2520 млн. лет, что, по-видимому, соответствует времени повторного метаморфизма. Возраст же образования и первичного метаморфизма гнейсов серии Льюис, очевидно, еще более древний, поэтому возраст этой серии считается обычно архейским.

Наряду с этими наиболее древними образованиями скурийского цикла в последнее время из состава серии Льюис стали выделять локально распространенные существенно парасланцевые (слюдяные, графитовые сланцы, метапсаммиты, кварциты, нередко железистые, и мраморы с пачками гнейсов и амфиболовых сланцев) толщи более молодого — лаксфордского цикла, прорванные пегматитами (возраст по радиометрическим датировкам 1650—1200 млн. лет). В настоящее время с равным основанием можно высказывать две точки зрения о происхождении кристаллических сланцев лаксфордского цикла. С одной стороны, они могут оказаться более молодыми, чем гнейсы серии Льюис скурийского цикла, ниже-среднепротерозойскими образованиями, а с другой — результатом регрессивного метаморфизма в раннем и среднем протерозое архейских гнейсов.

Небольшие тектонические выступы серии Льюис выделяются также юго-восточнее надвига Мойн, в пределах позднедокембрийских складчатых сооружений Северной Шотландии. К серии Льюис здесь отнесены плагиоклаз-амфиболовые и биотитовые мигматиты и гнейсы с пачками и линзами амфиболитов, мраморов и эклогитов с возрастом 1550 млн. лет, образующие небольшие тектонические выступы среди более молодой кварцито-сланцевой серии Мойн.

На северо-западном побережье Шотландии и меньше на смежных Гебридских островах, северо-западнее надвига Мойн, гнейсы серии Льюис резко несогласно перекрываются пологозалегающими неметаморфизованными преимущественно терригенными отложениями серии Торридон. Эта серия сложена фациально изменчивыми красными, серыми и зелеными аркозовыми и меньше полимиктовыми песчаниками и алевролитами с пачками конгломератов, иногда тиллитоподобных, глинистых сланцев и реже карбонатных пород. Для нее нередко характерны косая слоистость, а также волноприбойные знаки, трещины усыхания и следы капель дождя на плоскостях наслоения, что указывает на прибрежно-мелководные эпиконтинентальные условия их накопления. Мощность серии от 1,5 до 6,5 км. Известны следы ходов червей и остатки рифейских микрофоссилий.

О возрасте серии Торридон можно судить на основании следующих данных. Она залегает трансгрессивно на гнейсах серии Льюис, в том числе на лаксфордских кристаллических сланцах с абсолютным возрастом порядка 1650 млн. лет. Имеющиеся датировки абсолютного возраста глинистых сланцев — 815 и 885 млн. лет, полученные рубидий-стронциевым методом, скорее всего указывают на время их эпигенеза и, по-видимому, свидетельствуют о близости верхней возрастной границы серии Торридон к рубежу среднего и позднего рифея — около 1 млрд. лет. Таким образом, серия Торридон по возрасту скорее соответствует нижнему и среднему рифею. В настоящее время среди английских геологов господствует представление о ее синхронности серии Мойн, развитой в соседней к юго-востоку позднекембрийской складчатой области. Это подтверждается в какой-то мере реликтовыми радиометрическими датировками абсолютного возраста прорывающих серию Мойн пегматитов (около 740 млн. лет), связанных с гранитными интрузиями конца эпохи основного динамотермального метаморфизма.

На северо-западе Шотландии, непосредственно к северо-западу от надвига Мойн, в неширокой (3—15 км) полосе, вытянутой в север-северо-восточном направлении вдоль надвига Мойн, выходят платформенные отложения кембрия и тремадока. Они трансгрессивно залегают на размытой поверхности серии Торридон или непосредственно на архейской серии Льюис. В их составе выделяются нижняя терригенная и верхняя карбонатная толщи. Первая мощностью 150—200 м сложена серыми крупнозернистыми песчаниками и кварцитами с конгломератами в основании и с пачками доломитовых аргиллитов и песчаников сверху. Верхняя половина толщи содержит остатки оленеллий, хиолитов, трилобитов, гастропод и брахиопод раннего кембрия. Вторая представлена доломитами и меньше известняками мощностью 450—500 м, в верхней части с обильными остатками гастропод, цефалопод и трилобитов тремадока.

Можно предполагать, что на значительных пространствах северо-западной и северной частей древней платформы Эриа, в настоящее время погруженных на дно Атлантического океана, были широко распространены преимущественно карбонатные и меньше терригенно-карбонатные платформенные толщи кембрия и нижней половины ордовика. Вероятным подтверждением этому может явиться факт широкого распространения в каледони-

дах Восточной Гренландии и Шпицбергена выше мощных миогеосинклинальных толщ рифея сравнительно маломощных (1—1,5 км) платформенных преимущественно карбонатных отложений кембрия и нижней половины ордовика.

Следует также отметить, что в соседних Северо-Американской и Русской древних платформах местами, в отдельных бассейнах значительно распространены сходные с торридонскими эпиконтинентальные и континентальные красноцветные и пестроцветные терригенные толщи ранне-среднерифейского возраста — верхняя часть серии Кьюиноу и ее аналоги в Канаде, гардарская серия и серия Туле в Гренландии и иотнийская система и ее аналоги на Русской древней платформе. Такого же типа красноцветные и пестроцветные терригенные толщи, по-видимому, этого же возраста, выделяемые под названием спарагмитовой формации, широко представлены на юго-восточной окраине скандинавских каледонид. Они здесь также резко несогласно перекрывают архейский и ниже-среднепротерозойский фундамент и в свою очередь трансгрессивно перекрываются платформенными песчано-глинистыми отложениями кембрия, сходными с кембрийскими отложениями Русской платформы. Учитывая, что в пределах скандинавских каледонид достоверные геосинклинальные толщи развиты лишь в составе позднекаледонского структурного комплекса, можно предполагать, что в рифее и кембрии в районе Скандинавии древние платформы Эриа и Русская соединялись.

Резюмируя вышеизложенное, можно полагать, что обширная древняя платформа Эриа имела гетерогенный архейский и ниже-среднепротерозойский кристаллический фундамент, сходный с таковым Северо-Американской и Русской древних платформ. Местами на кристаллических толщах фундамента были развиты резко наложенные на фундамент мульды, сложенные пологозалегающими континентальными и эпиконтинентальными красноцветными и пестроцветными терригенными толщами нижнего — среднего рифея мощностью от 1 км до нескольких километров (серия Торридон и ее аналоги).

Если кристаллический фундамент и ниже-среднерифейский покров наложенных мульд древних платформ (Северо-Американской, Эриа и Русской) имел большое сходство на всех площадях этих платформ, то характер нижнепалеозойского платформенного чехла на разных участках древней платформы Эриа различался. В северо-западной и северной частях этой древней платформы так же, как и в соседних складчатых сооружениях Гренландско-Тиманского пояса и в пределах Северо-Американской платформы, кембрий и ордовик были представлены преимущественно карбонатными и терригенно-карбонатными отложениями мощностью 1—1,5 км. К юго-востоку кембрийские карбонатные отложения, по-видимому, постепенно сменялись песчано-глинистыми отложениями значительно меньшей мощности, сходными с таковыми Русской платформы. Переходный от карбонатного к терригенному тип кембрийских отложений сохранился в современных выходах Северо-Западной Шотландии. Нижний кембрий здесь представлен терригенной толщей (около 170 м), а вышележащие отложения до тремадока включительно — карбонатной толщей (до 500 м).

О вероятности существования и характере средне-верхнепалеозойских и мезозойской частей платформенного чехла никаких данных не сохранилось. Можно лишь предполагать по аналогии с соседними регионами, что в силуре на большей части северо-западной и северной площади древней платформы Эриа осадконакопления не происходило, а морские отложения могли формироваться лишь по юго-восточной ее окраине, куда, возможно, происходили морские трансгрессии из соседнего Британско-Норвежского геосинклинального пояса. Впоследствии на преобладающей площади древней платформы Эриа, очевидно, господствовали континентальные условия. Можно предполагать лишь локальное развитие континентальных красочветных терригенных толщ девона и угленосных толщ верхнего палеозоя, а также локальное развитие нижнекаменноугольных морских отложений — свидетелей небольших трансгрессий моря из соседних регионов. Наконец на о. Исландия, в Восточной Гренландии и на Гебридских островах сохранились в настоящее время обширные базальтовые покровы мелового и палеогенового возраста мощностью до 2 км и более — свидетели начала раскалывания и погружения древней платформы Эриа.

В заключение необходимо отметить, что большинство современных ученых-геологов, занимающихся геологическими обобщениями по Северной Атлантике и соседним регионам, приходят к выводу о большой вероятности существования платформы Эриа, в настоящее время погруженной под водами северной части Атлантического океана. Предполагаемые контуры ее показаны на Международной тектонической карте Европы [1964 г.] под редакцией А. А. Богданова и других, на тектонической карте Евразии [1965 г.] под редакцией А. Л. Яншина и в целом ряде других новейших обобщающих геологических работ.

В настоящей работе границы древней платформы Эриа несколько расширяются за счет уточнения границ окаймляющих ее с северо-запада, севера и юго-востока складчатых сооружений Гренландско-Тиманского и Британско-Норвежского поясов. В частности, на юго-востоке в состав этой платформы включены также Тронхеймский и другие тектонические выступы скандинавских каледонид, располагающиеся по северо-западной окраине каледонид и омывающиеся на северо-западе Норвежским морем, большая часть которого обычно включается в состав платформы Эриа. Кроме того, в ее состав включены также позднедокембрийские складчатые сооружения северной части Британских островов. При этом учитывается, что кварцито-сланцевая серия Мойн чаще всего считается интенсивно метаморфизованным возрастным аналогом ниже-среднерифейской серии Торридон орогенного типа, а эвгеосинклиальная серия Далрэд рифейского или позднерифейского возраста представляет собой, скорее всего, образования внутриплатформенного шовного эвгеосинклиального прогиба.

РУССКАЯ ПЛАТФОРМА

Обширная Русская (Восточно-Европейская) древняя платформа в плане имеет грушевидную форму. Она вытянута в субширотном направлении на расстояние до 4 тыс. км, к западу постепенно сужается и выклинивается в пределах Южной Англии, в районе 3° з. д.

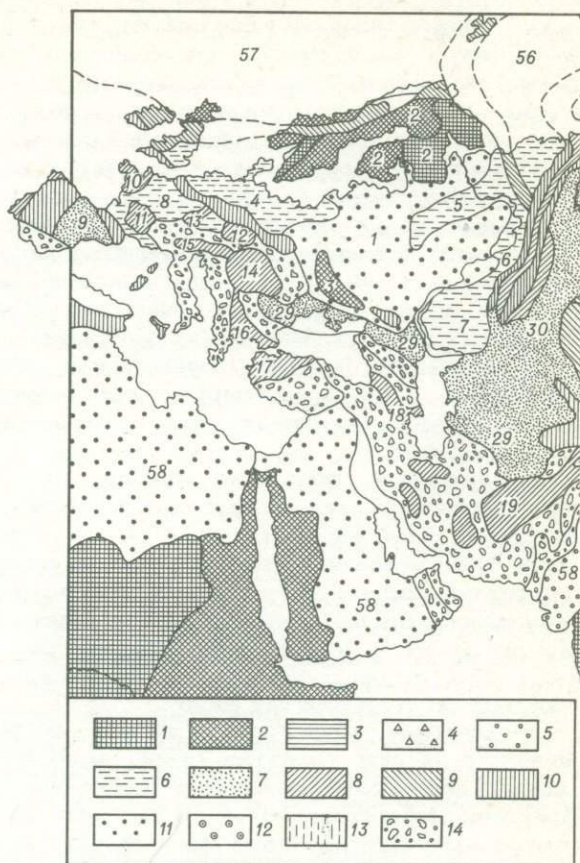
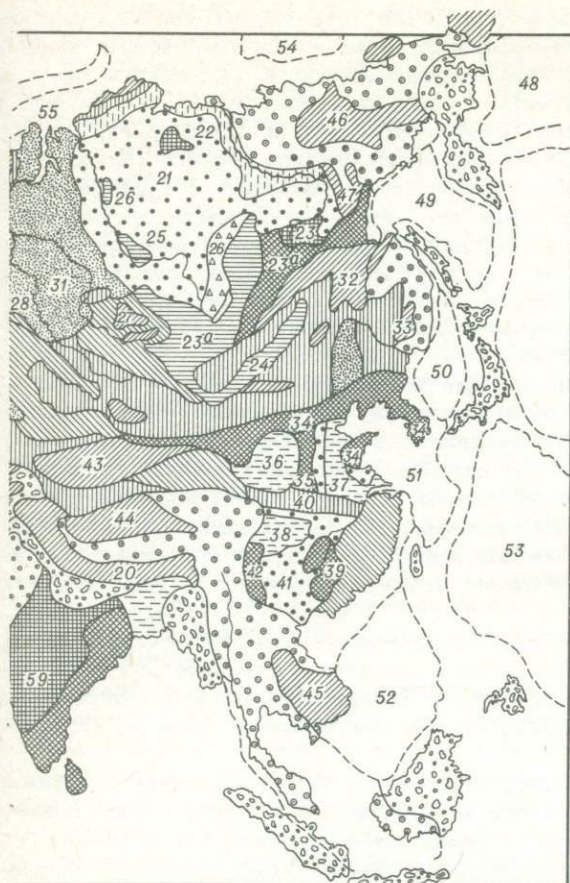


Рис. 3. Тектоническая схема Евр

1—3 — фундамент древних платформ: 1 — архейский, 2 — нижнепротерозойский, 3 — средне-древних платформ: 5 — преимущественно протерозойско-палеозойский, 6 — мезозойско-сооружения: 8 — фанерозойские срединные массивы; 9 — каледонские, 10 — герцинские, прогибы: 13 — мезозойские,

Цифры на схеме. 1 — Русская платформа; 2 — Балтийский щит; 3 — Украинский щит; 8—9 — реликты платформ в пределах тектонического мегапояса Тетис (бассейны): 10 — Армориканский, 11 — Центральнофранцузский, 12 — Шварцвальдский, 13 — Богемский, Армянский и Кургенский, 19 — Гиндукушский, 20 — Гималайский, 27 — Батеневский, Тибетский, 45 — Индо-Синийский, 46 — Колымский, 47 — Тас-Хаяхтахский; 21 — Сибирская складчатой области, Восточного Саяна и Тувино-Монгольского массива; 24 — байкалиды прогиб, 29—31 — квазиплатформенные плиты: 29 — Скифско-Туранская, 30 — Тургайская, 36 — Ордосская, 37 — Хэхуайская (Северо-Китайской древней платформы), 38 — Сычуань 42 — Ялуцзянский щит Южно-Китайской древней платформы; 48—53 — срединные массивы новейшей океанизации: 48 — Берингов; 49 — Охотский, 50 — Японский, 51 — Желтый, 57 — Эриа (обе погребены в процессе новейшей океанизации под акваториями Северного 59 — Индо



ази. Составил И. Н. Казаков.

верхнепротерозойский (байкальский); 4 — байкальские краевые прогибы; 5—6 — чехол кайнозойский; 7 — мезозойско-кайнозойский чехол молодых платформ; 8—12 — складчатые 11 — мезозойские (невадийские), 12 — кайнозойские и альпийские; 13—14 — краевые 14 — кайнозойские.

4—7 — синеклизы: 4 — Северо-Германская, 5 — Московская, 6 — Камская, 7 — Прикаспий-8 — Парижский, 9 — Барселонский; 10—20, 27—28, 32—33, 43—47 — срединные массивы: 14 — Паннонский, 15 — Пеннинский, 16 — Родопский, 17 — Мендересский, 18 — Грузинский, 28 — Кокчетавский, 32 — Хингано-Буренский, 33 — Приханкайский, 43 — Таримский, 44 — платформа; 22 — Анабарский щит, 23 — Алданский щит; 23^a — байкалиды Байкальской Керуленского массива, 25 — байкалиды Енисейского края; 26 — Прибайкальский краевой 31 — Западно-Сибирская; 34 — Внутреннемонгольско-Корейский щит; 36—39 — синеклизы: ская, 39 — Хуаньская; 40 — Циньлинская складчатая система; 41 — Юньнаньская антеклиза; погребенные в кайнозое под окраинно-материковыми морями Восточной Азии в процессе 52 — Южно-Китайский, 53 — Филиппинский; 56—59 — древние платформы: 56 — Баренцева, Ледовитого и северной части Атлантического океанов), 58 — Аравийско-Африканская, станская.

и 52° с. ш. Русская древняя платформа граничит на северо-западе и северо-востоке соответственно с каледонскими складчатыми сооружениями Британско-Норвежского и Гренландско-Тиманского складчатых поясов, на юго-востоке — с герцинидами Центрального и Южного Урала, а на юге — с герцинидами Рено-Герцинского и Скифско-Туранского складчатых поясов. По юг-юго-восточной окраине Русской платформы широко представлены верхние мезозойско-кайнозойские осадочные отложения фанерозойского платформенного чехла, практически не отличающиеся от одновозрастных отложений чехла Скифско-Туранской квази-платформы. Поэтому рубеж между Русской древней платформой и Скифско-Туранской квазиплатформой на поверхности ничем не проявлен. Граница же между этими платформами устанавливается условно (на глубине по геофизическим данным).

В структурном отношении Русская платформа в прежнем — обычном — понимании ее объема подразделяется на три крупные части: северо-западную — Балтийский щит, центральную — Русскую плиту и южную — Украинский щит и его южный склон. В соответствии с принятым в настоящей работе расширенным пониманием объема Русской платформы в ее составе на западе выделяется четвертый дополнительный элемент — Северо-Германская плита, отличающаяся от Русской плиты резким преобладанием в составе платформенного чехла мезозойских и кайнозойских толщ (рис. 3).

Ниже мы более подробно охарактеризуем основные черты стратиграфии и тектоники сначала Русской плиты и соседних с ней восточной — финно-карельской части Балтийского щита, Украинского щита и его склонов, затем западной — скандинавской части Балтийского щита и, наконец, Северо-Германской плиты.

Архейские и нижне-среднепротерозойские толщи фундамента Русской древней платформы вскрываются в пределах Балтийского и Украинского щитов, в ядрах Воронежской и Белорусской антеклиз и в тектонических выступах и ядрах антиклинорий соседнего к востоку Уральского герцинского складчатого пояса, а также в некоторых наиболее глубоких буровых скважинах. Архейские толщи наиболее широко представлены в восточной (финно-карельской) части Балтийского щита. Они слагают здесь преобладающие площади Карелии и Кольского полуострова в пределах СССР, а также центральной и северо-восточной частей Финляндии.

В Карелии и в соседних районах Центральной Финляндии к архею относят беломорскую серию и ее аналоги. Беломорская серия обычно подразделяется на три толщи (снизу вверх):

- 1) биотитовые гнейсы с прослоями и пачками амфиболовых гнейсов и амфиболитов (до 3 км);
- 2) амфиболовые гнейсы и амфиболиты (до 1,5 км и более);
- 3) двуслюдяные, иногда с гранатом, и высокоглиноземистые (кордиеритовые, силлиманитовые, кианитовые, андалузитовые и др.) гнейсы (более 7 км).

Возраст наиболее древних пород беломорской серии достигает 2,5 млрд. лет и более. Кроме того, значительно распространены более молодые (омоложенные) породы с возрастом 1,9—2,3 и 1,7—1,85 млрд. лет.

На Кольском полуострове и в соседних к западу районах Северо-Восточной Финляндии архею соответствует кольская серия.

На Украинском щите к архею локально относятся мощные толщи биотитовых и кианитовых гнейсов с пачками и прослоями различных кристаллических сланцев и железистых кварцитов. Возраст наиболее древних из этих пород 2,7—3,6 млрд. лет. Наряду с ними значительно распространены более молодые (омоложенные) породы, возраст которых от 2,3 до 1,7 млрд. лет.

На Урале в ядрах антиклинория и тектонических выступов обнажаются гнейсы, амфиболиты и мигматиты с пачками и прослоями кварцитов тарташского комплекса общей мощностью более 2 км. По данным радиометрических определений (максимальные значения около 2,5 млрд. лет) этот комплекс скорее всего соответствует архейской группе.

Архейские гнейсовые толщи повсеместно содержат крупные послынные тела гнейсовидных гранитов и более мелкие плутоны сильноизмененных интрузий среднего, основного и ультраосновного состава. Заведомо позднеархейские граниты имеют возраст 2,5—2,9 млрд. лет.

К нижнему протерозою во всех районах развития толщ древнего фундамента относятся близкие по составу к архейским сланцево-гнейсовые толщи, отличающиеся от архейских повышенным содержанием в них кристаллических сланцев и в целом несколько меньшей степенью регионального метаморфизма (преимущественно в амфиболитовой, а местами в зеленосланцевой фациях в отличие от в основном гранулитовой фации архейских пород).

В Карелии в составе нижнего протерозоя выделяются нижняя — тикшеозерская серия слюдяных и высокоглиноземистых гнейсов и кристаллических сланцев мощностью до 1 км и более и верхняя — парандовская серия биотитовых и амфиболовых гнейсов и амфиболитов мощностью до 3,5 км. Возраст наиболее древних пород по радиометрическим определениям достигает 2420—2540 млн. лет. На Кольском полуострове нижнему протерозою соответствуют тундровая или кейвская серии амфибол-биотитовых и гранат-биотитовых гнейсов с пачками амфиболовых гнейсов, амфиболитов и кристаллических сланцев общей мощностью до 2 км. Возраст пород этих серий около 1710 млн. лет.

В пределах Украинского щита нижнепротерозойские толщи пользуются наибольшим распространением. В их составе выделяются нижняя — саксаганская и верхняя — криворожская серия. Первая сложена амфиболитами, амфиболовыми кристаллическими сланцами и биотит-амфиболовыми гнейсами с пачками слюдяных и магнетитовых кварцитов, биотит-гранатовых гнейсов и различных кристаллических сланцев. Мощность саксаганской серии достигает 2—3 км. Криворожская серия сложена в нижней части (от 50 до 720 м) кварцитами, метаморфизованными аркозовыми песчаниками, алевролитами и филлитами, завершающимися маломощным (12—20 м) горизонтом тальковых сланцев, в средней (750—1500 м) — железистыми кварцитами, переслаивающимися с хлорит-серцитовыми, кунингтонитовыми и другими метаморфическими сланцами с прослоями сидеритов и в верхней (около 2800 м) — метаморфизованными кварцевыми песчаниками, филлитами и доломитовыми мраморами. Возраст

метаморфизма саксаганской и криворожской серий 2—2,1 млрд. лет. В ядре Воронежской антеклизы в пределах Курской магнитной аномалии к нижнему протерозою относятся: нижняя — михайловская серия амфиболитов, различных метаморфических сланцев и кварцевых порфиров с пачками железистых кварцитов, прорываемая интрузиями гипербазитов, габбро и габбро-норитов (мощность достигает нескольких километров), и курская серия, залегающая на первой трансгрессивно с угловым несогласием и представленная в нижней части (около 1500 м) различными метаморфическими сланцами, метаморфизованными алевролитами, кварцевыми и кварц-полевошпатовыми песчаниками и гравелитами с прослоями доломитов; в средней (около 500 м) — магнетитовыми кварцитами с пачками слюдисто-гранатовых и амфиболовых кристаллических сланцев и в верхней (около 1500 м) — метаморфическими сланцами с пачками железистых кварцитов и метаморфических сланцев, карбонатных пород и карбонатных метаморфических сланцев.

Наконец, в пределах Урала к нижнему протерозою условно относится уфалейский комплекс амфиболитов, амфиболовых и биотит-амфиболовых гнейсов, кварцитов и кристаллических сланцев с пачками железистых кварцитов. Нижнепротерозойские толщи всюду интенсивно дислоцированы и прорваны гранитоидами, возраст которых от 1800 до 2400 млн. лет.

К среднему и верхнему протерозою на Русской платформе обычно относят локально развитые в отдельных изолированных, резко наложенных на архейско-нижнепротерозойский кристаллический фундамент, сравнительно пологих мульдах слабометаморфизованные или совсем неметаморфизованные супракрустальные толщи обычно небольшой по сравнению с архейскими и нижнепротерозойскими толщами мощности.

Среднепротерозойские слабо и неравномерно метаморфизованные супракрустальные толщи выделяются лишь на востоке Балтийского щита; в Карелии эти толщи объединяются в карельский комплекс. Сравнительно мощные вулканогенно-терригенные толщи карельского комплекса обычно слабо дислоцированы и прорваны различными интрузиями, возраст которых 1550—2000 млн. лет. Наибольшее число значений абсолютного возраста примерно составляет 1850 млн. лет.

К среднему протерозою, по-видимому к его более высоким частям, относятся также значительно представленные преимущественно в юго-восточной части Карелии менее мощные (менее 2 км), в основном песчаниковые, в том числе красноцветные, толщи, залегающие полого и относившиеся ранее к юранию.

На северо-западе Кольского полуострова среднему протерозою отвечает печенгская серия, представленная песчаниками и конгломератами с пачками и линзами известняков, доломитов, глинистых сланцев и метаморфизованных базальтовых и андезитовых лав. Мощность печенгской серии 1,5—5 км. В остальных районах распространения дорифейских толщ осадочные и вулканогенные образования среднего протерозоя отсутствуют. В то же время повсеместно развиты крупные плутоны гранитов рапакиви субплатформенного типа, обычно вмещаемые сланцево-гнейсовыми толщами архея и нижнего протерозоя, а в Карелии и на северо-западе Кольского полу-

острова прорывающие среднепротерозойские толщи. Возраст гранитов рапакиви обычно определяется в 1650—1700 млн. лет.

Граниты рапакиви и развитые на юго-востоке Карелии прорывающие шокшинские песчаники малые субвулканические интрузии габбро-диабазов траппового типа, а также сами шокшинские песчаники верхней половины среднего протерозоя отчетливо указывают на особый — субплатформенный характер геологического развития в среднем протерозое или во всяком случае во второй его половине в пределах Русской платформы.

В пределах Финляндии в пологих резко наложенных на кристаллический фундамент мульдах значительно развиты красноцветные песчаники иотнийской системы, относимые к верхнему протерозою. Прорывающие их субвулканические интрузии траппового типа имеют возраст 1200—1300 млн. лет, что соответствует раннему рифею. В Карелии иотнийскому комплексу отвечает очень маломощная (от первых десятков метров до 150 м) салминская серия. На Кольском полуострове иотнийскому комплексу соответствуют красноцветные кварцевые песчаники и глинистые сланцы (до 400 м).

В пределах Украинского щита к нижнему рифею отнесена слагающая пологие мульды овручская серия, построенная красноцветными кварцевыми песчаниками, конгломератами и глинистыми сланцами (до 200 м). Возраст прорывающих их малых субвулканических интрузий 1200—1530 млн. лет.

На большей площади Русской плиты и склонов Украинского щита древний кристаллический фундамент, на западе включающий грабены и мульды полого залегающего на нем иотнийского комплекса и его аналогов, резко несогласно перекрыт фанерозойским платформенным осадочным чехлом. В его основании выделяются широко распространенные терригенные и карбонатно-терригенные толщи верхнего рифея и венда. На востоке Русской платформы, в пределах Уфимской синеклизы и смежных районов Волго-Уральской антеклизы, в основании фанерозойского платформенного чехла залегают нижнебавлинская серия, представленная красноцветными и пестроцветными терригенными и карбонатными отложениями (до 1300 м). Они содержат силлы габбро-диабазов с абсолютным возрастом 1100—1400 млн. лет. Выше без перерыва в осадконакоплении согласно залегают верхнебавлинская серия полимиктовых и кварц-полевошпатовых песчаников, алевролитов и глинистых сланцев (700—1300 м). В Пачелмском прогибе нижнебавлинской серии соответствуют песчаники с прослоями и пачками алевролитов, аргиллитов и доломитов общей мощностью 1400 м, а верхнебавлинской — глинистые сланцы и алевролиты с прослоями песчаников общей мощностью до 900 м.

На западе и северо-западе Русской плиты, на Вольно-Подоллии, в Крестцовском прогибе, Московской синеклизе и по юго-восточному склону Балтийского щита разрез фанерозойского чехла начинается с верхнего рифея. Верхний рифей представлен здесь полесской серией песчаников с прослоями и пачками глинистых сланцев и доломитов общей мощностью до 600 м и перекрывающей ее волынской серией песчаников, нередко красноцветных, туфов, туфопесчаников, тиллоидов и местами базальтоидов (до 400 м). Венду отвечает здесь валдайская серия песча-

ников и глинистых сланцев с прослоями конгломератов и туфов общей мощностью 300—500 м.

Кембрийские отложения распространены лишь на северо-западной и северной окраинах Русской платформы. Наибольшим распространением здесь пользуется балтийская серия синих глин и зофитоновых песчаников мощностью в среднем 80—100, местами до 450 м. Она, по-видимому, соответствует нижнему — томмотскому ярусу нижнего кембрия Сибирской платформы. Отложения среднего — ботомского и верхнего — ленского ярусов нижнего кембрия на Русской платформе отсутствуют. К среднему кембрию условно отнесен так называемый ижорский горизонт кварцевых песчаников (около 40 м), локально развитый лишь в пределах Ленинградской области и Эстонии. Некоторые исследователи предполагают постепенный переход от балтийской серии к ижорским песчаникам и относят их еще к нижнему кембрию. Верхнекембрийские отложения на Русской платформе отсутствуют.

Отложения ордовикской и силурийской систем распространены исключительно на западе Русской платформы, но в отличие от слабо охарактеризованных палеонтологически песчано-глинистых отложений нижнего кембрия они представлены преимущественно карбонатными породами, содержащими богатые и разнообразные остатки морской фауны. Ордовикские отложения широко представлены на юго-восточном склоне Балтийского щита, в пределах Балтийско-Ладожского глинта, в Крестцовском прогибе, Московской и Балтийской синеклизах, на западе Белорусской антеклизы и на западном склоне Украинского щита. Отложения нижнего ордовика развиты во всех этих районах, за исключением западного склона Украинского щита. Отложения среднего ордовика распространены повсеместно в указанных районах и особенно широко на юго-восточном склоне Балтийского щита и в пределах Московской синеклизы. Отложения верхнего ордовика распространены всюду в указанных регионах, за исключением Московской синеклизы.

Отложения силурийской системы наиболее широко представлены на юго-восточном склоне Балтийского щита, в пределах Эстонии, в Балтийской и Польско-Литовской синеклизах и на западном — подольском склоне Украинского щита. В Эстонии они сложены почти исключительно карбонатными породами — органогенными известняками и доломитами с отдельными пачками граптолитовых глинистых сланцев (до 400—500 м). К юго-востоку в их составе постепенно возрастает количество терригенных пород — песчаников и глинистых сланцев — до преобладания. К юго-западу, в Балтийской и Польско-Литовской синеклизах, карбонатные толщи силура замещаются преимущественно граптолитовыми сланцами (до 900 м). Лишь к востоку от этих синеклиз, на западном крыле Белорусской антеклизы, в составе силура вновь преобладают карбонатные отложения незначительной (не более 150 м) мощности. В Подолии силурийские отложения представлены органогенными известняками и мергелями (до 350 м). Эти отложения выше согласно, с постепенным переходом перекрываются глинистыми известняками, мергелями и аргиллитами борщовского горизонта тиверского яруса переходного возраста — от верхнего силура к нижнему девону (до 250 м).

Отложения девонской системы наиболее широко распространены в пределах Русской плиты и склонов Украинского щита. Нижнему девону на юго-западе Русской платформы, в Приднестровье, соответствуют красноцветные песчаники и глинистые сланцы (до 400 м), а в Западной Прибалтике — маломощная (10 м) толща алевролитов и глинистых сланцев с прослоями и пачками песчаников и мергелей. На остальной — преобладающей площади платформы к нижнему девону условно отнесена толща красноцветных песчаников и глинистых сланцев, мощность которой в центральных районах достигает 600, а на востоке — 240 м.

Нижнеэйфельский подъярус среднего девона на Русской платформе представлен лагунно-континентальными глинистыми сланцами, песчаниками и алевролитами (70—100 м). Верхнеэйфельский подъярус сложен уже прибрежно-морскими известняками, алевролитами, аргиллитами и песчаниками (85—125 м), знаменуя собой начало среднедевонской трансгрессии на Русской платформе.

Отложения живетского яруса среднего девона на преобладающей площади Русской платформы залегают трансгрессивно на эйфельских и более древних толщах. В их основании в центральных и западных районах Русской плиты залегают лагунные и прибрежно-морские песчаники, глины и алевролиты (15—60 м). Выше они сменяются мелководными морскими сначала терригенно-карбонатными, а затем карбонатно-терригенными отложениями общей мощностью 300—640 м.

Верхнедевонские отложения отделены от среднедевонских небольшим перерывом в осадконакоплении. В основании франского яруса выделяются лагунно-континентальные песчаники, алевролиты и глины (до 100 м). Выше в разрезе франского яруса выделяются мелководно-морские известняки, мергели и глины (200—800 м). На северо-западе Русской плиты нижняя часть этого разреза замещается лагунными песчаниками. В прогибе Большого Донбасса и в Припятском прогибе преобладают прибрежно-морские и лагунные карбонатно-терригенные отложения с крупными линзами каменной соли. К фаменскому ярусу верхнего девона на преобладающей площади Русской плиты относятся мелководно-морские известняки и глины (50—100 м). На западе плиты они замещаются лагунно-континентальными песчаниками.

Отложения каменноугольной системы на Русской платформе представлены всеми ее отделами и ярусами. Наиболее широко распространены толщи нижнего отдела. Постепенно сменяющие отложения фамена толщи турнейского яруса нижнего отдела повсеместно представлены мелководно-морскими известняками или доломитами с прослоями мергелей и глин. Мощность их варьирует от десятков метров до 150 м и лишь по окраинам платформы местами достигает 200 м и более.

Нижневизейскому подъярусу на большей площади платформы обычно соответствует стратиграфический перерыв. Местами нижний визе представлен маломощными песчано-глинистыми отложениями с прослоями углей и известняков. К среднему визе повсеместно относятся также песчано-глинистые отложения, местами угленосные или бокситоносные. Завершается разрез визейского яруса мелководно-морскими известняками, доломитами и мергелями: Местами на юге и юго-западе Русской платформы они

замещаются преимущественно песчано-глинистыми породами. Общая мощность отложений везейского яруса обычно от десятков метров до 250 м, но по окраинам платформы местами достигает нескольких сотен метров.

Намюрскому ярусу нижнего карбона на преобладающей площади платформы соответствуют известняки и доломиты, на западе, юго-западе и юге замещаемые песчано-глинистыми отложениями с прослоями известняков и местами углей. Мощность отложений намюрского яруса от нескольких десятков метров до 200 м, а по окраинам платформы местами достигает нескольких сотен метров.

Башкирский ярус среднего карбона представлен мелководно-морскими известняками, доломитами и мергелями с прослоями глин. В верхней части яруса преобладают песчано-глинистые породы. Общая мощность отложений башкирского яруса от десятков метров до 100 м.

Московскому ярусу среднего карбона отвечают в центральной и западной частях платформы преимущественно мелководные морские песчано-глинистые отложения, а на востоке в основном известняки, доломиты и мергели мощностью от нескольких десятков метров до 200 м.

Гжельский ярус верхнего карбона сложен известняками, доломитами, мергелями и глинами (100—200 м), а оренбургский ярус — известняками и доломитами (до 100 м). В пределах Донбасса отложения каменноугольной системы представлены в основном мощными (до 10 км) параллельными угленосными карбонатно-терригенными отложениями. Лишь в основании этого разреза залегают открыто-морские известняки турнейского яруса и нижневезейского подъяруса мощностью от 300 до 500 м.

Отложения нижней перми повсеместно представлены карбонатными или галогенными породами. Нижний — ассельский ярус сложен преимущественно доломитами и доломитизированными известняками мощностью обычно 60—80, местами до 180 м. Сакмарскому ярусу отвечают доломиты и известняки с прослоями гипсов и ангидритов, а местами (на севере) каменной соли. Мощность их от 40—100 м в центральных районах до 200 м и более на востоке.

Отложения верхней части нижней перми — артинского и кунгурского ярусов распространены в основном лишь в Заволжье. В составе артинского яруса выделяются ангидриты и доломиты с пачками гипсов мощностью от 0 до 100 м, а к кунгурскому ярусу относятся ангидриты, доломиты, гипсы и каменная соль мощностью от 20 до 100 м.

Уфимскому ярусу верхней перми соответствуют доломиты, глины и песчаники (местами с пластами гипсов) мощностью около 55 м, возрастающей на востоке до 180 м, которые перекрываются красноцветными глинами, алевролитами, песчаниками, известняками и мергелями, иногда загипсованными (50—300 м). На западе отложения уфимского яруса выклиниваются и толщи вышележащего казанского яруса залегают трансгрессивно на нижнепермских отложениях.

Отложения казанского яруса на большей части платформы представлены морскими песчаниками, мергелями, известняками, доломитами и глинами (до 100 м и более). В верхней части казанского яруса наряду с известняками и доломитами значительную роль играют также ангидриты, гипсы и прослой каменной соли. На востоке, в Заволжье, они замещаются

континентальными красноцветными глинами, мергелями, песчаниками, в том числе медистыми, и конгломератами. Завершается разрез верхней перми широко распространенными на востоке платформы континентальными красноцветными песчано-глинистыми и карбонатно-глинистыми отложениями татарского яруса (до 500 м).

На западе Русской платформы пермские отложения известны в пределах Балтийской синеклизы. Здесь достоверно выделяются лишь отложения верхней перми, трансгрессивно залегающие непосредственно на среднепалеозойских толщах. Разрез начинается с базальных конгломератов и песчаников, сменяемых выше битуминозными глинами (общая мощность до 15 м). Выше залегают известняки и доломиты (до 70 м). Завершается разрез верхней перми гипсами, ангидритами и каменной солью мощностью до 300 м.

В Припятском прогибе и Днепровско-Донецкой впадине к перми относятся вскрываемые в буровых скважинах красноцветные песчано-глинистые и сероцветные карбонатно-терригенные отложения с пачками гипсов. Мощность их достигает нескольких сотен метров.

В Донбассе нижней перми отвечают нижняя толща мощностью до 1000 м, сложенная красноцветными и пестроцветными песчаниками (местами медистыми), глинами и алевролитами со средней мощностью от 170 до 600 м, состоящая из пестроцветных глин, алевролитов и мергелей с несколькими пластами доломитов, известняков, ангидритов и гипсов ассельского яруса, и верхняя — галогенная (более 1000 м) с пластами каменной и калийной солей. Выше несогласно залегают песчано-конгломератовая толща (до 350 м) условно позднепермского возраста.

Триасовые отложения на Русской платформе широко распространены в центральной части, преимущественно в Московской синеклизе, и в краевых погружениях: Польско-Литовской, Прикаспийской и Уфимской синеклизах, Днепровско-Донецкой впадине и в Припятском прогибе. В центральной части платформы развиты только нижнетриасовые красноцветные континентальные толщи, не превышающие по мощности 300 м. В краевых погружениях восточной части платформы, где триас вскрыт главным образом скважинами, разрез его полнее и мощность значительно больше. В Прикаспийской синеклизе кроме континентальных красноцветных имеются эстуарные и морские ниже- и частично средне-верхнетриасовые отложения, достигающие мощности 2800 м.

Нижнему триасу соответствуют ветлужская и баскунчакская серии. К среднему триасу в Башкирско-Оренбургском Приуралье относят красноцветные глины (до 200 м). Среднему триасу, вероятно, соответствует верхняя часть баскунчакской серии в Прикаспийской синеклизе. Верхнетриасовые отложения Русской платформы всюду представлены континентальными, иногда угленосными, глинами и песками (300—600 м).

Юрские, преимущественно верхнеюрские, отложения распространены на Русской платформе весьма широко и приурочены в основном к синеклизам. Отложения нижней юры развиты главным образом на юге. В Прикаспийской впадине они состоят из континентальных сероцветных песчано-глинистых образований (80—150 м). В Донбассе развиты морские глины с прослоями известняков и песчаников общей мощностью до 90 м.

Отложения средней юры распространены значительно шире, но приурочены в основном также к синеклизам юга платформы. В прогибе Большого Донбасса развиты преимущественно морские глины, пески и известняки общей мощностью от 110 до 220 м. В основании верхней юры в пределах прогиба Большого Донбасса повсеместно выделяются озерные глины (до 30 м), выше сменяемые морскими известняками и глинами (до 250—300 м). В Преддубружском прогибе морские глины, песчаники и известняки верхней юры достигают мощности 1200 м и более. На остальной, большей, части Русской платформы к верхней юре относятся морские глины, мергели и пески, в том числе глауконитовые, мощностью от 60 до 220 м.

Отложения меловой системы широко распространены на Русской платформе практически во всех синеклизах и на больших пространствах Воронежской, Белорусской и Волго-Уральской антеклиз. В большинстве случаев они согласно перекрывают юрские толщи и лишь в пределах антеклиз местами трансгрессивно налегают на древние палеозойские и докембрийские образования. Нижний мел в большинстве областей распространения меловых отложений представлен преимущественно морскими кварцевыми песками и глинами с большим количеством желваковых фосфоритов. Мощность отложений нижнего мела от 420 до 830 м. Наиболее типичные разрезы нижнего мела представлены в Среднем Поволжье, в пределах Ульяновско-Саратовского и Рязанско-Саратовского (Пачелмского) прогибов. Верхнему мелу повсеместно отвечают исключительно морские отложения: писчий мел, мергели, известняки, местами кремнистые, опоки и трепелы. Максимальная мощность верхнего мела достигает 1200 м. Отложения верхнего мела наиболее широко распространены в Московской, Днепровско-Донецкой, Польско-Литовской синеклизах, Причерноморье, Воронежской и Белорусской антеклизах. Залегают они обычно трансгрессивно на более древних, вплоть до докембрийских, толщах, лишь местами наблюдается постепенный переход от отложений альбского яруса.

Отложения палеогеновой системы слагают обширные территории на юге Русской платформы преимущественно по южному — причерноморскому склону Украинского щита, в Прикаспийской и Ростовско-Сальской синеклизах и на юго-восточном погруженном продолжении Донбасса. Мощность палеогеновых толщ обычно не превышает 150—200 м и лишь в пределах Прикаспийской синеклизы возрастает на западе до 800 м.

Отложения неогеновой системы широко распространены в бассейнах Днестра, Южного Буга, нижнего течения Днепра и Дона. Восточнее они известны в районах Нижнего и Среднего Поволжья, а севернее сохранились лишь на отдельных небольших участках. Нижнему миоцену на Украине соответствуют континентальные пески с бурями углями, суглинки и глины полтавской серии. Вышележащие отложения миоцена представлены преимущественно прибрежно-морскими и меньше лагунными и континентальными глинами, песками, известняками и диатомитами гельветского, тортонского, сарматского и эоцического ярусов. Общая мощность отложений миоцена достигает 900—1000 м. Плиоценовые отложения залегают трансгрессивно на миоценовых и более древних, вплоть

до каменноугольных. В пределах Украины в их составе преобладают прибрежно-морские и лагунные пески, глины и известняки общей мощностью до 130—140 м. В прикаспийской синеклизе и в Заволжье широко представлены песчано-глинистые и глинистые отложения верхнего плиоцена (до 800 м), содержащие остатки морских и пресноводных моллюсков ачкагыльского и апшеронского ярусов.

Западная — скандинавская часть Балтийского щита представляет собой своеобразный геоструктурный элемент Русской платформы, в пределах которого наряду с преобладающими на площади сланцево-гнейсовыми толщами древнего (архейского и нижнепротерозойского) фундамента местами сохранились крупные останцы пологозалегающих субплатформенных толщ среднего протерозоя — субиотния и нижнего рифея — иотния. Еще более широко развиты поля выходов платформенных отложений нижней части фанерозойского покрова: кембрийской, ордовикской и силурийской систем.

К архею на юго-западе Швеции и в юго-восточной части Норвегии условно (в соответствии с принятой на международных тектонических картах Европы трактовкой) отнесены различные гнейсы, гранито-гнейсы и граниты комплекса Сидвестр, Сверигес, Гнейсер.

Метаморфические толщи нижнего протерозоя слагают преобладающую часть норвежской и шведской территорий Балтийского щита. В их составе выделяются различные гнейсы, лептиты и кристаллические сланцы, кварциты с пачками мраморов. Они прорываются разновозрастными дорифейскими гипербазитами, анортозитами, складчатými гранитами и гнейсогранитами, а также посторогенными гранитами. Среди последних самыми молодыми являются граниты рапакиви, ассоциирующие с прорываемыми ими также посторогенными дала-порфирами среднего протерозоя.

Самые молодые образования в составе древнего фундамента Балтийского щита — готиды широко представлены в Юго-Западной Норвегии, к западу от грабена Осло. Нижняя часть их сложена кварцитами, гнейсами с силлиманитом, кордиеритом и гранатом, слюдянными сланцами и кристаллическими известняками формации Конгсберг — Бамле.

На юго-западе Швеции, к западу от оз. Венерн, выделяется метаморфизованная осадочно-вулканогенная толща Далсландия (в стратиграфической схеме Швеции), помещенная между готидами и субиотнием. Толща Далсландия прорывается гранитами с возрастом (по калий-аргоновому методу) около 1 млрд. лет. Готиды и далсландий, скорее всего, отвечают верхней части нижнего или нижней части среднего протерозоя. Разрез среднего протерозоя Швеции венчается серией Дала субиотния, сложенной сравнительно пологозалегающими кварцевыми порфирами и порфиритами с пачками кварцитов, сланцев и конгломератов. Значительно более распространены на западе Балтийского щита, как и на соседней к востоку территории Финляндии, нижнерифейские континентальные красноцветные песчаники иотния (до 800 м), слагающие крупные, резко наложенные на кристаллический фундамент пологие мульды.

Платформенные отложения кембрия, ордовика и силура залегают чаще горизонтально на дорифейском складчатом основании, реже на песчаниках иотния, образуя сравнительно небольшие поля выходов на юге

Норвегии, в грабене Осло и севернее, в узкой пограничной с каледонидами полосе субширотного простирация, на юге Швеции (шесть полей выходов) и на соседних о-вах Эланд и Готланд, и в узкой (2—10 км) полосе, вытянутой вдоль восточной границы каледонид в северо-восточном направлении почти на 1000 км между $62^{\circ} 30'$ и $70^{\circ} 00'$ с. ш. Последняя широко известна под названием хиолитовой зоны.

В северной части грабена Осло, к югу от оз. Мьесо, известны наиболее полные разрезы кембрия, ордовика и силура. Нижний кембрий здесь представлен однообразной толщей глинистых сланцев в нижней части с базальными конгломератами, перекрываемыми известняками и песчаниками. Общая мощность нижнекембрийских отложений достигает 50—60 м. Глинистые сланцы этой толщи содержат обильные остатки трилобитов, на основании которых в этом разрезе, ставшем эталонотипным для Западной Европы, выделяют пять биостратиграфических зон нижнекембрийского отдела.

Средний кембрий представлен здесь в нижней части известняками и песчаниками, а выше — черными глинистыми сланцами. Общая мощность отложений среднего кембрия достигает 25—30 м. Они содержат много трилобитов, в основном представителей парадоксид и агностид, и подразделяются по ним на девять биостратиграфических зон. К верхнему кембрию относятся черные битуминозные глинистые сланцы (около 50 м) с редкими линзами известняков, известные под названием «квасцовые сланцы». По содержащимся в них обильным трилобитам в составе верхнего кембрия выделяют шесть биостратиграфических зон.

Ордовик сложен в основном глинистыми сланцами и меньше известняками (200—350 м), мощность которых значительно возрастает с появлением в разрезе известняков, главным образом с запада на восток и снизу вверх по разрезу.

Крайний западный отрезок Русской древней платформы — Северо-Германская плита включает в себя Северо-Германскую низменность, объединяющую Северо-Западную Польшу, север ГДР и ФРГ, Данию и Нидерланды, равнины Юго-Восточной Англии и крайнюю южную оконечность Швеции. Значительные площади этой плиты на севере в настоящее время погружены под шельфовые акватории южных частей Северного и Балтийского морей.

Северо-Германская плита сложена в основном мезозойско-кайнозойским платформенным чехлом, трансгрессивно залегающим на разнородных геологических образованиях. На востоке, в пределах Польши и Калининградской обл., он перекрывает палеозойские платформенные толщи, на севере, на юге Швеции, — платформенные толщи нижнего палеозоя или непосредственно кристаллический фундамент, на юге — позднегерцинские орогенные толщи краевого прогиба Рено-Герцинской раннегерцинской складчатой области и на западе, в пределах Англии, — палеозойские платформенные отложения или средне-верхнепалеозойские орогенные толщи предгорных впадин, расположенных к северо-западу складчатых каледонид Великобритании.

Фундамент Северо-Германской плиты повсеместно докембрийский, на севере, на юге Швеции и в Дании (по буровым данным) — архейский и нижнепротерозойский гранито-гнейсовый и сланцево-гнейсовый, а на западе, в пределах Англии, верхнепротерозойский (слабометаморфизованные вулкано-

генно-осадочные серия Мона и ее аналоги). О характере фундамента на остальной — большей — площади плиты можно лишь предполагать. Но учитывая, что архейско-нижнепротерозойский фундамент Балтийского щита с локально развитыми на нем нашлапками платформенного нижнего палеозоя к югу полого погружается под мезозойско-кайнозойский чехол плиты, следует думать, что фундамент Северо-Германской плиты имеет большое сходство с таковым Балтийского щита. На это может указывать также постепенный переход по латерали Русской плиты на западе, в районе Польско-Литовской синеклизы, в Северо-Германскую плиту.

Наиболее полно разрез фанерозойского платформенного чехла развит в Юго-Восточной Англии. В его основании резко несогласно на складчатом протерозойском фундаменте залегают толща палеонтологически неохарактеризованных кварцитов и песчаников с прослоями конгломератов мощностью от 50 до 200 м. Выше она согласно сменяется песчаниками нижнего кембрия (до 150 м). Разрез нижнего кембрия завершается мало мощными (1,8 м) песчанстыми известняками ленского яруса. Среднему кембрию соответствуют глауконитовые песчаники и глинистые сланцы с прослоями конгломератов (100—150 м). Они согласно перекрываются мощной (до 100 м) толщей глинистых сланцев верхнего кембрия, а выше — тремадока. Выше локально развиты силурийские морские карбонатно-терригенные отложения (до 250 м) с покровами и силлами траппов (базальтов и долеритов) и красочветы девона мощностью до первых сотен метров. Значительно более распространены нижекаменноугольные отложения: турнейские глинистые сланцы с остатками брахиопод (до 200 м), визейские известняки и прибрежно-морские песчаники и глинистые сланцы намюра (Милстоунгрит) (до 100 м).

На западе, в краевом прогибе каледонид, и на юге, в краевом прогибе ранних герцинид, широко представлены песчано-глинистые угленосные толщи среднего и верхнего карбона (до 2—3 км). Отложения пермской системы сложены внизу прибрежно-морскими желтыми песчаниками, известняками и глинистыми сланцами (19—40 м), а сверху после перерыва в осадко-накоплении — известняками и доломитами с пачками гипсов и каменной соли (10—250 м).

К триасу относятся красноцветные косослойные песчаники бунтера (300—1000 м) и перекрывающие их красноцветные аргиллиты и мергели кейпера с пачками пестроцветных песчаников и локально гипсов и каменной соли общей мощностью от 300 до 800 м. В составе триаса происходят постепенная смена континентальных фаций морскими с запада на восток. Отложения юрской системы представлены исключительно морскими глинами, известковыми песками, известняками и мергелями (400—1000 м). Нижнему мелу и нижней части верхнего мела соответствуют пески, глины и мергели (80—1000 м), а верхней части верхнего мела — преимущественно писчий мел (200—500 м). В Гемпширской и Лондонской синеклизах выше залегают пески и глины эоцена (150—450 м). В Гемпширской синеклизе они надстраиваются глинами и песками с пачками лигнитов олигоцена (180—200 м). Более молодых отложений, за исключением ледниковых и аллювиальных четвертичных, на юго-востоке Англии не обнаружено.

На северной окраине Северо-Германской плиты и на юге Швеции трансгрессивно на нижнепалеозойских платформенных отложениях или непосредственно на архейско-нижнепротерозойском фундаменте залегают красноватые и зеленые песчаники бунтера (более 50 м), выше согласно сменяемые песчаниками, алевролитами, мергелями и известняками Мушель Калька (до 100 м). Завершается разрез триаса пестроцветными песчаниками, доломитами, брекчиями и глинистыми сланцами рета (до 70 м). Выше трансгрессивно залегают непосредственно меловые морские песчаники и известняки с прослоями мергелей и конгломератов общей мощностью до 1400 м.

На большей части Северо-Германской плиты, в пределах собственно Северо-Германской низменности, в буровых скважинах под покровом аллювиальных, ледниковых и флювиогляциальных отложений четвертичной системы обычно вскрывается лишь неполный разрез мезозойско-кайнозойского платформенного чехла. Палеозойские платформенные отложения известны лишь в нескольких скважинах. К неогену на северо-западе относятся известняки и доломиты с пачками каменной соли мощностью от 500 до 600 м, местами возрастающей до 900 м. На северо-востоке ГДР, в низовьях р. Одер, им соответствуют пески и глины (100—400 м). Общая мощность фанерозойского платформенного чехла Северо-Германской плиты достигает 2—3 км, на северо-западе местами в так называемой Гамбургской дыре возрастает до 10 км.

На больших пространствах Русской и Северо-Германской плит, а также в понижениях соседних Балтийского и Украинского щитов слагающие их дочетвертичные горные породы почти повсеместно перекрыты четвертичными преимущественно континентальными (ледниковыми, флювиогляциальными, аллювиальными, делювиальными, пролювиальными и озерными) отложениями небольшой мощности — от нескольких метров до нескольких десятков метров. На прибрежных с современными морями участках местами они сменяются более мощными (до нескольких сотен метров) морскими и прибрежно-морскими отложениями.

В северной части Русской платформы обычно в их составе выделяются чередующиеся горизонты ледниковых отложений: морен и межледниковых аллювиальных и озерных песков и глин с прослоями торфяников и лигнитов. В прошлом веке и в первой половине настоящего широким признанием пользовалась схема четырех- или трехкратного четвертичного оледенения на Русской платформе. Наиболее древнее гюнцское оледенение по времени проявления его отвечало еще концу плиоцена. К собственно плейстоцену относились три оледенения: наиболее раннее — миндельское, среднее — рисское и позднее — вюрмское. Границы распространения этих оледенений к югу в настоящее время фиксируются грядами конечных морен. Наибольшим распространением к югу (до 50° с. ш.) отличалось рисское оледенение. Распространение более ранних и особенно более позднего вюрмского оледенения было значительно меньшим. Основными центрами всех этих оледенений явились на северо-западе Балтийский щит и на северо-востоке Баренцева платформа и северная — новоземельская ветвь Уральского герцинского складчатого пояса, откуда на Русскую платформу ледниками выносились валуны слагающих их горных пород.

Детальные исследования по четвертичной геологии Русской платформы последних лет выявили значительно большее число ледниковых и межледниковых горизонтов в ее пределах. В первую очередь в этом смысле подверглись ревизии следы последнего — вюрмского, или валдайского, оледенения, первоначально подразделявшегося на три стадии и межстадиальные слои. Впоследствии эти стадиальные морены стали соответствовать самостоятельным ледниковым горизонтам, а межстадиальные слои — межледниковым горизонтам.

Ледниковые отложения к югу от конечноморенных гряд сменяются сначала флювиогляциальными и лимногляциальными, а затем в понижениях аллювиальными и озерными осадками, на водоразделах — лёссовидными суглинками и лёссами. В прибрежных с Черным, Азовским и Каспийским морями участках последние замещаются прибрежно-морскими преимущественно терригенными отложениями. Межледниковые озерно-аллювиальные горизонты на прибрежных с южными морями участках также замещаются прибрежно-морскими отложениями.

К новейшим образованиям голоцена на северо-западе Русской платформы относятся морские осадки второго Иольдиевого моря, выше сменяемые осадками Анцилового озера, затем литориновой морской трансгрессии и наконец самой молодой древней балтийской трансгрессии. На остальной — большей части платформы распространены преимущественно континентальные аллювиальные и озерные осадки голоцена нижних надпойменных террас и поймы [8, 9, 25].

БАРЕНЦЕВА ПЛАТФОРМА

Баренцева древняя платформа в настоящее время на преобладающей площади погружена на дно Баренцева шельфового моря. На суше сохранились лишь отдельные ее участки: на юго-востоке Печорская синеклиза, расположенная между Тиманским кряжем на юго-западе и Полярным Уралом на востоке; на севере о-ва Земли Франца-Иосифа и о. Виктория и на северо-западе Северо-Восточная Земля, острова Эдж и Баренца и восточная окраина Западного Шпицбергена.

Фундамент Баренцевой платформы в настоящее время вскрывается лишь на Северо-Восточной Земле Шпицбергена. В его составе здесь выделяются гнейсы и гранито-гнейсы архея и, по-видимому, резко несогласно полого залегающие на них слабометаморфизованные туфы и кварцевые порфиры, вероятно, соответствующие среднепротерозойским дала-порфирам Скандинавии.

Фанерозойский платформенный чехол наиболее полно представлен на юго-востоке архипелага Шпицберген. Он подразделяется здесь на три структурных этажа: первый этаж объединяет паралические и прибрежно-морские терригенные, внизу в основном континентальные угленосные и карбонатные, местами с гипсом, толщи карбона (700—1200 м) с преимущественно мелководно-морскими кремнисто-карбонатно-терригенными отложениями перми (500—1200 м); второй представлен морскими песчано-глинистыми отложениями триаса, юры и нижнего мела (до 1200 м); третий сложен

континентальными угленосными песчано-глинистыми толщами палеогена и миоцена мощностью более 2 км.

Первый этаж на востоке залегает резко трансгрессивно непосредственно на архейско-протерозойском фундаменте, а западнее трансгрессивно перекрывает слабодислоцированные мощные (до 15 км) толщи рифея и нижнего палеозоя Хинлопенской многоэосинклинальной каледонской зоны, а также дорифейские гнейсовые толщи северо-западного Ньюфрисландского выступа фундамента и девонские красноцветы Андревской межгорной впадины (до 6 км). Поэтому здесь платформа обычно считается молодой — эпикаледонской.

Восточнее палеозойские платформенные отложения вскрываются лишь на о. Виктория, где они представлены нижнекаменноугольными известняками. На архипелаге Земли Франца-Иосифа в основании вскрываемого здесь неполного разреза платформенного чехла выделяются преимущественно континентальные терригенные отложения триаса и нижней юры, которые перекрывают морские мергели, известняки, алевролиты и пески средней и верхней юры. Нижний мел представлен континентальными и параличскими алевролитами, песками и конгломератами с пачками известняков и бурых углей, выше сменяемыми трапповыми покровами и силлами базальтов и долеритов.

Общая мощность платформенных отложений мезозоя превышает 100 м. По характеру слоистости и ориентировки обломков в кластических породах мезозоя выясняется, что область размыва и сноса в мезозойской эре находилась к северо-востоку от Земли Франца-Иосифа, т. е. в пределах юго-западной части современной Арктической океанической платформы.

На юго-востоке Баренцевой платформы, в пределах Печорской синеклизы, наиболее древние отложения платформенного чехла развиты на ее восточной окраине при переходе в Предуральский краевой прогиб. Здесь известны выходы ордовикских и силурийских платформенных карбонатных и карбонатно-терригенных отложений небольшой мощности. К западу они постепенно выклиниваются и в основании платформенного чехла всюду залегают преимущественно континентальные и меньше параличские терригенные и карбонатно-терригенные, местами нефтегазоносные отложения среднего девона, выше сменяемые прибрежно-морскими и параличскими карбонатно-терригенными толщами верхнего девона. Общая мощность девонских отложений здесь не превышает первых сотен метров. На западной окраине синеклизы, по восточному склону Тиманского кряжа, они залегают резко несогласно непосредственно на дислоцированных многоэосинклинальных толщах рифея тиманид.

Отложения нижнего карбона здесь начинаются прибрежно-морскими песчаниками и глинистыми сланцами с прослоями известняков с остатками фауны турнейского яруса (до 200 м). Вышележащие отложения визейского яруса представлены параличскими песчаниками и глинистыми сланцами с пачками углей (200—500 м). Башкирский ярус среднего карбона слагают известняки, доломиты, мергели и глины (до 100 м), а московскому ярусу среднего карбона соответствуют пески и глины (до 200 м). В составе верхнего карбона здесь выделяется лишь нижний — гжельский ярус, сложенный известняками, доломитами, мергелями и глинами (до 100 м). Выше они

трансгрессивно перекрываются известняками ассельского яруса нижней перми (30—150 м). Сакмарскому и артинскому ярусам отвечает мощная (от нескольких сотен метров до 1000 м и более на востоке, в пределах Воркутинской впадины Предуральяского краевого прогиба) толща чередующихся аргиллитов, алевролитов и песчаников, а кунгурскому — воркутинская серия песчаников, аргиллитов и конгломератов с пачками промышленного каменного угля, мощность которой возрастает с запада на восток от 400 до 2300 м в пределах Воркутинской впадины. Верхней перми соответствует также угленосная терригенная печорская серия мощностью 900—3400 м. Последняя перекрывается трапповыми покровами базальтов (50—100 м).

В основании разреза мезозойской группы залегают косослоистые песчаники с остатками флоры раннего триаса, мощность которых постепенно возрастает с запада на восток от первых сотен метров до 1500 м. Среднему триасу соответствуют также континентальные терригенные отложения (600—900 м). Отложения верхнего триаса, а также лейаса и большей нижней части доггера в пределах Печорской синеклизы отсутствуют. Выше непосредственно залегают континентальные глины и песчаники с остатками флоры батского яруса средней юры. Они в свою очередь перекрываются морскими глинами и песками келловейского яруса (30—90 м), сменяемыми выше морскими глинами, мергелями и известняками оксфорда (около 20 м); затем глауконитовыми глинами и песками киммериджского яруса (10—30 м) и, наконец, кварц-глауконитовыми песками и глинами волжского яруса (около 10 м). Нижнему мелу здесь соответствуют прибрежно-морские и паралические фосфоритоносные пески и глины, местами с пачками углей (до 140 м), а верхнему — писчий мел, мергели и известняки (до 1000 м).

Завершается разрез фанерозойского платформенного чехла Печорской синеклизы континентальными и меньше прибрежно-морскими чередующимися ледниковыми, межледниковыми и послеледниковыми отложениями плиоцена, плейстоцена и голоцена. Общая мощность фанерозойского платформенного чехла Печорской синеклизы достигает 5—6 км.

На северо-западе Баренцевой платформы в неогене и плейстоцене были широко проявлены новейшие дифференцированные вертикальные блоковые тектонические движения. В результате сформировалась серия сопряженных размывавшихся горстов и грабен, заполнившихся мощными континентальными терригенными толщами. В краевых частях грабенов местами проявилась нетипичная для платформенных образований, нередко довольно сложная приразломная мелкая складчатость, охватившая все толщи фанерозойского платформенного чехла [8, 9, 35].

СИБИРСКАЯ ПЛАТФОРМА

Рассматриваемая в настоящей работе Сибирская древняя платформа несколько увеличена за счет включения в ее состав на юго-востоке поднятия Станового хребта, на юге и юго-западе складчатых сооружений байкалид и на севере Северо-Таймырского антиклинория и сопряженных с ним к югу складчатых герцинид и позднегерцинского краевого прогиба, которые, скорее всего, представляют собой более или

менее активизированные в различное время протерозоя и палеозоя краевые части Сибирской древней платформы.

В строении этой древней платформы участвуют архейский и, возможно частично, нижнепротерозойский сланцево-гнейсовый и гранито-гнейсовый фундамент и полого залегающий на нем протерозойско-фанерозойский платформенный чехол. Наиболее приподнята юго-восточная окраина Сибирской платформы, где в пределах Алданского щита и в поднятии Станового хребта обширные пространства построены почти исключительно породами фундамента. Кроме того, крупные поля выходов фундамента известны на северо-востоке, в ядре Анабарского массива — мегантиклинория; на севере, в пределах Северо-Таймырского антиклинория, на юго-западе — на юге байкалид Енисейского кряжа; на юго-востоке и по северо-восточной окраине байкалид Восточного Саяна (Канский, Бирусинский, Шарыжалгайский и Хамардабанский выступы) и на юге (Тувинно-Монгольский массив, а также Муйская, Прибайкальская и другие глыбы собственно Байкальской складчатой области).

Расположенная на крайнем северо-востоке платформы Оленекская антиклиназа, а также пологозалегающие крылья Анабарского массива и северный склон Алданского щита сложены в основном карбонатными и карбонатно-терригенными отложениями нижней части платформенного чехла (протерозоя и кембрия). На юго-западном крыле Анабарского массива и на северо-западном склоне Алданского щита отложения верхнего кембрия согласно перекрываются также морскими карбонатными и терригенно-карбонатными образованиями ордовика и силура. Непосредственно к северо-востоку и к северо-западу от складчатых байкалид Енисейского кряжа, Восточного Саяна и Байкальской складчатой области располагаются обширные Иркутский амфитеатр и Ангаро-Ленский прогиб, заполненные платформенными отложениями рифея, кембрия, ордовика и меньше силура. Развитые во всех этих районах осадочные толщи протерозоя, нижнего и среднего палеозоя образуют нижний структурный этаж платформенного чехла Сибирской древней платформы.

На севере Сибирской платформы, в пределах выделяющейся здесь обычно Таймырской герцинской складчатой области, развит полный разрез более или менее дислоцированных толщ рифея и палеозоя платформенного типа. Отложения кембрия, ордовика и силура здесь представлены на юге преимущественно морскими карбонатными, а на севере морскими терригенными осадками и свидетельствуют, по-видимому, о воздымании южной части Северо-Таймырского антиклинория и размыве его в это время. Северная же окраина этого антиклинория в пределах Северной Земли постепенно погружалась к северо-западу, на что указывает преимущественно карбонатный характер осадконакопления в кембрии, ордовике и силуре на островах Северной Земли.

Наибольшую площадь Сибирской платформы занимает Тунгусская синеклиза, расположенная между Анабарским мегантиклинорием на северо-востоке, Туруханским и Енисейским поднятиями байкалид на западе и Иркутским амфитеатром и Ангаро-Ленским прогибом на юге. Эта синеклиза сложена мощными континентальными угленосными (внизу) и трапповыми (вверху) толщами верхнего палеозоя и триаса. Наконец, между герцинской

складчатой областью Таймыра на севере и Тунгусской синеклизой и Анабарской мегантеклизой на юге расположен широкий (до 400—500 км) субшироко ориентированный Усть-Енисейско-Хатангский прогиб (синеклиза), заполненный верхнепалеозойскими, мезозойскими и кайнозойскими преимущественно континентальными и меньше морскими терригенными толщами. Северная часть этой синеклизы обычно выделяется в качестве краевого прогиба Таймырской герцинской складчатой области. На востоке, в низовьях рек Лена и Оленек, Хатангская синеклиза постепенно переходит в Приверхоянский краевой прогиб шириной до 200—400 км, вытянутый в юго-восточном направлении вдоль р. Лены на расстояние более 1000 км. К юго-западу он также постепенно сменяется Вилюйской синеклизой. Приверхоянский краевой прогиб и Вилюйская синеклиза построены в основном континентальными терригенными толщами юры и мела.

Общая мощность протерозойско-фанерозойского чехла (по геофизическим данным) в синеклизах и на крыльях антеклиз обычно не превышает 3—4 км, а в ядрах антеклиз и на крыльях щитов варьирует от 0 до 2 км. Залегание платформенного чехла обычно пологое, близкое к горизонтальному. Лишь местами в краевых частях, близ краевых глубинных разломов, наблюдается мелкая приразломная складчатость. Кроме того, значительно представлена диапировая тектоника на юго-западе — в пределах Иркутского амфитеатра, где в составе нижнего кембрия широко развиты галогенные толщи. На севере, в пределах Таймырской герцинской складчатой области и каледонид Северной Земли, развитые там типично платформенные карбонатные и карбонатно-терригенные толщи рифея и палеозоя обычно слабо, а местами значительно дислоцированы в серию линейных и удлиненных брахискладок.

Сибирская древняя платформа на западе, к западу от р. Енисея, постепенно погружается под мезозойско-кайнозойский чехол и сливается с Западно-Сибирской квазиплатформенной плитой. На севере, в районе каледонид Северной Земли, она сливается с Баренцевой платформой. Здесь Сибирская древняя платформа была затронута в разных местах раннепротерозойской, каледонской и герцинской тектоническими активизациями, явившимися отражением геосинклинальных тектонических процессов в расположенном юго-западнее Уральском герцинском складчатом поясе. К востоку Сибирская древняя платформа постепенно погружается под Верхояно-Чукотскую мезозойскую складчатую область. Тектонические выступы архейского фундамента и протерозойско-нижне-среднепалеозойского платформенного чехла, подстилающие верхнепалеозойско-мезозойские геосинклинальные флишиодные толщи, широко представлены в этой области в пределах крупных срединных массивов (Колымского, Омолонского и др.). На юго-западе, в пределах каледонид Алтае-Саянской складчатой области, также известны тектонические выступы архейского фундамента и слабодислоцированного нижне-среднепротерозойского (байкальского) карбонатного и карбонатно-терригенного чехла. К югу и юго-востоку байкалиды Байкальской складчатой области и Тувино-Монгольского массива погружаются непосредственно под герциниды Монголо-Охотской складчатой области.

После вышеприведенной общей структурной характеристики Сибирской древней платформы перейдем к изложению основных материалов по стратиграфии толщ фундамента и платформенного чехла.

Архейские толщи фундамента наиболее широко распространены и лучше изучены в пределах Алданского щита. В их основании здесь выделяется иенгская серия, нижняя толща которой построена высокоглиноземистыми гнейсами с пачками кварцитов (до 2700 м), средняя — амфиболовыми, пироксеновыми и биотитовыми гнейсами с пачками мраморов (до 3700 м) и верхняя — биотитовыми и гиперстеновыми гнейсами с пачками амфиболовых, диопсидовых и гранат-биотитовых гнейсов (до 5 км). В составе вышележащей тимптонской серии выделяются (снизу вверх): высокоглиноземистые гнейсы (1600 м), пироксеновые и амфиболовые кристаллические сланцы и биотитовые гнейсы (до 1 км), биотит-амфиболовые кристаллические сланцы и гнейсы с пачками амфиболитов (до 3 км), биотит-гранатовые гнейсы, гранулиты и гиперстеновые гнейсы (до 3 км). Завершается разрез архея джелтулинской серией, сложенной в нижней части гранат-биотитовыми гнейсами с пачками мраморов и диопсид-гиперстеновыми кристаллическими сланцами (до 1500 м), в средней — гиперстеновыми, авгитовыми, амфиболовыми и пироксен-амфиболовыми гнейсами с пачками мраморов (до 5 км) и в верхней — диопсид-биотит-гранатовыми гнейсами с пачками мраморов (до 3 км).

Эти гнейсовые толщи, в составе которых значительную роль играют пироксеновые и амфиболовые разности, слагают крупные брахиформные и куполовидные структуры и, по-видимому, представляют собой наиболее типичные образования начальной — нуклеарной стадии геологического развития Земли. Наибольший возраст этих гнейсов 2,8—3 млрд. лет. Значительно распространены также омоложенные породы (1,9—2 млрд. лет), соответствующие раннему протерозою.

Южнее, в пределах поднятия Станового хребта, также широко представлены архейские толщи, подразделяемые на две серии. Нижняя серия Зверева в нижней части сложена гиперстеновыми гнейсами, в средней — высокоглиноземистыми гнейсами и кварцитами, а в верхней — гиперстеновыми кристаллическими сланцами с пачками магнетитовых кристаллических сланцев и кварцитов с корундом и дистеном. Общая мощность серии достигает нескольких километров. Верхняя — становая серия представлена биотитовыми и биотит-амфиболовыми гнейсами и кристаллическими сланцами с пачками высокоглиноземистых гнейсов общей мощностью до 8—9 км.

В основании разреза архейских толщ Анабарского массива выделяются мощные пироксеновые гнейсы и кристаллические сланцы, в верхней части среди них присутствуют пачки биотитовых и гранат-биотитовых гнейсов. Средняя часть разреза сложена пестрыми по составу (биотитовыми, гранатовыми, пироксеновыми и др.) гнейсами, а верхняя — преимущественно биотитовыми и гранат-биотитовыми гнейсами. Общая мощность гнейсовых толщ архея здесь достигает 20 км. Наиболее древний возраст гнейсов 2530—2980 млн. лет, у более молодых (омоложенных раннепротерозойских) 1850—2000 млн. лет.

В Северо-Таймырском антиклинории к архею относятся различные гнейсы (в нижней части преимущественно пироксен-амфиболовые, выше

гранат-биотитовые с пачками амфиболитов). Архейские толщи Южно-Енисейского края объединяются в канскую серию гнейсов, амфиболитов и чарнокитов общей мощностью не менее 12 км.

На юго-востоке Восточного Саяна архею соответствуют: нижняя шары-жалгайская серия, сложенная в нижней части биотитовыми гнейсами (до 2500 м), в средней — амфиболовыми гнейсами, кристаллическими сланцами и амфиболитами с пачками пироксен-биотитовых гнейсов (до 1300 м), и в верхней — биотит-амфиболовыми гнейсами и амфиболитами (до 2500 м), и верхняя слюдянская серия преимущественно биотитовых и гранат-биотитовых гнейсов и мраморов общей мощностью не менее 4500 м.

Тектонические глыбы архея в Байкальской складчатой области сложены в основном амфиболовыми и биотитовыми гнейсами, амфиболитами и мраморами мощностью не менее 7 км. Судя по составу, можно предполагать, что здесь представлены лишь верхние части разреза архея, примерно соответствующие слюдянской серии Восточного Саяна.

Отложения протерозойской группы на преобладающей площади Сибирской платформы представлены сравнительно маломощными карбонатными и карбонатно-терригенными платформенными и субплатформенными образованиями, слагающими нижнюю часть платформенного покрова. Наиболее полно разрез протерозоя представлен в пределах Алданского щита и его северного склона. Самые древние — нижнепротерозойские отложения, повсеместно резко несогласно перекрывающие архейский фундамент, обычно слагают неширокие удлиненные грабенообразные структуры типа авлакогенов. Наиболее хорошо изучен их разрез в бассейне р. Олекмы, где в составе нижнего протерозоя выделяются три свиты (снизу вверх): чародаканская свита кварцевых и аркозовых песчаников (до 250 м); намсалинская свита мраморизованных известняков и доломитов с пачками аркозовых песчаников и филлитизированных глинистых сланцев (до 400 м); ханинская свита филлитизированных глинистых сланцев, филлитов, аркозовых и кварцевых песчаников, местами косослоистых, и гравелитов (около 400 м). Все эти три свиты обычно сопоставляются с удоканской серией нижнего протерозоя Байкальской складчатой области. Они прорываются габбро-диабазовыми силлами и дайками трапшового типа.

Отложения среднего протерозоя залегают трансгрессивно либо на нижнепротерозойских толщах, либо непосредственно на архейском фундаменте. Наиболее широко они развиты на востоке Алданского щита, в пределах Учуро-Майского района, где в их составе выделяются две серии. Нижняя уянская серия сложена красноватными аркозовыми песчаниками с пачками порфиров и базальтов (более 400 м). Верхняя учурская серия в нижней части состоит из красноватных аркозовых и кварцевых песчаников и доломитов со строматолитами, а в верхней — из доломитов и доломитовых известняков со строматолитами. Мощность учурской серии возрастает с запада на восток от 300 до 2400 м. Возраст глауконита, содержащегося в песчаниках этой серии в нижней ее части, составляет около 1500, а в верхней — 1400 млн. лет.

Наиболее широко здесь распространены, преимущественно по северному склону Алданского щита, толщи верхнего протерозоя — рифея, в составе которых также выделяются две серии. Нижнюю майскую серию составляют

красноцветные и светло-серые кварцевые песчаники с пачками алевролитов, аргиллитов и строматолитовых доломитов и известняков. Абсолютный возраст глауконита из песчаников нижней части толщи 1190 млн. лет, а из аргиллитов верхней части толщи — 890 млн. лет. Общая мощность майской серии возрастает с запада на восток от 1500 до 2700 м. Верхняя уйская серия представлена пестроцветными кварцевыми песчаниками, алевролитами и аргиллитами, мощность которых варьирует от 500 на западе до 2800 м на востоке. Породы уйской серии прорваны дайками щелочных пород, возраст которых порядка 680 млн. лет.

На Анабарском массиве в основании нижней — протерозойской части платформенного чехла резко несогласно на архейских гнейсах полого залегают красноцветные и светло-серые кварцевые песчаники с пачками алевролитов мокунской серии (до 800 м). Возраст глауконитов из верхней части этой серии составляет 1480 и 1540 млн. лет, что свидетельствует, скорее всего, о среднепротерозойском возрасте. Выше согласно залегают строматолитовые доломиты с пачками алевролитов билляхской серии (до 1060 м). По возрасту она, по-видимому, соответствует верхнему протерозою, на что указывает возраст глауконита из нижней половины ее разреза (1170 млн. лет). После перерыва в осадконакоплении она трансгрессивно перекрывается доломитами старореченской свиты (673 млн. лет), вероятно, отвечающей венду.

В пределах поднятия Станового хребта среди резко преобладающих на площади архейских гнейсов и гранито-гнейсов локально в узких приразломных — шовных тектонических зонах встречаются более или менее перемятые, рассланцованные и метаморфизованные вулканогенные и осадочные толщи нижнего протерозоя геосинклинального типа. В шовной зоне, приуроченной к южному Тукурингскому глубинному разлому, который ограничивает поднятие Станового хребта от смежной к югу Монголо-Охотской герцинской складчатой области, появляется мощная (до 7 км) яканская серия. Она подразделяется на три толщи (снизу вверх): метаморфизованные диабазы и порфириды (до 2400 м); метаморфизованные песчаники и глинистые сланцы, чередующиеся с пачками метаморфизованных диабазов, спилитов-кератофиров и их туфов, кремнистых и карбонатных пород (до 2 км); метаморфизованные песчаники с пачками алевролитов и филлитизированных глинистых сланцев (до 2500 м). Все эти породы значительно дислоцированы и прорваны интрузиями гипербазитов, габброидов и гранитоидов. Севернее, в шовной зоне, приуроченной к Джелтулинскому глубинному разлому, выделяется желтулинская серия, сложенная в нижней части (более 1500 м) метаморфизованными диабазами, дацитами и порфирами с пачками филлитов, а в верхней (1 км) — метаморфизованными кварц-полевошпатовыми песчаниками и филлитизированными глинистыми сланцами. Породы этой серии значительно дислоцированы и прорваны гипербазитами, габброидами, гранитоидами и пегматитами (возраст 1810 млн. лет). На западной и южной окраинах Сибирской платформы, в пределах байкальских складчатых сооружений, характер строения и структур широко распространенных здесь протерозойских толщ значительно отличается от вышеописанных.

В наиболее представительной Кодаро-Удоканской многоэпифациальной зоне к нижнему протерозою относится мощная (до 13 км) удоканская серия более или менее метаморфизованных песчаников, глинистых сланцев, алевролитов и кварцитов с пачками строматолитовых доломитов. Они собраны в крупные простые и сравнительно пологие, преимущественно линейные складки и прорваны интрузиями габбро, анортозитов, гнейсо-гранитов, гранитов и гранодиоритов с возрастом 1900—2100 млн. лет. Несогласно залегающие на них или непосредственно на архейском фундаменте толщи среднего протерозоя представлены обычно субплатформенными образованиями. В составе среднего протерозоя здесь на востоке выделяется тепторгинская серия кварцитов, кварцевых песчаников и гравелитов с пачками филлитизированных глинистых сланцев, диаспора (метаморфизованный боксит), метаморфизованных базальтов и туфов траппового типа. Общая мощность серии достигает 1800 м. Она слабо дислоцирована и прорвана гранитоидами (возраст 1400 млн. лет). Рифей (по-видимому, нижний и средний) здесь представлен очень мощной (до 12—14 км) флишовой патомской серией. В основании разреза Прибайкальского (Ангаро-Ленского) краевого прогиба выделяется сходная по составу байкальская серия, относимая к рифею.

В Дербинском антиклинории Восточного Саяна к нижнему протерозою условно относится широко распространенная здесь мощная (7,5—10,5 км) дербинская серия. В нижней части (алыгджерская свита мощностью не менее 2 км) развиты преимущественно биотит-амфиболовые и другие гнейсы с пачками кварцитов и мраморов. Выше в ее составе преобладают крупнозернистые графитистые мраморы с пачками кварцитов, гнейсов и меньше кристаллических сланцев. Дербинская серия значительно дислоцирована и прорвана дорифейскими гранитоидными интрузиями. По крыльям Дербинского антиклинория (вдоль крупных глубинных разломов, в нешироких шовных зонах) развиты мощные (до 7,5—9 км) зеленосланцевые толщи кувайской серии, по-видимому, ранне-среднерифейского возраста, на что указывает абсолютный возраст прорывающих их гранитоидов, равный 1—1,2 млрд. лет. В составе кувайской серии выделяются нижняя — урманская свита филлитов и филлитизированных глинистых сланцев с пачками и прослоями метаморфизованных песчаников и кристаллических известняков, средняя — манская свита мраморизованных известняков и доломитов и верхняя — бахтинская свита сильнорассланцованных и зеленокаменно измененных спилитов и диабазов с пачками кремнистых пород и туфов.

В пределах Енисейского кряжа к нижнему протерозою обычно относят енисейскую серию слюдистых кварцитов и гнейсов мощностью более 4 км. Широко распространенные толщи тейской серии (вероятного аналога дербинской серии) относят к среднему протерозою. Тейская серия подразделяется на две свиты: нижнюю свиту хребта Карпинского, представленную гнейсами и амфиболитами с пачками кварцитов и мраморов (более 3 км), и верхнюю — пенченгинскую свиту кристаллических известняков и метаморфических сланцев (до 1250 м). В ее составе присутствуют пачки метаморфизованных вулканогенных пород, возраст которых 1550 млн. лет.

Наиболее широко распространенные в пределах Енисейского кряжа толщи рифея имеют большое сходство по характеру строения с разрезом рифея Башкирского антиклинория Западного Урала. В их составе отчетливо

выделяются две серии: нижняя — сухопитская преимущественно терригенная серия и верхняя — тунгусикская серия, состоящая из чередующихся преимущественно карбонатных и преимущественно терригенных толщ.

В Присяянье, на юго-западной окраине Иркутского амфитеатра, к нижнему протерозою условно относят нижнюю — мангатгольскую свиту гнейсов и кварцитов и верхнюю — качадальскую свиту мраморов, амфиболитов, кристаллических сланцев и кварцитов. Не исключено, что эти две свиты, как и наиболее интенсивно метаморфизованные толщи гнейсов и мраморов условно ранне-среднепротерозойского возраста Восточного Саяна и Енисейского кряжа (значительная часть пород дербинской серии, енисейская серия, свита хребта Карпинского и др.), могут оказаться в значительной мере тектонически омоложенными возрастными аналогами слюдянской и бирюсинской серий верхнего архея.

К северо-западу от Урикско-Ийского грабена, в пределах Присяянья, широко представлены слагающие основание платформенного чехла рифейские нижняя — карагасская серия, терригенная в нижней части и терригенно-карбонатная в верхней мощностью 900—1300 м, и верхняя карбонатно-терригенная оселочная серия (1000—1400 м). В составе карагасской серии присутствуют силлы и дайки, по-видимому, дооселочных габбро-диабазов нерсинского комплекса траппового типа.

В заключение характеристики протерозоя следует отметить, что в юго-восточной — внутренней эвгеосинклинальной зоне собственно Байкальской складчатой области в нешироких, по-видимому, шовных зонах среди архейских гнейсовых толщ фундамента выделяются метаморфизованные вулканогенно-осадочные образования нижнего и верхнего протерозоя. К нижнему протерозою относится муйская серия амфиболитов, зеленых сланцев и порфириидов с пачками метаморфизованных осадочных пород общей мощностью до 12 км. Верхнему протерозою соответствует катерская серия метаморфизованных терригенных отложений с пачками доломитов, известняков и метаморфизованных вулканогенных образований общей мощностью до 13 км. Породы этих серий интенсивно дислоцированы, рассланцованы и значительно метаморфизованы.

Отложения кембрийской системы наиболее полно развиты на юго-востоке Сибирской платформы, к северу от Алданского шита, где в бассейнах рек Лены, Алдана и их притоков представлены стратотипические для всей нашей страны разрезы кембрия. Здесь трансгрессивно на отложениях уйской серии верхнего протерозоя, прорываемых малыми субщелочными интрузиями (возраст 680 млн. лет), залегает юдомская свита доломитов и известняков венда мощностью до нескольких десятков — первых сотен метров. Выше они согласно сменяются пестроцветными известняками и доломитами алданского яруса, а затем — известняками и глинистыми сланцами ботомского и ленского ярусов нижнего кембрия. Общая мощность отложений нижнего кембрия от первых сотен метров до 950 м. Средний кембрий здесь представлен исключительно карбонатными отложениями; в его составе отчетливо выделяются нижний — амгинский ярус, сложенный преимущественно известняками (до 300 м), и верхний — майский ярус, представленный известняками и мергелями (750—1000 м).

На юго-западе Сибирской платформы, в пределах Иркутского амфитеатра, верхнерифейские карбонатно-терригенные отложения оселочной свиты выше согласно, с постепенным переходом сменяются красноцветными песчаниками с пачками доломитов нижней подсвиты мотской свиты мощностью несколько десятков метров, относимой к венду. Средняя и верхняя подсвиты мотской свиты, представленные красноцветными песчаниками с пачками конгломератов, ангидритов и доломитов, обычно относятся к алданскому ярусу нижнего кембрия. Общая мощность мотской свиты 340—500 м. Ботомскому ярусу нижнего кембрия здесь, по-видимому, соответствует усольская свита, сложенная каменной солью, ангидритами и доломитами общей мощностью 60—1000 м. К юго-востоку, в пределах южной части Ангаро-Ленского прогиба, она замещается в нижней части (150 м) ангидритами и доломитами, а в верхней (800—1200 м) — доломитами с прослоями известняков. Усольская свита согласно, с постепенными переходами перекрывается доломитами ангарской свиты (450—610 м) ленского яруса нижнего кембрия.

Амгинскому ярусу среднего кембрия в Иркутском амфитеатре соответствуют доломитизированные известняки, доломиты, известняки, мергели и песчаники.

Верхнему кембрию, а в Иркутском амфитеатре, возможно, также и майскому ярусу среднего кембрия на юге Сибирской платформы соответствует некая верхоленская свита, которая состоит из красноцветных песчаников и мергелей, иногда гипсоносных и ангидритоносных с косой слоистостью, знаками волновой ряби, следами трещин усыхания и с другими признаками мелководья и засоления бассейнов.

В отличие от вышеохарактеризованных типично платформенных отложений кембрия, в межгорных впадинах складчатых байкалид Восточного Саяна и собственно Байкальской складчатой системы распространены несравненно более мощные (до 5—8 км) осадочные и меньше вулканогенно-осадочные толщи орогенного типа. Более мощная нижняя часть разреза этих толщ обычно построена континентальными и эпиконтинентальными красноцветными и пестроцветными терригенными образованиями, локально, близ глубинных разломов, содержащими пачки субэвральных андезитопаритовых лав и их туфов, по латерали местами частично замещаемыми доломитами. По возрасту они отвечают венду и алданскому ярусу нижнего кембрия. Менее мощная верхняя часть этого разреза сложена известняками и доломитами ботомского и ленского ярусов нижнего кембрия и амгинского яруса среднего кембрия.

Отложения ордовикской системы наиболее широко распространены на западной и восточной окраинах Тунгусской синеклизы, в пределах Иркутского амфитеатра, на юго-западной окраине Вилюйской синеклизы и на западном склоне Анабарского массива. Они представлены почти исключительно морскими карбонатными и терригенными отложениями всех трех отделов ордовикской системы. Каждый отдел при этом подразделяется на два провинциальных яруса.

Нижний — устькутский ярус нижнего ордовика сложен доломитами и известняками с прослоями и пачками песчаников, алевролитов и аргиллитов (70—200 м). К верхнему — чуньскому ярусу нижнего ордовика относятся глинистые доломиты, ангидриты, гипсы и известняки с прослоями и пачками

песчаников, алевролитов и аргиллитов (30—400 м) и сменяющие их выше песчаники, алевролиты и аргиллиты с пачками и прослоями гипсов и ангидритов (20—480 м). Нижний — криволуцкий ярус среднего ордовика представлен в нижней части (6—56 м) известняками, мергелями и алевролитами с прослоями доломитов, гипсов и ангидритов, а в верхней (15—45 м) — песчаниками и алевролитами с прослоями аргиллитов, мергелей и фосфоритов. Верхний — мангазейский ярус среднего ордовика построен в нижней части (5—40 м) аргиллитами, алевролитами и песчаниками с прослоями известняков и мергелей, а в верхней (17—60 м) — аргиллитами, мергелями и известняками. В составе верхнего ордовика выделяются нижний — долборский ярус известняков и глинистых сланцев (более 20 м) и верхний — бурский горизонт известняков и мергелей (6—8 м).

К северу от Северо-Таймырского антиклинория, в пределах Северной Земли, нижний ордовик представлен карбонатно-терригенной толщей (до 300 м), средний — пестроцветными песчаниками, доломитами, мергелями и гипсами (до 1650 м), а верхний — известняками и доломитами (до 250 м).

Отложения силурийской системы в пределах Сибирской платформы распространены по периферии Тунгусской синеклизы, окаймляя ее на северо-западе, северо-востоке, востоке и меньше на юге. Мощность их от 50 м до нескольких сотен метров с максимумом (840 м) на северо-западе. Обычно они залегают трансгрессивно на толщах верхнего или непосредственно среднего ордовика.

Наибольшим распространением пользуются отложения лландоверийского яруса нижнего силура. На северо-западе и северо-востоке они сложены органическими глинистыми известняками с пачками аргиллитов (до 250 м). В их составе присутствуют прослои и пачки граптолитовых глинистых сланцев, которые наибольшего развития достигают на северо-западе в составе среднего лландовери. На юге Сибирской платформы, на северной окраине Иркутского амфитеатра, лландоверийскому ярусу, по-видимому, соответствуют песчаники, глинистые сланцы, доломиты и известняки кежемской свиты. Отложения венлокского яруса известны лишь на северо-западе и северо-востоке. Они представлены здесь известняками, доломитами и мергелями (до 250 м). Отложения лудловского яруса верхнего силура развиты незначительно лишь на северо-западной окраине Тунгусской синеклизы и на южной окраине Анабарского массива. Они сложены в нижней части известняками, а выше доломитами и мергелями с пачками гипсов общей мощностью более 100 м. К силуру условно отнесены локально развитые на северо-западе, в бассейне р. Хантайки в Норильском районе и на р. Мойеро, немые доломиты, аргиллиты, мергели, гипсоносные глины и гипсы (до 240 м).

На Таймыре силурийские отложения так же, как и ордовикские, представлены двумя типами разрезом: на севере — терригенным преимущественно глинисто-сланцевым (до 350 м), а на юге — карбонатным (до 800 м).

На Северной Земле лландоверийский ярус (до 500 м) сложен известняками, венлокский — песчанистыми доломитизированными известняками с прослоями кварцевых песчаников общей мощностью до 550 м, а лудловский — известняками (до 650 м). На Новосибирских островах в составе силура также преобладают карбонатные породы.

Отложения девонской системы известны в Тунгусской и Вилюйской синеклизах, в Нордвикском районе и в Канско-Тасеевской впадине. Они представлены в основном континентальными, лагунными, паралическими и прибрежно-морскими карбонатными и пестроцветными терригенными толщами общей мощностью до 670 м.

На Таймыре в основании нижнего девона залегают гипсы и мергели (до 50 м). Выше они сменяются доломитами, известняками и мергелями нижнего девона (70—151 м), а затем известняками (до 300 м). Средний девон сложен в основном известняками и доломитами (более 600 м). Верхний девон на севере представлен глинистыми сланцами и известняками (до 900 м), а на юге — преимущественно известняками.

На Северной Земле к девону относятся главным образом красноцветные гипсоносные лагунно-континентальные и меньше морские карбонатные отложения общей мощностью до 1900 м. На Новосибирских островах девон представлен преимущественно известняками и доломитами (до 2 км). Среди них во франском ярусе верхнего девона появляются прослои и пачки песчаников и алевролитов, а фаменский ярус сложен преимущественно песчаниками и алевролитами и меньше известняками общей мощностью до 600 м.

Морские отложения турнейского и визейского ярусов нижнего карбона известны лишь на северо-западе и северо-востоке Сибирской платформы, где они представлены известняками с прослоями глинистых сланцев (200—500 м). На юге и в центральной части платформы развиты континентальные угленосные терригенные толщи намюра, среднего и верхнего карбона. К намюру относятся безугольные песчаники и алевролиты (80—120 м), а средний и верхний карбон представлены переслаивающимися песчаниками, алевролитами и аргиллитами с тонкими прослоями углей, общая мощность которых обычно 50—240 м, а в центральной части Тунгусской синеклизы до 10 м.

На Таймыре развиты преимущественно морские отложения каменно-угольной системы, в составе которых выделяются образования всех ее отделов. К нижнему карбону относятся известняки (500—1200 м), а к среднему и верхнему — песчаники, глинистые сланцы и меньше известняки общей мощностью несколько сотен метров.

Отложения пермской системы широко распространены на Сибирской платформе, особенно в пределах Тунгусской синеклизы и Ленско-Хатангского прогиба. Они представлены обычно континентальными угленосными терригенными толщами (200—1500 м), сложенными преимущественно различными песчаниками и меньше алевролитами и аргиллитами с пачками промышленных углей, мощность которых местами достигает 70 м, и меньше конгломератов. В верхней части пермского разреза местами присутствуют туфы, туффиты и реже базальты. Наиболее полно верхняя эффузивно-туфовая толща перми представлена в Ленско-Хатангском прогибе.

В пределах Тунгусской синеклизы и на юге платформы пермские отложения всюду согласно, с постепенным переходом, реже трансгрессивно залегают на толщах верхнего карбона. В то же время в Ленско-Хатангском прогибе они несогласно с базальным конгломератом в основании перекрывают непосредственно ниже-среднепалеозойские толщи. В пределах Ленско-Хатангского прогиба в восточном направлении понижается общая мощность

пермских отложений и в их составе появляются и увеличиваются в количестве прослои с остатками морских фораминифер.

В пределах Предтаймырского краевого прогиба нижней перми соответствуют мощные (более 5 км) алевролиты, аргиллиты и песчаники. В верхней части разреза нижней перми возрастает роль континентальных отложений и появляются пласты угля. Нижняя часть верхней перми здесь представлена морскими терригенными отложениями уфимского и казанского ярусов (до 1500 м), на западе замещаемыми континентальными угленосными образованиями. Верхней части верхней перми всюду соответствуют континентальные угленосные песчаники и алевролиты с остатками флоры татарского яруса. Кверху они сменяются базальтовыми покровами, туфами и туффитами. Общая мощность верхней части верхней перми 200—500 м.

Вулканогенные — трапповые и меньше континентальные терригенные образования триасовой системы широко представлены в Тунгусской синеклизе, выходы их также известны в пределах Норильской впадины и на северном склоне Анабарского массива. В Тунгусской синеклизе развиты почти исключительно базальтовые покровы и связанные с ними толщи туфов с единичными прослоями и пачками континентальных терригенных отложений. Общая мощность этих толщ достигает 4—5 км.

На северо-восточной окраине Сибирской платформы, в Нижнеоленинском, Нордвикском и Пур-Оленекском районах, известны морские и континентальные отложения триасовой системы. Они сложены песчаниками, алевролитами, аргиллитами и меньше конгломератами общей мощностью до 850 м. На основании морской фауны выделяются индский и оленекский ярусы нижнего триаса общей мощностью до 350 м, анизийский и ладинский ярусы среднего триаса общей мощностью до 240 м и карнийский ярус верхнего триаса (до 100 м). К норийскому и рэтскому ярусам верхнего триаса относятся локально развитые в Нордвикском районе континентальные угленосные отложения (до 100 м).

На Таймыре нижнему триасу соответствуют континентальные песчаники, аргиллиты, туфы и базальты (до 500 м) индского яруса и алевролиты, аргиллиты и песчаники (до 240 м) оленекского яруса сверху. Нижний — анизийский ярус среднего триаса представлен песчаниками и алевролитами общей мощностью до 220 м, а верхний — ладинский — континентальными угленосными терригенными отложениями (до 230 м). Нижнему — карнийскому ярусу верхнего триаса отвечают алевролиты, аргиллиты и песчаники общей мощностью до 200 м, а норийскому и рэтскому ярусам — континентальная терригенная толща (до 240 м).

Отложения юрской системы приурочены к наиболее погруженным участкам Сибирской платформы в северной, восточной и южной ее частях. На севере, в пределах Усть-Енисейской, Хатангской и Ленско-Анабарской впадин, развиты почти исключительно морские терригенные отложения юры. Они содержат остатки аммонитов и другой морской фауны, на основании которых здесь выделяется полный разрез юрской системы. На восточной окраине Сибирской платформы, в пределах Приверхоянского краевого прогиба, лейасу и доггеру отвечают преимущественно морские пески и алевролиты (500—100 м), а мальму — континентальные и меньше паралические угленосные пески и глины (300—450 м). На севере, с приближением к Ленско-

Анабарской впадине, угленосные толщи верхней юры по латерали замещаются морскими терригенными отложениями.

В Вилюйской синеклизе на палеозойских и реже триасовых толщах трансгрессивно залегают континентальные кварцевые пески, глины и алевроиты с пачками и прослоями углей и конгломератов общей мощностью от 40 до 60 м, выше сменяемые также континентальными песчаниками и конгломератами (до 200 м). По латерали они замещаются морскими глинами, песками и алевроитами. Верхнему плинсбаху здесь соответствуют морские песчаники, алевролиты и аргиллиты (30—80 м), а тоару — морские глины с прослоями песчаников, алевролитов и известняков (25—60 м). Разрез средней юры начинается железистыми песками с прослоями и линзами алевроитов, сидеритов и конгломератов ааленского яруса (30—50 м), выше сменяемыми континентальными песками и глинами с пачками морских песков и глин байоса и бата (до 250 м). Верхняя юра здесь представлена континентальными песчаниками, глинами и углями (230—650 м).

Западнее, в пределах Ангаро-Вилюйской впадины, развиты преимущественно континентальные пески, алевроиты и конгломераты нижней и средней юры (250—300 м). Локально в их составе встречаются морские пачки песков и глин.

По южной окраине Сибирской платформы развиты исключительно внутриконтинентальные угленосные юрские бассейны. На востоке, в пределах Алданского щита, выделяются резко наложенные на архейский фундамент межгорные впадины Южно-Якутского бассейна, заполненные мощными (до 2—3,3 км) угленосными алевроито-песчаными толщами.

На юго-западной окраине Иркутского амфитеатра, по соседству с расположенными западнее новейшими поднятиями Енисейского кряжа и Восточного Саяна, расположены Канско-Ачинский и Черемховский бассейны. Первый заполнен песчаниками и алевролитами с редкими угольными пачками лейаса (120—185 м), песчаниками и алевролитами с мощными промышленными пачками угля доггера (310—500 м) и верхнеюрской безугольной толщей песчаников и алевролитов (20—90 м). В Черемховском бассейне выделяются угленосные толщи нижней и средней юры, мощность которых возрастает с северо-востока на юго-запад, по мере приближения к горным сооружениям Восточного Саяна, от 200 до 600 м.

Отложения меловой системы развиты почти исключительно на севере, в пределах Хатангского и Анабарско-Хатангского прогибов, и на востоке, в Приверхоянском краевом прогибе и Вилюйской синеклизе. В пределах Хатангского прогиба в основании нижнего мела залегают морские пески, глины и алевроиты барремского и готеривского ярусов (600—800 м). Выше они сменяются континентальными угленосными песками, алевроитами и глинами (до 1045 м), соответствующими аптскому и альбскому ярусам, и затем безугольными песками неокома и сенона (до 575 м). В составе верхнего мела резко преобладают морские глины и алевроиты (до 1190 м). Они содержат обильные остатки аммонитов и иноцерам сеномана, турона, коньяка, сантона, кампана и маастрихта. Верхнему — датскому ярусу верхнего мела отвечают континентальные пески (до 90 м). В Анабарско-Хатангском прогибе валанжинскому и готеривскому ярусам нижнего мела соответствуют морские алевроиты и пески (до 635 м). Вышележащие толщи нижнего и верх-

него мела представлены здесь континентальными угленосными песками (355—520 м).

На востоке, в пределах Приверхоанского прогиба и Вилюйской синеклизы, нижний мел сложен угленосными песками и алевритами, мощность которых возрастает с юга на север от 3,7 до 4,4 км. Верхний мел здесь известен лишь на юге, где к нему относятся угленосные песчаные толщи мощностью не более 1 км.

Отложения кайнозоя более или менее значительно развиты на севере Сибирской платформы, в пределах Хатангского прогиба, и особенно на северо-западе, в пределах Усть-Енисейской впадины. В Усть-Енисейской впадине верхнемеловые отложения согласно перекрываются глинами, опоковидными глинами, аргиллитами и глауконитовыми кварцевыми песками палеоцена (5—100 м). Эоцену соответствуют опоки, трепелы, диатомиты и глауконитовые кварцевые пески (50—65 м). К олигоцену здесь относятся внизу морские глины с прослоями песков, а вверху — континентальные пески, алевриты и глины с пачками бурых углей. Мощность отложений олигоцена от нескольких десятков метров до 150 м. Наибольшим распространением в Усть-Енисейской впадине и Хатангском прогибе пользуются четвертичные ледниковые и межледниковые прибрежно-морские и континентальные терригенные отложения, мощность которых от 5—10 до 250—350 м. Местами в их основании залегают плиоцен-нижнеплейстоценовые преимущественно морские глины с остатками фораминифер и отдельными пачками ледниковых отложений.

На остальной территории Сибирской платформы в долинах рек развиты аллювиальные отложения поймы и надпойменных террас, а на водоразделах — маломощные делювиальные отложения и местами остатки четвертичных морен [8, 9, 25, 29].

ГИПЕРБОРЕЙСКАЯ ПЛАТФОРМА

Выше были охарактеризованы погребенная под водами северной части Атлантического океана проблематичная древняя платформа Эриа и в основном опущенная на дно Баренцева моря древняя Баренцева платформа, реликты которых сохранились в настоящее время на отдельных островах и окраинах Европейского континента. Это в значительной мере снижает степень их проблематичности. Можно также предполагать, что современный Северный Ледовитый океан и шельфовые моря Северо-Востока СССР и Северо-Запада Северной Америки (Восточно-Сибирское, Чукотское и море Бофорта) совсем в геологическом смысле недавнем времени (в конце мезозоя — начале кайнозоя) представляли собой в основном обширную, приподнятую выше уровня моря сушу и частично — мелководные шельфовые моря. На основе характера рельефа дна в пределах Северного Ледовитого океана выделяются следующие крупные талассоморфологические подразделения (с запада на восток, ориентируясь по отношению Советского сектора Арктики, т. е. к восточному полушарию): обширная океаническая котловина Амундсена, подводный хр. Ломоносова, сравнительно небольшие океанические котловины Макарова и Подводников и Чукот-

ский подводный хребет, расположенные в основном в пределах восточного, преимущественно Советского сектора Арктики, система подводных хребтов Элсмира, Аляскинский подводный хребет и обширная Канадская океаническая котловина, приуроченные в основном к западному — северо-американскому сектору Арктики.

Океаническая котловина Амундсена почти полностью располагается севернее 80° с. ш., включая район Северного полюса. Она протягивается с запада на юго-восток, от континентального склона северных мелководных прибрежий о. Гренландия до континентального склона шельфового моря Лаптевых, на расстояние до 2 тыс. км; ширина ее достигает 600—800 км. На юго-западе котловина ограничена континентальным склоном мелководных северных прибрежий архипелагов Шпицберген, Земля Франца-Иосифа и Северная Земля. Восточным ограничением котловины в пределах Советского сектора Арктики является сравнительно крутой западный склон подводного хр. Ломоносова, линейно вытянутый примерно вдоль 140° в. д. от района Северного полюса до района 78° с. ш. на расстояние до 1350 км, а в американском секторе Арктики — очень неровная линия континентальных склонов восточных хребтов системы подводных хребтов Элсмира.

Дно котловины Амундсена очень ровное, глубина его варьирует обычно от 3000 до 4000 м, достигая в центральной части котловины 4485 м. Лишь на юго-западном ее краю, к северу от архипелага Шпицберген, на уровне $15\text{--}20^\circ$ в. д., в непосредственной близости с соседним к западу Северо-Гренландским подводным хребтом, полого погружающимся с юга на север от 300—500 м на уровне $80\text{--}83^\circ$ с. ш. до 2500—3000 м на его северном окончании, в районе 85° с. ш. выделяется более глубокая (до 5449 м) океаническая впадина.

Подводный хр. Ломоносова, расположенный на глубине от 1000 до 1500 м, характеризуется очень пологим равнинным рельефом и значительной (от 200 до 400 км) шириной. Склоны этого хребта также очень пологие (западный несколько более крутой, чем восточный). В районе Северного полюса подводный хр. Ломоносова значительно сужается и затем постепенно переходит в один из хребтов системы подводных хребтов Элсмира. К востоку от хр. Ломоносова выделяются северная более глубокая (3000—3500 м) океаническая котловина Макарова и южная менее глубокая (около 2500 м) океаническая котловина Подводников. Последняя на юге, в районе $76\text{--}80^\circ$ с. ш., через очень широкий (300—500 км) и пологий континентальный склон постепенно сменяется шельфовым Восточно-Сибирским морем.

Широкая и плоская поверхность нечетко выраженного Чукотского подводного хребта располагается на глубинах около 2000—2500 м, возвышаясь над дном разделяемых им океанических котловин буквально на какие-то первые сотни метров.

Более короткий (600—700 км) и широкий (400—600 км) также субмеридионально ориентированный Аляскинский подводный хребет отличается от Чукотского меньшей погруженностью (порядка 500—1000 м) и несколько большей расчлененностью рельефа. На юге оба эти хребта постепенно воздымаются, расширяются и переходят в шельфовые акватории Восточно-Сибирского и Чукотского морей.

Система подводных хребтов Элсмira представляет собой постепенно расширяющийся к северу веерообразный пучок подводных хребтов, ориентировка которых постепенно меняется с востока на запад от северо-восточной до северо-западной. В общем равнинный характер рельефа дна в пределах этой системы так же, как и в Аляскинском подводном хребте, отличается некоторой расчлененностью на несколько нечетко выраженных хребтов, вершины которых располагаются на глубинах 1500—2000 м, а дно разделяющих их параллельно им ориентированных удлинённых котловин — на глубинах 2200—2800 м.

Канадская океаническая котловина, расположенная между подводными хребтами Элсмira на севере, Чукотским подводным хребтом на северо-западе, Аляскинским подводным хребтом на юго-западе, шельфовым морем Бофорта на юге и Арктическим архипелагом Канады на юго-востоке, протягивается в субмеридиональном направлении от 72 до 85° с. ш. на расстояние до 1500 км. Ширина Канадской котловины южнее 80° с. ш., где к юго-западу от нее выделяется Аляскинский подводный хребет, составляет 700—800 км, а на севере, где она на северо-западе граничит непосредственно с Чукотским подводным хребтом, возрастает до 1000 км. Дно котловины на преобладающей площади располагается на глубинах от 3000 до 3600 м, погружаясь в центральной части до 3800 м. На юго-востоке и на севере центральной части выделяются небольшие поднятия дна до абсолютной отметки порядка 2500 м на севере и около 1000 м на юго-востоке. На юго-западе северного расширенного участка Канадской котловины к югу, между Чукотским и Аляскинским подводными хребтами, на расстоянии 500—600 км вклинивается подводный зал Врангеля шириной до 150—200 км и глубиной 2500—3000 м.

Следы новейшей океанизации, выражающиеся в трансгрессивном расширении и углублении акваторий Северного Ледовитого океана и соседних шельфовых окраинно-материковых морей, широко известны. Значительное развитие на островах шельфовых морей трапповых покровов базальтов, даек и силлов долеритов мелового возраста свидетельствует о том, что процессы океанизации здесь начались еще в позднем мезозое, а трансгрессивное расширение окраинно-материковых морей и постепенное затопление ими плиоценовых, плейстоценовых и голоценовых аллювиально-озерных равнин говорят о том, что процессы океанизации, по-видимому, непрерывно продолжались в течение всего кайнозоя и происходят в настоящее время.

Современные геологические данные по соседним с арктическими акваториями территориям Евразии и Северной Америки показывают, что под юго-западную окраину океанической котловины Амундсена погружаются древние платформы (Баренцева на о. Северо-Восточной Земли Шпицбергена и на островах Земли Франца-Иосифа и Сибирская на п-ове Таймыр и островах Северной Земли). На северном побережье островов Гренландия, Элсмир и Аксель-Хейберг непосредственно к северу от Франклинской (Иннуитской) палеозойской складчатой области выходят на поверхность выступы фундамента древней платформы, к северу погружающиеся под акватории Северного Ледовитого океана. На северо-западных островах Канадского Арктического архипелага, по северо-западной окраине Франклинской палеозойской складчатой области, в позднем палеозое, мезозое и палеогене развивался

предгорный прогиб Франклинской складчатой области — Свердрупский бассейн, на юго-востоке резко наложенный на складчатые франклиниды, а на северо-западе, по-видимому, непосредственно на древнюю платформу. Юго-восточнее Свердрупского бассейна, на западном побережье островов Принс-Патрик и Банкс Канадского Арктического архипелага и на побережье Североамериканского материка, в устье и восточнее р. Маккензи, развиты плиоцен-плейстоценовые и голоценовые аллювиальные и озерные осадки серии Бофорт, завершающие здесь разрез фанерозойского чехла Северо-Американской древней платформы.

Наконец, литолого-фациальный анализ среднепалеозойских отложений франклинид и среднепалеозойской части чехла древней платформы, подстилающей складчатые мезозонды Верхояно-Чукотской области (выходы платформенных толщ среднего палеозоя известны на островах Врангеля, Новосибирских и других в пределах окраинно-материковых арктических шельфовых морей), показывает, что к северу от этих районов, т. е. в пределах современного Северного Ледовитого океана, в среднем палеозое существовали обширные области размыва, служившие основными источниками накапливавшихся в это время в соседних участках франклинид и северных верхоянид преимущественно терригенных отложений, сменявшихся к югу постепенно сначала терригенно-карбонатными, а затем исключительно карбонатными отложениями. По-видимому, в этих же районах современных арктических акваторий области поднятия и размыва вновь активизировались и позднее (в позднем палеозое, триасе и юре), поставляя терригенный материал в соседние к югу геосинклинали Верхояно-Чукотской области и Аляски.

Таким образом, можно предполагать, что до конца мезозоя, когда начались процессы новейшей океанизации, преобладающие площади современных акваторий Северного Ледовитого океана и арктических шельфовых морей представляли собой обширную древнюю платформу. В позднем палеозое и мезозое, до конца юры, в ее пределах функционировал внутриплатформенный флишоидный геосинклинальный пояс — предполагаемое северо-западное продолжение Верхояно-Чукотской мезозойской геосинклинальной области. В поздней юре, по-видимому, так же как и в мезозоидах северо-востока Евразии, в процессе тектонических инверсий и складчатости он превратился в складчатый пояс. Погруженные на дно Северного Ледовитого океана следы последнего, возможно, сохранились в настоящее время в виде слабовыраженного срединного океанического хребта океанической котловины Амундсена северо-западного простираения. К северу от Земли Франца-Иосифа он постепенно изгибается в северном направлении и далее переходит в Гренландский срединно-океанический хребет северо-восточного простираения.

Этот геосинклинальный, а затем складчатый пояс разделил ранее единую арктическую древнюю платформу на две древние платформы — Баренцеву и Гиперборейскую. В таком понимании проблематичная Гиперборейская древняя платформа в свое время занимала современные акватории Канадской океанической котловины, моря Бофорта, северных частей Чукотского и Восточно-Сибирского морей, систему подводных океанических хребтов Элмира, Аляскинского, Чукотского и Ломоносова и разде-

ляющие их океанические котловины Макарова, Подводников и подводный океанический зал. Врангеля, а также северо-восточную окраину океанической котловины Амундсена к северо-востоку от срединного океанического хребта. Баренцева платформа помимо акваторий Баренцева моря и соседних территорий Печорской синеклизы, о. Северо-Восточная Земля архипелага Шпицберген и Земли Франца-Иосифа, а также их северных мелководных прибрежий включала в себя также юго-западную окраину океанической котловины Амундсена, к юго-западу от срединного океанического хребта [9, 35].

КИТАЙСКАЯ ПЛАТФОРМА

Обширная Китайская древняя платформа, размеры которой значительно превышают размеры вышеописанных древних платформ Лавразии (около 30—40° с. ш.; она вытянута по широте от 75 до 130° в. д. на расстояние до 5000 км, а с севера на юг от 42 до 20° с. ш.; на уровне 110° в. д. максимальная ее ширина достигает 2500 км), отличается от остальных древних платформ Лавразии большой тектонической раздробленностью на серию крупных изометричных платформенных глыб и разделяющих их нешироких линейно вытянутых приразломных шовных зон. В этих шовных зонах развиты значительно дислоцированные субплатформенные и меньше близкие к геосинклинальным осадочные и реже вулканогенные формации повышенной в отличие от типичных платформенных формаций мощности, прорываемые различными, преимущественно гранитоидными и субщелочными, интрузиями. Развита в шовных зонах главным образом линейная складчатость распространяется оттуда также частично и на соседние краевые части платформенных массивов, где в нее вовлекаются толщи фанерозойского платформенного чехла. По мере удаления от краевых глубинных разломов, отделяющих эти шовные складчатые зоны от платформенных массивов, эта отраженная складчатость постепенно затухает, и в центральных частях платформенных массивов пологозалегающие платформенные толщи фанерозоя нарушены типично платформенными пологими структурами: куполами, мульдами и различными брахиформными складками. Но и эти типично платформенные структуры Китайской древней платформы представлены в ее пределах значительно более широко, чем в пределах других древних платформ Лавразии, и отличаются повышенной контрастностью тектонического рельефа. Так, например, если на Северо-Американской, Русской и Сибирской древних платформах падение крыльев платформенных структур обычно не превышает долей градуса, то на Китайской крылья платформенных складок, как правило, значительно более крутые (в большинстве случаев углы их падения достигают нескольких градусов, нередко возрастая до первых десятков градусов).

На тектонической карте Евразии, составленной коллективом советских авторов под редакцией А. Л. Яншина в 1966 г., в пределах Китая выделены следующие фанерозойские складчатые области: субширотный пояс палеозойских складчатых сооружений Центрального Китая (каледониды Наньшаня и герциниды Куньлуня и Циньлина); прибрежная с Восточно-Китайским и Южно-Китайским окраинно-материковыми морями Катазиатская каледон-

ская складчатая область; палеозойские, преимущественно герцинские, складчатые сооружения Северного Китая, входящие в состав обширного Центральноазиатского палеозойского складчатого пояса (герциниды Большого Хингана, Южной Монголии, Северо-Западного Китая, каледониды Монгольского Алтая и Северного Тянь-Шаня), которые в пределах Северного Китая и Монголии образуют широкую (до 1000 км) пологовыпуклую к югу дугу, и складчатые мезозойские Южного Китая с преимущественно субмеридиональным простиранием на юге и субширотным и северо-западным на севере (Индонезийско-Южно-Тибетская и Аннамитско-Сиканская складчатые области). Все эти складчатые области занимают больше половины площади Китая. Между ними сохранились крупные изометричные платформенные глыбы — обломки некогда единой Китайской древней платформы. Крупнейшими среди них являются расположенные на востоке Китая Северо-Китайская, или Корейско-Китайская, и Южно-Китайская древние платформы, поперечник которых достигает 1500—2000 км. Они разделяются неширокой (150—200 км) Циньлинской герцинской складчатой областью. На западе Китая выделяются менее крупные южный — Тибетский и северный — Таримский платформенные массивы, вытянутые в субширотном направлении до 1500 км, шириной от 500 до 700 км. Эти массивы разделяются герцинидами Куньлуня и каледонидами Наньшаня, а к югу от Тибетского массива выделяется Южно-Тибетский отрезок Индонезийско-Южно-Тибетской мезозойской складчатой области шириной до 100—200 км, граничащий на юге и юго-западе с Гималайским мегантиклинорием, на преобладающей площади которого на большую высоту подняты гранитно-гнейсовые толщи фундамента древней платформы. Следует отметить, что среди наиболее развитых на тектонической карте Евразии в пределах Китая палеозойских и мезозойских складчатых областей выделяются занимающие значительные площади ядра антиклинориев и выступы складчатого основания, представляющие собой главным образом тектонические выступы и массивы фундамента древних платформ, местами с сохранившимися реликтами фанерозойского платформенного чехла.

В этой связи небезынтересно отметить, что на тектонической карте Китая, составленной коллективом китайских авторов под редакцией Ли Сыгуана в 1958 г., площади платформенных массивов Китайской древней платформы значительно преобладают над фанерозойскими складчатыми областями. Во введении к этой работе прямо сказано, что платформенные массивы Китайской древней платформы отличаются от других древних платформ большой напряженностью внутренней дизъюнктивной и пликвативной тектоники, а в разделяющих их складчатых зонах складчатость выражена менее четко, чем в других геосинклинальных складчатых сооружениях Земли. Поэтому отличать складчатые области от платформенных массивов Китайской древней платформы очень трудно и любая трактовка их структурного положения будет условной.

Конечно, нельзя согласиться с правильностью включения Катазиатской области в состав Южно-Китайской древней платформы. Эта область в основном сложена мощными (не менее 7—8 км), значительно дислоцированными и более или менее метаморфизованными осадочными и вулканогенно-осадочными толщами, ранее считавшимися докембрийскими. В последнее

время в них обнаружены органические остатки, свидетельствующие об их каледонском (рифей — силур) возрасте. Полого залегающий на этих дислоцированных толщах субплатформенный покров, в составе которого значительно представлены красноцветные и угленосные терригенные отложения орогенного типа, по возрасту отвечает большей частью девону, карбону и перми. В то же время представляется небезосновательным причисление к глыбовым зонам древней платформы складчатых мезозоид Индонезийско-Южно-Тибетской области, в пределах которой широко представлены тектонические выступы фундамента древней платформы и разделяющие их грабенообразные прогибы, заполненные терригенными отложениями верхнего палеозоя и нижнего мезозоя, выделение из состава юго-западной части Наньшаньской каледонской складчатой области Цайдамского платформенного массива, отнесение значительных участков внутри Центральноазиатского палеозойского складчатого пояса к массивам древней платформы (синеклиза Сунляя Северо-Восточной, или Маньчжурской, древней платформы, Джунгарский платформенный массив и т. д.).

Все эти особенности тектоники Китайской древней платформы дают основание выделять ее в качестве особой подвижной древней платформы. Она являет собой яркий пример сочетания в ее пределах изометричных подвижных платформенных массивов и разделяющих их слабо развитых внутриплатформенных геосинклиналей, отличаясь от остальных очень стабильных древних платформ и мобильных геосинклиналей Лавразии меньшей мобильностью складчатых областей и большей платформенных массивов.

Ниже перейдем к изложению основных черт тектоники и стратиграфии наиболее хорошо изученных крупнейших платформенных массивов Китайской древней платформы — Северо-Китайской и Южно-Китайской древних платформ, а затем более кратко остановимся на характеристике особенностей тектоники других обычно слабее изученных платформенных массивов этой платформы.

Северо-Китайская древняя платформа состоит из нескольких крупных антеклиз и синеклиз, обычно выделяемых китайскими геологами под названием соответственно платформенных антиклинориев и платформенных синклинориев. Эти структуры первого порядка осложнены серией более мелких поднятий и впадин, нередко ограниченных разломами и принимающих облик горстов и грабенов.

На северо-востоке Северо-Китайской древней платформы, на п-ове Ляодун и соседних к северу участках Маньчжурии, располагается Ляодунский антиклинорий. В его пределах выделяются несколько поднятий, сложенных преимущественно архейскими гнейсами и кристаллическими сланцами фундамента и меньше (локально вдоль краевых глубинных разломов) фанерозойскими вулканогенными образованиями, и впадины, заполненные преимущественно морскими карбонатными и карбонатно-терригенными толщами рифея и нижнего палеозоя и в основном континентальными, в значительной мере угленосными терригенными отложениями верхнего палеозоя и мезозоя, общая мощность которых достигает 2—3 км.

К западу от Ляодунского антиклинория, также по северной окраине Северо-Китайской древней платформы, расположен удлиненный в субширотном направлении более чем на 1000 км антиклинорий Внутренней Монголии,

ширина которого составляет 150—200 км. На преобладающей его площади выходят архейские гранито-гнейсы, гранат-биотитовые, пироксеновые и другие гнейсы, прорываемые гиперстеновыми гранитами. Кроме того, здесь участками вдоль глубинных разломов развиты зеленокаменные сланцы с пачками амфиболитов и магнетитовых кварцитов системы Утай нижнего протерозоя и несогласно залегающие на них кварциты, филлиты, метаморфические сланцы, известняки и доломиты свиты Байян (обе среднего протерозоя) мощностью более 3 км. Протерозойские, особенно нижнепротерозойские, толщи значительно дислоцированы и прорваны гранитоидными интрузиями. На южном крыле антиклинория толщи архея, нижнего и среднего протерозоя резко несогласно трансгрессивно перекрыты пологозалегающими платформенными отложениями рифея и кембрия. Рифейская толща мощностью от 400 до 700 м в нижней части сложена преимущественно кварцитами с прослоями глинистых сланцев, а в верхней — кремнистыми известняками. Кембрийские платформенные отложения развиты более ограниченно: лишь на юго-западе им соответствуют внизу фиолетовые глинистые сланцы, а сверху известняки (до 150 м). Выше непосредственно трансгрессивно залегают угленосные и красноцветные терригенные толщи верхнего палеозоя. В нижней их части выделяются кварцевые песчаники и конгломераты с пачками углей (до 180 м), а в верхней — пестроцветные и красноцветные кварцевые песчаники и конгломераты (710—1200 м).

На западе с приближением к герцинидам Центральноазиатского палеозойского складчатого пояса отложения верхнего палеозоя сменяются более мощными (до 4—6 км) параллельными карбонатно-терригенными толщами. В наложенных впадинах мезозойской тектонической активизации залегают угленосные грубообломочные терригенные толщи юры (1600—2300 м), в верхней части которых на востоке значительную роль играют субаэральные покровы андезитов, липаритов и их туфов. Юрские толщи во впадинах трансгрессивно перекрываются нижнемеловыми образованиями, в составе которых выделяются в нижней части конгломераты и песчаники с пачками углей, а в верхней — покровы андезитов, трахитов, липаритов и их туфов (до 1700 м).

На больших площадях центральной и южной частей Северо-Китайской платформы выделяются следующие четыре крупные структуры первого порядка, несколько удлиненные в субмеридиональном направлении (с востока на запад): Шаньдунская антеклиза, Хэуайская синеклиза, Шансийская антеклиза и Ордосская синеклиза.

Шаньдунская антеклиза занимает территории Шаньдунского полуострова и соседних участков материка в междуречье Хуанхэ и Янцзыцзяна, между 35 и 38° с. ш. и 116 и 123° в. д. В ее пределах преобладают крупные поднятия, построенные преимущественно архейскими гранито-гнейсами, гнейсами, мигматитами и амфиболитами. В отдельных небольших внутренних впадинах, архейский фундамент в которых погружен на глубины до 3—7 км, и на склонах антеклизы развиты рифейско-фанерозойские толщи платформенного чехла. Углы падения этих толщ здесь значительны — 10—30°. Мощность залегающих в основании чехла резко несогласно на архейских толщах рифейских кварцевых песчаников и кремнистых известняков от 10 м до нескольких десятков метров. В составе кембрия здесь выделяются

внизу красноцветные глинистые сланцы с прослоями и пачками органических известняков, а сверху — известняки (до 500 м). Выше они согласно сменяются известняками нижнего и среднего ордовика (до 80 м). Далее трансгрессивно залегают угленосные песчано-глинистые отложения карбона (до 200 м), сменяемые выше пермскими пестроцветными кварцевыми песчаниками и глинистыми сланцами и затем триасовыми фиолетовыми песчаниками (до 200 м). Юра здесь представлена толщей пестроцветных песчаников с прослоями и пачками углисто-глинистых сланцев и конгломератов (до 600 м), а мел — красноцветными песчаниками и глинистыми сланцами (600—1200 м). Локально они прорываются яньшанскими — нижнемеловыми приразломными гранитными интрузиями. Выше трансгрессивно залегают палеогеновые конгломераты с пачками песчаников, мергелей и глинистых сланцев (до 1700 м). Неогену соответствуют маломощные известковистые глины, пески и латериты, а также сменяющие их выше покровы базальтов. Плейстоцен и голоцен представлены в долинах рек аллювиальными галечниками и песками, а на водоразделах — лёссами и лёссовидными суглинками.

Расположенная между 31 и 40° с. ш. и 115 и 118° в. д. Хэуайская синеклиза заполнена мощными (до 5—7 км) платформенными отложениями рифейско-фанерозойского чехла. На поверхности наиболее широко распространены выходы мощных преимущественно континентальных толщ мела и кайнозоя. Фундамент платформы во впадинах здесь погружен до 5—8 км, а в поднятиях приподнят до глубин 300—3000 м. В составе платформенного чехла выделяются три структурных этажа, разделенные крупными перерывами в осадконакоплении. Нижний структурный этаж мощностью от 1,5 до 2 км представлен почти исключительно морскими карбонатными и карбонатно-терригенными отложениями рифея, кембрия, нижнего и среднего ордовика; средний мощностью до 1—1,5 км сложен в основном континентальными и меньше паралическими в значительной мере угленосными и красноцветными толщами верхнего палеозоя и триаса и верхний мощностью до 2 км и более — также преимущественно континентальными угленосными и красноцветными терригенными отложениями.

Шансийская антеклиза располагается непосредственно к востоку от восточного меридионального отрезка р. Хуанхэ в ее Ордосской излучине. Поднятия в пределах этой антеклизы построены в основном архейскими образованиями и меньше (в узких шовных зонах) толщами утайской системы нижнего протерозоя. Впадины заполнены отложениями платформенного чехла мощностью до 3—4 км.

Ордосская синеклиза, приуроченная к Ордосской излучине, по характеру внутренней структуры и стратиграфии слагающих ее платформенных отложений рифея и фанерозоя имеет большое сходство с Хэуайской синеклизой. Поверхность фундамента в ее пределах постепенно погружается с востока на запад от 2—3 до 7—8 км.

В ядрах антеклиз Северо-Китайской платформы, особенно широко в пределах Ляодунской и Шаньдунской антеклиз (щитов) и в антиклинории Внутренней Монголии, развиты широкие поля выходов архейских гнейсов, гранито-гнейсов и амфиболитов с пачками кристаллических сланцев и мраморов и крупными преимущественно послойными телами гнейсо-гранитов.

Местами среди них в узких шовных зонах выделяются метаморфические сланцы и метаморфизованные осадочные породы системы Утай раннепротерозойского возраста. В наиболее полном разрезе системы Утай на северо-западе Шаньсийской антеклизы выделяются четыре толщи (снизу вверх): биотитовые и другие кристаллические сланцы, гнейсы и слюдястые кварциты (до 3650 м); мраморы, кристаллические сланцы, кварциты, хлорит-серицитовые и зеленокаменные метаморфические сланцы (до 2540 м); конгломераты, филлиты, хлорит-серицитовые сланцы, кварциты, слабометаморфизованные алевролиты и известняки со строматолитами (до 1400 м); конгломераты, кварциты, филлиты, мраморы и яшмы (до 600 м).

Резко несогласно залегающий на архейских и нижнепротерозойских толщах фундамента платформенный чехол обычно начинается отложениями синийской системы. Как правило, в ее составе выделяются две толщи: нижняя — кварциты с пачками глинистых сланцев (120—200 м) и верхняя — строматолитовые кремнистые известняки, мощность которой 480—1000 м и более на северной окраине Хэхуайской синеклизы.

Местами, например в Шаньдунской антеклизе, мощность отложений синийской системы часто не превышает первых десятков метров, а в синеклизах она значительно возрастает. Так, по северной окраине Хэхуайской синеклизы мощность синийских толщ возрастает до 5500 м, а характер их разреза значительно усложняется.

Известняки верхнего синия обычно согласно перекрываются пестроцветными глинистыми сланцами с пачками и прослоями известняков с остатками трилобитов нижнего кембрия свиты Маньто общей мощностью от 100 до 230 м. Местами в ее составе присутствуют пачки базальтоидов траппового типа и красноцветных песчаников с прослоями известняков. Среднему кембрию отвечают известняки с остатками трилобитов и прослоями глинистых сланцев свиты Чанься, мощность которой меняется в разных местах от 74 до 260 м. Верхний кембрий на преобладающей площади Северо-Китайской платформы представлен известняками так называемой червиной свиты мощностью от 110 до 260 м. На севере Хэхуайской синеклизы к верхнему кембрию относятся нижняя свита Чаньшань глинистых сланцев с пачками известняков и верхняя свита Теншань известняков и глинистых сланцев (до 180 м).

Разрез нижнего структурного этажа платформенного чехла в пределах Северо-Китайской платформы всюду завершается согласно перекрывающими верхнекембрийские известняки известняками с прослоями глинистых сланцев с остатками трилобитов и граптолитов нижнего и среднего ордовика, мощность которых 110—800 м.

Выше после крупного перерыва в осадконакоплении, соответствующего силуру, девону и раннему карбону, непосредственно трансгрессивно залегают среднекаменноугольная преимущественно паралическая серия Пенси, представленная в нижней части ритмично переслаивающимися песчаниками и глинистыми сланцами с пластами углей, а в верхней — известняками (до 80 м). Она согласно сменяется выше также паралической угленосной песчано-сланцевой серией Тайюань мощностью до 75 м с остатками флоры и фораминифер позднего карбона.

Верхняя часть разреза среднего структурного этажа платформенного чехла представлена преимущественно континентальными угленосными и меньше красноцветными и пестроцветными терригенными толщами перми (до 600—700 м) и континентальными красноцветными и пестроцветными песчаниками с прослоями глинистых сланцев триаса, палеонтологически датированного (остатки флоры) лишь в пределах Ордосской синеклизы, где мощность их достигает 1600 м.

Разрез верхнего — мезозойско-кайнозойского структурного этажа в Ордосской синеклизе начинается локально развитыми угленосными и нефтегазонасными глинистыми сланцами средней юры. Более широко распространены здесь в основании верхнего этажа залегающие согласно на среднеюрских глинистых сланцах или непосредственно трансгрессивно на более древних породах красноцветные конгломераты, песчаники и глинистые сланцы с остатками флоры средней и поздней юры общей мощностью до 1 км. Меловой системе здесь соответствуют: нижняя сравнительно маломощная угленосная глинисто-сланцевая толща, средняя красноцветная преимущественно песчаниковая толща мощностью до 2500 м, по латерали замещаемая конгломератами с пачками глинистых сланцев, известняков и известково-глинистых сланцев, и верхняя толща фиолетовых глинистых сланцев с остатками рыб и насекомых (до 2 км). В наиболее погруженных частях Ордосской синеклизы выше меловых отложений залегают красноцветные и белые кварцевые песчаники и глинистые сланцы с пачками гипсов и пресноводных известняков общей мощностью от 100 до 1000 м, соответствующие палеоцену и эоцену, и перекрывающие их сравнительно маломощные (15—36 м) гиппарионовые глины и озерные мергели, по латерали замещаемые песчаниками. Почти повсеместно в Ордосской синеклизе на поверхности распространена толща лёсса, мощность которой 1—500 м.

В пределах Хэхуайской синеклизы к юре относится угленосная толща песчаников и глинистых сланцев мощностью 260—868 м. Меловой системе соответствуют сравнительно маломощные глины, которые участками замещаются по латерали весьма мощными (до 2500 м и более) преимущественно континентальными терригенными и субаэральными вулканогенными образованиями. Выше залегают палеогеновые гравелиты с прослоями глин мощностью до 700 м. На восточной окраине Хэхуайской синеклизы меловой системе соответствует угленосная песчано-глинистая толща (380—1240 м), а палеоцену — красноцветные конгломераты, песчаники и глины (600—1000 м). На западе же меловые глины непосредственно перекрываются, по-видимому, олигоцен-миоценовыми отложениями.

Собственно Южно-Китайская древняя платформа отграничена глубинными разломами: на северо-западе с северо-восточным простираем от Сиканского синклиория Аннамитско-Сиканской мезозойской складчатой области, на юго-западе с северо-западным простираем от южного — Аннамитского сектора Аннамитско-Севанской складчатой области, на северо-востоке с северо-западным простираем от Циньлинской герцинской складчатой области и на юго-востоке с северо-восточным простираем от Катазиатской каледонской складчатой области. Юго-восточная тектоническая граница Южно-Китайской платформы с каледонидами Катазиатской

области на большей площади скрыта под чехлом эпикаледонской молодой платформы.

На преобладающей площади Южно-Китайской платформы выделяются три крупные синеклизы: на северо-западе Сычуаньская синеклиза, по форме близкая к изометричной — яйцевидной, несколько вытянутой в северо-восточном направлении на расстоянии до 700 км с поперечником около 500—600 км; расположенная к юго-востоку от Сычуаньской Хубей-Гуйчжоуская синеклиза, удлинённая в северо-восточном направлении на расстояние до 800 км при ширине 200—300 км, и занимающая меньшую южную и юго-западную часть Северо-Китайской платформы Юньнань-Гуансийская синеклиза, вытянутая в субмеридиональном направлении на расстояние до 1000 км при ширине 600—700 км. На западной и восточной окраинах Южно-Китайской платформы выделяются две менее крупные антеклизы: на западе Сикан-Юньнаньская, удлинённая в субмеридиональном направлении на расстояние до 700 км при ширине около 200 км, и на востоке Цзяньнаньская, вытянутая в северо-восточном направлении на расстояние до 600 км при ширине около 250 км.

Цзяньнаньская антеклиза (массив дорифейского фундамента) на преобладающей площади сложена дорифейскими, возможно нижнепротерозойскими, филлитами, различными метаморфическими сланцами, кварцитами и метаграувакками. Местами среди них встречаются гнейсы и кристаллические сланцы, по-видимому, приуроченные к тектоническим выступам архея.

На крыльях антеклизы выше резко несогласно полого залегают синийские тиллиты и песчаники, сменяемые далее строматолитовыми кремнистыми известняками общей мощностью от нескольких десятков до нескольких сотен метров. Они согласно перекрываются известняками с пачками и прослоями глинистых сланцев кембрия, нижнего и среднего ордовика общей мощностью до 1600 м. Локально здесь развиты местами залегающие непосредственно на дорифейском фундаменте терригенные толщи среднего и верхнего девона, в составе которых на северо-востоке преобладают континентальные, а на юго-западе — прибрежно-морские образования.

На юго-восточной окраине Цзяньнаньской антеклизы широко представлены залегающие непосредственно на дорифейском фундаменте преимущественно морские осадочные толщи верхнего палеозоя и триаса, к юго-востоку постепенно переходящие в осадочный чехол эпикаледонской платформы. В их основании залегают известняки карбона и нижней перми, выше согласно сменяемые верхнепермскими паралическими угленосными карбонатно-терригенными отложениями мощностью от 20 до 70 м. Завершается разрез морскими известняками и глинистыми сланцами триаса. В отдельных грабенах залегают преимущественно континентальные, местами красноцветные песчаники юры, мела и палеогена.

На преобладающей площади Сикан-Юньнаньской антеклизы (массива дорифейского фундамента) на поверхность выходят слабодислоцированные и метаморфизованные дорифейские толщи: песчаники, глинистые сланцы и доломитовые известняки, прорываемые интрузиями гранодиоритов. На юго-восточном крыле антеклизы они трансгрессивно перекрываются осадочным чехлом нижнего палеозоя мощностью до 2 км. Нижний кембрий здесь представлен песчаниками и глинистыми сланцами с линзами и прослоями

известняков и фосфоритов, средний и верхний кембрий — преимущественно известняками, а нижний и средний ордовик — известняками и песчаниками. В локально развитых в пределах антеклизы новейших тектонических впадинах залегают мощные (до 5 км и более) красноцветные терригенные толщи верхнего палеозоя, включающие пермские покровы трапповых базальтоидов, триасовые морские известняки, песчаники и глинистые сланцы с остатками аммонитов и криноидей и нижеюрские преимущественно континентальные красноцветные и угленосные терригенные толщи. В пограничных участках впадин они прорваны приразломными малыми интрузиями гипербазитов, диоритов и гранодиоритов, по-видимому, позднемезозойского возраста и наиболее молодыми — яньшаньскими крупными гранитными плутонами.

В пределах Сычуаньской синеклизы фундамент древней платформы погружен на глубину 5—10 км и более. В основании платформенного чехла в пределах Сычуаньской синеклизы обычно залегают синийские песчаники и перекрывающие их строматолитовые известняки. Общая мощность их местами достигает 800 м, а в других участках они полностью выклиниваются. Выше на них, а местами непосредственно на дорифейском фундаменте залегают алевролиты, глинистые сланцы, кварцевые песчаники и известняки (до 425 м) в верхней части с остатками трилобитов раннего кембрия, сменяемые выше немymi известняками (до 220 м), по положению в разрезе соответствующими среднему и верхнему кембрию и нижнему ордовику. Они согласно перекрываются кварцевыми песчаниками и песчано-глинистыми сланцами мощностью до 160 м с остатками трилобитов среднего ордовика. Отложения верхнего ордовика и силура здесь выпадают из разреза и выше трансгрессивно залегают девонские известняки и глинистые сланцы с остатками брахиопод. Они в свою очередь перекрываются известняками и известково-глинистыми сланцами с остатками фораминифер, брахиопод и мшанок перми общей мощностью до 400 м, сменяемыми выше трапповыми базальтоидами мощностью от 140 до 350 м. Общая мощность толщ синия и нижнего палеозоя обычно не превышает 1000—1500 м, местами возрастая до 2 км. В то же время общая мощность толщ мезозоя 5—8 км.

В основании мезозоя повсеместно трансгрессивно на палеозойских отложениях залегают морские известняки и глинистые сланцы среднего и верхнего триаса (до 1050 м). Нижняя юра представлена кварцевыми песчаниками и глинистыми сланцами с пластами углей, а средняя юра — озерно-аллювиальными флишеподобными терригенными отложениями (до 3 км). К мелу относятся также преимущественно континентальные нижняя толща пестроцветных глинистых сланцев и песчаников с прослоями пресноводных известняков (500—3000 м) и верхняя толща красноцветных песчаников (до 800 м).

Развитые в отдельных новейших тектонических впадинах третичные отложения представлены прибрежно-морскими и континентальными нефтегазодонными толщами конгломератов, песков, алевритов и глин. На поверхности значительно распространены в предгорьях четвертичные ледниковые и флювиогляциальные отложения — следы горных оледенений и аллювиальные пески и гравий в долинах рек.

Если Сычуаньская синеклиза при сравнительно небольшой мощности рифея и палеозоя (не более 2 км) заполнена в основном мощными (до 5—

8 км) мезозойскими отложениями, то в Хубей-Гуйчжоуской синеклизе распространены преимущественно рифейско-палеозойские толщи платформенного чехла, мощность которых здесь возрастает до 5—6 км, а мезозойские отложения развиты главным образом в наиболее погруженных участках синеклизы на северо-востоке и юго-западе, где они также достигают значительной мощности (до 5—6,5 км) и постепенно переходят в мезозойский покров Сычуаньской синеклизы и центральных наиболее погруженных участков Юньнань-Гуансийской синеклизы.

В пределах Хубей-Гуйчжоуской синеклизы в основании платформенного чехла резко несогласно на дорифейском фундаменте залегают синийские нижняя толща песчаников, филлитов и филлитизированных глинистых сланцев мощностью более 1 км и верхняя толща строматолитовых кремнистых известняков с прослоями кремней, кремнистых и кремнисто-глинистых сланцев (до 650 м). В составе нижнего кембрия здесь выделяются (снизу вверх): глинистые, известково-глинистые сланцы и известняки (до 182 м), красноцветные известково-глинистые сланцы (11 м), известняки с прослоями аргиллитов (32 м), кремнистые известняки (53 м), красноцветные кремнистые известняки (до 146 м) и археоциатовые известняки (до 432 м).

К среднему кембрию относятся песчаники с остатками трилобитов и брахиопод (до 100 м). Нижнему ордовику соответствуют известняки с остатками трилобитов (до 750 м) и перекрывающие их глинистые известняки с прослоями песчаников с остатками граптолитов (до 152 м). Средний ордовик представлен известняками и глинистыми сланцами с остатками трилобитов и ортоцератит (до 160 м). Выше непосредственно залегают граптолитовые глинистые сланцы с остатками монографтит и трилобитов раннего силура (до 400 м), перекрываемые табулятовыми известняками и глинистыми сланцами (62—450 м), а затем глинистыми сланцами и песчаниками с остатками брахиопод (до 320 м). Табуляты и брахиоподы этих двух толщ, скорее всего, соответствуют венлокскому ярусу нижнего силура.

На нижнесилурийских отложениях трансгрессивно залегают локально развитые морские железоносные терригенные отложения девона или непосредственно маломощные (несколько метров) известняки среднего карбона. Последние выше согласно, с постепенным переходом сменяются угленосными глинистыми сланцами с линзами марганцевых осадочных руд и бокситов верхнего карбона — нижней перми общей мощностью не более 30 м. Разрез верхнего палеозоя увенчивается морскими отложениями с остатками брахиопод, пеллеципод и другой морской фауны пермской системы. В нижней части они представлены преимущественно известняками (260—500 м), а в верхней — глинистыми сланцами мощностью от первых десятков метров до 900 м.

Разрез мезозойской группы начинается согласно, по-видимому, с постепенным переходом залегающих на пермских отложениях глинистых сланцев и известняков с прослоями песчаников с остатками аммонитов раннего и среднего триаса (до 1500 м). Верхнему триасу соответствуют прибрежно-морские фиолетовые глинистые сланцы и песчаники с прослоями известняков с остатками брахиопод и криноидей, а нижней юре — песчаники и глинистые сланцы с остатками морской фауны и с прослоями углисто-глинистых

сланцев (до 450 м). Разрез мезозоя завершается также, вероятно, прибрежно-морскими песчаниками и глинистыми сланцами с остатками пелеципод меловой системы (до 3 км).

Локально, в пределах новейших впадин, развиты третичные красноцветные песчаники мощностью до 1150 м. На поверхности значительно распространены маломощные четвертичные отложения, в предгорьях ледниковые и флювиогляциальные, а на холмисто-увалистых и равнинных водораздельных пространствах преимущественно красноцветные озерные глины и, наконец, в долинах рек аллювиальные пески и гравий.

По окраинам Юньнань-Гуансийской синеклизы выделяются обширные поднятия, сложенные преимущественно рифейско-палеозойскими толщами, а в центральных частях — прогибы, заполненные мезозойскими и меньше кайнозойскими отложениями. В ядрах поднятий местами выходят метаморфические толщи дорифейского фундамента, несогласно перекрываемые пологозалегающими платформенными отложениями синия (0—2500 м). В наиболее полных разрезах синийской системы в нижней части выделяются песчаники и тиллиты, а в верхней — строматолитовые кремнистые известняки. Нижнему кембрию здесь соответствуют внизу преимущественно глинистые сланцы, а сверху известняки с линзами и прослоями фосфоритов общей мощностью от 750 до 1100 м. Они трансгрессивно перекрываются морскими песчаниками и глинистыми сланцами с прослоями известняков и базальными конгломератами в основании ранне-среднеордовикского возраста, мощность которых обычно не превышает 500 м. На них трансгрессивно залегают сравнительно маломощные песчаники и глинистые сланцы с остатками морской фауны позднего силура, на которых также трансгрессивно залегают континентальные песчаники нижнего девона. Средний девон здесь представлен морскими глинистыми сланцами, а верхний — в нижней части континентальными песчаниками, а в верхней морскими известняками. Общая мощность отложений девонской системы достигает 1 км. Карбону и нижней перми отвечают также преимущественно морские глинистые сланцы, перекрываемые мощной (до 1 км) толщей трапповых базальтоидов. К верхней перми относятся континентальные угленосные терригенные толщи, а к нижнему и среднему триасу преимущественно морские карбонатно-терригенные отложения. Верхний триас и юра представлены континентальными красноцветными терригенными отложениями. В новейших тектонических впадинах локально развиты также красноцветные терригенные толщи палеогена и миоцена (до 2 км).

Таким образом, в разрезе платформенного чехла Южно-Китайской платформы, так же как и на Северо-Китайской платформе, более или менее отчетливо выделяются три структурных этажа: нижний — рифейско-нижнепалеозойский, средний — верхнепалеозойско-триасовый и верхний — мезозойско-кайнозойский. В Сычуаньской синеклизе, как и на Северо-Китайской платформе, нижний и средний структурные этажи разделены крупным перерывом в осадконакоплении с выпадением из разреза отложений верхнего ордовика, силура и девона. Граница между средним и верхним структурными этажами опускается в основание мезозойской группы и выражена трансгрессивным налеганием триасовых отложений на толщи верхней перми. В Хубей-Гуйчжоуской синеклизе разрез среднего структурного этажа воз-

растает за счет появления здесь трансгрессивно залегающих на толщах среднего ордовика морских нижнесилурийских отложений и локально — морских терригенных толщ девонской системы. В Юньнань-Гуансийской синеклизе перерыву между нижним и средним структурными этажами соответствует выпадение из разреза отложений верхнего ордовика и силура. В основании разреза среднего структурного этажа здесь трансгрессивно на среднем ордовике залегают нижнедевонская континентальная терригенная толща. Выше она сменяется преимущественно морскими терригенными карбонатными отложениями среднего и верхнего девона.

Отчетливая граница между средним и верхним структурными этажами в пределах Южно-Китайской платформы практически исчезает, так как отложения верхнего палеозоя и нижнего мезозоя здесь повсеместно представлены морскими фациями. Зато более отчетливо, чем на Северо-Китайской платформе, здесь проявлен структурный рубеж между толщами мезозоя и кайнозоя. Мощные (до 2 км и более) преимущественно континентальные красноцветные терригенные толщи палеогена обычно выполняют локально развитые небольшие новейшие тектонические впадины, залегают трансгрессивно на отложениях юры и более древних толщах.

Естественным продолжением Северо-Китайской платформы на западе являются сменяющие друг друга с востока на запад Алашаньский платформенный массив, Бейшаньская зона глыбовых структур, Таримский платформенный массив и вклинивающийся между каледонидами Наньшаня и герцинидами Куньлуня со стороны последнего Цайдамский платформенный массив. Все они, как и Северо-Китайская платформа, располагаются между субширотным палеозойским складчатым поясом Центрального Китая на юге и Центральноазиатским палеозойским складчатым поясом на севере. На больших площадях эти структурные подразделения Китайской древней платформы скрыты под мощным (до 1—1,5 км) осадочным чехлом континентальных терригенных отложений плиоцена, плейстоцена и голоцена, резко наложенных на древние структуры новейших тектонических впадин, под которыми погребены также значительные участки соседних палеозойских складчатых сооружений Центрального Китая и Центральноазиатского палеозойского складчатого пояса. Фактические материалы по доплиоценовой геологии этих погруженных под новейшими тектоническими впадинами участков Китайской древней платформы в значительной мере базируются на данных глубокого бурения, проведенного в основном в последние годы.

На преобладающей площади Алашаньского массива под плиоцен-четвертичным осадочным покровом и в выступающих над ним отдельных холмистых останцах вскрываются гнейсы, мигматиты, гнейсо-граниты и мраморы архейского фундамента. На них полого залегают известняки и кварциты палеозоя и, возможно, синия (до 1 км и более). Локально здесь встречаются морские глинистые сланцы и песчаники юры (до 140 м), сменяемые выше прибрежно-морскими и континентальными фиолетовыми песчаниками и конгломератами (до 400 м). На них трансгрессивно залегают значительно более широко распространенные красноцветные песчаники и конгломераты мела и палеогена (более 100 м). Углы падения слоев платформенного чехла обычно 1—10°, местами, в приразломных зонах, до 50°.

На северо-западе Алашаньского массива с приближением к соседним палеозойским складчатым сооружениям Центральноазиатского складчатого пояса мощность и полнота разреза платформенного чехла значительно возрастают. Здесь на архейских гнейсах трансгрессивно непосредственно залегают мощные (до 5 км и более) флишеподобные песчано-глинисто-сланцевые толщи ордовика с прослоями известняков и конгломератов. Они трансгрессивно перекрываются силурийскими песчаниками и конгломератами с прослоями глинистых сланцев (до 800 м). На них также трансгрессивно залегает девонская вулканогенная толща (андезиты и их туфы) мощностью до 940 м. Нижний и средний карбон представлены здесь песчаниками и глинистыми сланцами с прослоями известняков (до 1700 м), а верхний карбон — мощной (до 2840 м) песчано-глинисто-сланцевой толщей с пачками андезитов и их туфов. После очередного перерыва в осадконакоплении выше залегают красноцветные песчаники с пачками трапповых базальтоидов перми (до 800 м), сменяемые выше известняковыми конгломератами триаса (до 250 м).

В пределах Бейшаньской зоны глыбовых структур непосредственно на архейских гнейсах несогласно полого залегают глинистые известняки с прослоями глинистых сланцев (до 80 м) с остатками губок визейского яруса нижнего карбона. Выше они согласно сменяются также прибрежно-морскими конгломератами и песчаниками с прослоями известняков среднего карбона (400—500 м), а затем известняками и глинистыми сланцами верхнего карбона (до 250 м). Разрез морского верхнего палеозоя здесь завершается нижнепермскими песчаниками с прослоями известняков, на которых трансгрессивно непосредственно залегают юрские угленосные конгломерато-песчаниковые толщи (110—300 м). После перерыва в осадконакоплении они сменяются выше красноцветными песчаниками мела (450—700 м), а затем красноцветными песками и глинами палеогена.

На преобладающей площади Таримского массива архейский гнейсовый фундамент погружен на глубины до 2,5 км и более. В основании платформенного чехла трансгрессивно на архейском гнейсовом фундаменте здесь залегает своеобразная эпиконтинентальная вулканогенно-терригенная синийская толща мощностью до 2—2,5 км. Она сложена в нижней части конгломератами и песчаниками с пачками трапповых базальтоидов и красноцветных туффигов, в средней — покровами липаритов, их туфами, кварцитами и глинистыми сланцами и в верхней — тиллитами, трапповыми базальтоидами с пачками глинистых сланцев, мергелей и кварцевых песчаников. Выше они сменяются континентальными красноцветными песчаниками с прослоями гипсов и каменной соли нижнего и среднего кембрия. Верхам среднего и верхнему кембрию здесь отвечают морские известняки и известково-глинистые сланцы (550—1200 м). Нижний ордовик здесь представлен граптолитовыми глинистыми сланцами, алевролитами и известняками (до 330 м). К среднему палеозою относятся континентальные песчаники и алевролиты с пачками трапповых базальтоидов и их туфов общей мощностью от 150 до 400 м, а к верхнему палеозою — локально развитые красноцветные песчаники, глинистые сланцы, конгломераты и вулканогенные породы с прослоями известняков с остатками фауны от визейского яруса нижнего карбона до нижней перми общей мощностью от 200 до 400 м. На них трансгрессивно

залегают красноцветные песчаники с пачками конгломератов и глинистых сланцев триаса (до 230 м), сменяемые выше мощной (до 2800 м) угленосной терригенной толщей юры. К востоку мощность последней снижается до 800 м. Нижнему мелу отвечают красноцветные песчаники, конгломераты и алевролиты (400—1800 м), а верхнему мелу — конгломераты, песчаники, известняки и гипсы (до 230 м). Палеоцен и эоцен представлены прибрежно-морскими глинами, известняками, мергелями и доломитами, сменяемыми вверх красноцветными слоями (300—1000 м). Завершается разрез платформенного чехла очень мощными (до 6—9 км) континентальными красноцветными терригенными отложениями олигоцена, неогена и четвертичной системы. Максимальная мощность (до 9 км и более) континентальных толщ мезозоя и кайнозоя отмечается на севере и юго-западе, в пределах краевых прогибов герцинид Южного Тянь-Шаня и Северо-Западного Куньлуна.

В Цайдамском массиве резко несогласно на архейских гнейсах или нижнепротерозойских метаморфических толщах залегают кварцевые конгломераты, далее кварциты и затем строматолитовые кремнистые известняки синия (до 840 м). Они трансгрессивно перекрываются нижнекембрийскими фиолетовыми глинистыми сланцами, сменяемыми выше известняками и доломитами с остатками археоциат и трилобитов. Общая мощность кембрийских отложений достигает 1 км. Выше они сменяются граптолитовыми глинистыми сланцами и известняками нижнего и среднего ордовика (более 1 км). На них трансгрессивно залегают красноцветные и пестроцветные песчаники и конгломераты с прослоями глинистых сланцев с остатками раннедевонской флоры (до 1 км). В южном направлении по мере приближения к герцинидам Куньлуна они замещаются морскими известняками с остатками брахиопод (до 500 м). Нижний карбон здесь представлен внизу параличской угленосной терригенной толщей, а сверху морскими известняками, средний карбон — криноидными известняками с прослоями глинистых сланцев и песчаников, а верхний — в нижней части угленосной песчано-глинисто-сланцевой толщей, а в верхней — известняками с остатками криноидей и кораллов. Разрез палеозоя завершается пермскими морскими известняками и кварцевыми песчаниками (до 240 м). Выше трансгрессивно залегает мощная (до 2600 м) пестроцветная угленосная конгломерато-песчано-глинистая толща с остатками папоротников. Она в свою очередь перекрывается красноцветными нефтегазосными песчаниками, конгломератами и алевролитами мела мощностью до 1800 м.

В основании разреза палеогена здесь залегают озерные глины и конгломераты. Широко распространены нефтегазосные толщи конгломератов, песков, алевролитов и пресноводных известняков олигоцена (1150—1720 м). Увеличивается разрез кайнозоя очень мощной (3—6 км) толщей континентальных частично красноцветных песков, глин и конгломератов.

К югу от герцинид Куньлуна расположен Тибетский платформенный массив. Выходы архейских гнейсов фундамента известны лишь на западной окраине массива в пределах тектонических выступов. На остальной площади массива фундамента погребен под мощными (до 5—8 км) карбонатно-терригенными и терригенными отложениями палеозоя и мезозоя платформенного чехла. Близ краевых глубинных разломов среди третичных отложений встречаются пачки липаритов, андезитов и их туфов, а в зонах

разломов — кайнозойские малые интрузии гипербазитов и габброидов и крупные плутоны гранитоидов.

На юге и юго-востоке Тибетский платформенный массив отделен складчатыми мезозоидами от Гималайского мегантиклинория и Южно-Китайской платформы. Китайские геологи, очевидно не без основания, преобладающую площадь складчатых мезозонд Юго-Восточной Азии относят к Хендуаньшаньской глыбовой зоне, в пределах которой выделяются обширные приподнятые тектонические выступы и массивы архейских гнейсов фундамента с локально развитыми среди них кристаллическими и метаморфическими сланцами нижнего протерозоя и впадины между ними, заполненные типично платформенными преимущественно морскими карбонатными и карбонатно-терригенными отложениями палеозоя общей мощностью не более 4—5 км и терригенными в значительной мере красноцветными толщами орогенного типа нижнего мезозоя. Здесь выделяются менее погруженные впадины, в которых непосредственно на архейском или нижнепротерозойском фундаменте несогласно залегают сравнительно маломощные известняки девона, карбона и перми, перекрываемые в свою очередь триасовыми пестроцветными песчаниками и глинистыми сланцами несколько большей мощности, и более погруженные впадины, разрез платформенного чехла которых более полный. В более погруженных впадинах разрез платформенного чехла начинается с несогласно залегающих на древнем фундаменте красноцветных терригенных толщ рифея мощностью до нескольких сотен метров. Они трансгрессивно перекрываются известняками, глинистыми сланцами и песчаниками с остатками фауны позднего кембрия и ордовика (не более 800 м), сменяемыми выше темно-серыми известняками нижнего силура (до 700 м). Верхний силур здесь представлен известково-глинистыми сланцами с прослоями известняков, а залегающий на них непосредственно верхний девон — известняками с прослоями глинистых сланцев общей мощностью до 3 км. К турнейскому ярусу нижнего карбона относятся известняки (40—120 м), а к визейскому — фиолетовые мергели и известняки (до 30 м). На них трансгрессивно залегают сравнительно маломощные известняки, глинистые сланцы и песчаники среднего и верхнего карбона, перекрываемые пермскими известняками. Они трансгрессивно перекрываются красноцветными и угленосными терригенными отложениями триаса (100—400 м). По латерали они местами замещаются более мощными (до нескольких километров) морскими карбонатно-терригенными толщами. Залегающие в узких прогибах платформенные толщи рифея, палеозоя и триаса неравномерно, местами значительно, охвачены приразломной складчатостью.

Прежде чем закончить характеристику древней Китайской платформы, кратко рассмотрим особенности тектоники срединных платформенных массивов, широко представленных в пределах Центральноазиатского палеозойского складчатого пояса и обуславливающих их мозаично-глыбовое строение. Наиболее представительными среди них на территории Китая являются Северо-Восточный и Джунгарский платформенные массивы. Северо-Восточный — Маньчжурский платформенный массив расположен непосредственно к северо-востоку от Северо-Китайской древней платформы. В его пределах на западе выделяется крупная синеклиза Сунляо и на северо-востоке менее крупная Лаоэлинская антеклиза. С юга между ними вклинивается Гиринская

параскладчатая зона, на юго-западе соединяющаяся с герцинидами Большого Хингана, располагающимися в основном на западе и северо-западе Маньчжурии к западу и северо-западу от Северо-Восточного массива.

Лаоэлинская антеклизы в основном построена поднятиями архейских гнейсов, гнейсо-гранитов и кристаллических сланцев. На востоке в локальных впадинах развиты толщи платформенного чехла, в составе которых выделяются нижние — рифейские известняки (до 400 м) и трансгрессивно залегающие на них морские отложения девона, карбона и перми (1450—1550 м). В локально развитых новейших тектонических впадинах развиты угленосные толщи средней и верхней юры и нижнего мела (до 1000—1600 м), содержащие пачки липаритов, андезитов и их туфов. Вдоль глубинных разломов встречаются неоген-четвертичные базальтоидные покровы.

В пределах синеклизы Сунляо на архейском или нижнепротерозойском фундаменте резко несогласно залегают обычные для Китайской древней платформы морские терригенные и карбонатные отложения синия, кембрия, нижнего и среднего ордовика. Они трансгрессивно перекрываются также платформенными морскими отложениями среднего и верхнего палеозоя. Выше также трансгрессивно залегают юрские континентальные угленосные толщи с пачками субаэральных вулканогенных пород. Наиболее широко здесь распространены мощные (2—3 км) меловые пестроцветные терригенные толщи. Выше местами развиты третичные континентальные конгломераты с пачками глин (40—190 м), а вдоль крупных разломов — базальтовые покровы плиоцен-четвертичного возраста. Параскладчатая Гириная зона сложена несколько более мощными платформенными морскими отложениями среднего палеозоя, нарушенными неравномерной приразломной складчатостью, частично распространяющейся в соседние участки синеклизы Сунляо и постепенно затухающей там.

Следует отметить, что герцинские складчатые сооружения Куньлуня и Циньлина Центральнокитайского складчатого пояса, содержащие в своем составе значительное количество типично платформенных палеозойских толщ, охваченных герцинской приразломной складчатостью, на востоке, в низовьях реки Янцзы, постепенно переходят в Янцзы-Тянь-Шаньскую параскладчатую зону. В пределах этой зоны развиты слабодислоцированные в серию гребневидных и сундучных складок преимущественно палеозойские отложения, имеющие сходство с таковыми Северо-Китайской и Южно-Китайской платформ, отличаясь от них лишь несколько повышенной полнотой (присутствие отложений силурийской и частично девонской систем).

Следует отметить, что срединные массивы типа Северо-Восточного и Джунгарского, а также другие срединные массивы каледонид и герцинид Центральной Азии, скорее всего, представляют собой реликты переработанной здесь палеозойскими геосинклинальными складчатостями процессами ранее единой древней панплатформы и образуют своего рода связующий мостик между Китайской и Сибирской древними платформами [Казаков И. Н., 1978 г.]. Построенный в основном гнейсами и кристаллическими сланцами фундамента, Гималайский мегантиклинорий является связующим звеном между Китайской и Индостанской древними платформами [20, 23, 25, 29, 37].

ВЫВОДЫ

Подводя итог вышеизложенным новейшим материалам по тектонике древних платформ Лавразии, необходимо подчеркнуть следующие основные особенности.

Фундамент всех древних платформ построен преимущественно различными гнейсами и гнейсо-гранитами архея, возраст которых от 2,7 до 3,5—4,5 млрд. лет. Лишь на юго-западе Канадского щита в составе архейской группы выделяются слабометаморфизованные вулканогенные и нормально-осадочные образования (серии Киватин и Тимискаминг). Абсолютный возраст прорывающих эти толщи древних гранитоидов, обосновывающий их архейский возраст, обычно не превышает 2,5—2,6 млрд. лет. Поэтому не исключено, что они являются более молодыми (догуронскими ранне-протерозойскими) образованиями. С другой стороны, можно предполагать, что завершение процессов глубинного метаморфизма и гранитизации архейских толщ в разных местах земного шара происходило неодновременно.

Обычно в состав фундамента древних платформ включают также различные кристаллические и метаморфические толщи протерозойской группы (в основном нижней и средней ее подгрупп). Анализ изложенных в настоящей главе геологических материалов показывает, что нижний и средний протерозой представлены типично платформенными или субплатформенными толщами. Наряду с мелководными шельфовыми карбонатными и терригенными отложениями в их составе большую роль играют континентальные, нередко красноцветные и пестроцветные, терригенные толщи, а также присутствуют магматические образования платформенного типа (базальтоиды трапповой формации, субаэральные липаритоиды, стратифицированные интрузии габброидов и анортозитов, субщелочные интрузии и т. д.).

Платформенные толщи протерозоя распространены широко, но далеко не повсеместно, так как обширные, возможно преобладающие по площади, участки древних платформ (современные щиты и массивы фундамента) в течение всего протерозоя, по-видимому, представляли собой поднятия и до конца протерозоя или начала палеозоя не были охвачены осадконакоплением.

Среди древних платформ местами, в удлинённых вдоль крупных глубинных разломов зонах, выделяются значительно дислоцированные и метаморфизованные более мощные протогеосинклинальные толщи, по-видимому, преимущественно ранне-среднепротерозойского возраста (гуронские, готские, карельские, раннебайкальские и их аналоги), отличающиеся от типично геосинклинальных толщ неогей преимущественно субплатформенным типом слагающих их осадочных и вулканогенных образований и прорывающих их интрузий.

На Северо-Американской и Русской древних платформах развиты преимущественно терригенные в значительной мере континентальные красноцветные и пестроцветные протоплатформенные толщи, образующие отчетливо выраженный нижний структурный этаж платформенного чехла. Они слабо, но более интенсивно, чем перекрывающий их фанерозойский структурный этаж, дислоцированы в серию пологих мульд, куполов и брахи-

складок. Внутри его обычно выделяются одно или два среднепротерозойских структурных несогласия.

В составе этих толщ присутствуют крупные пачки субаэральных липаритондов, трапповых базальтоидов и их туфов, а также комагматичные им субвулканические интрузивные тела типа стратифицированных габброндов Вулутского массива и массива Седбери. С проявлениями среднепротерозойских структурных несогласий в составе нижнего — протоплатформенного структурного этажа в областях поднятия, по-видимому, было связано становление широко распространенных среди архейских толщ интрузивных массивов анортозитов и гранитов рапакиви с абсолютным возрастом 1500—1700 млн. лет. Граниты рапакиви обычно считаются комагматами порфиоров субиотния — среднего протерозоя. С завершением формирования нижнего структурного этажа можно связывать значительно менее распространенные субщелочные и гранитные интрузии типа интрузий Гардарской провинции Южной Гренландии, возраст которых 1000—1200 млн. лет, что соответствует рубежу среднего и позднего рифея.

Верхний — фанерозойский структурный этаж Северо-Американской древней платформы в нижней части, в пределах плиты, представлен преимущественно мелководными шельфовыми морскими карбонатными и карбонатно-терригенными отложениями нижнего и среднего палеозоя, начиная с верхнего, местами среднего, кембрия залегающими резко несогласно непосредственно на архейском фундаменте или местами на интенсивно дислоцированных протогеосинклинальных толщах, а участками — на слабонарушенных протоплатформенных образованиях, сохранившихся лишь в отдельных мульдах. На юго-востоке платформы в составе верхнего силура значительно развиты эвапориты, а в девоне — прибрежно-морские и эпиконтинентальные карбонатно-терригенные и терригенные толщи, к юго-востоку, в Преаппалачском краевом прогибе, с приближением к Аппалачам сменяемые значительно более мощными континентальными красноцветными и пестроцветными терригенными толщами. На северо-западе платформы, в пределах Великих равнин Западной Канады, наряду с преобладающими в разрезе девонской системы мелководными морскими карбонатными и карбонатно-терригенными отложениями значительно развиты также лагунные эвапоритовые образования: гипсы, ангидриты, каменная соль и др.

На юго-восточной окраине и на юге центральной части Северо-Американской платформы, в пределах Внутренних низменностей США, разрез фанерозойского структурного этажа увенчивается развитыми в синеклизах (Мичиганской, Иллинойской и др.) паралическими угленосными толщами пенсильванской системы (в основном средний и верхний карбон). Они характеризуются значительной мощностью, возрастающей с северо-запада на юго-восток от первых сотен метров до 1500 м и более в Преаппалачском краевом прогибе. В то же время в юго-восточном направлении происходит повышение роли континентальных терригенных отложений в составе паралических толщ. К западу и северо-западу мощность их постепенно значительно снижается и в их составе начинают преобладать морские отложения.

На западной окраине Северо-Американской платформы, в пределах Великих равнин Канады, плато Прерий, Скалистых гор и плато Колорадо,

обычно вскрывается полный разрез верхнего палеозоя (пенсильвания и перми), представленный в основном мелководными морскими и прибрежно-морскими карбонатными и карбонатно-терригенными отложениями небольшой мощности. Разрез фанерозоя здесь завершается прибрежно-морскими и континентальными преимущественно терригенными отложениями мезозоя и кайнозоя. Верхняя их часть (верхний мезозой и кайнозой) на юге и юго-востоке постепенно по латерали переходит в чехол Примексиканской квази-платформы.

В северо-восточной приподнятой части Северо-Американской платформы (в единичных наложенных на Канадский щит бассейнах и по его склонам) известны лишь маломощные шельфовые карбонатные и терригенно-карбонатные толщи нижнего палеозоя и меньше силура.

В основании фанерозойского структурного этажа Русской древней платформы несогласно на архейском фундаменте, а местами на значительно перемятых протогеосинклинальных или слабодислоцированных протоплатформенных толщах залегают широко, но не повсеместно, развитые преимущественно эпиконтинентальные и прибрежно-морские терригенные отложения верхнего рифея и нижнего кембрия. Нижнекембрийские глинистые толщи известны в основном лишь на северо-западе и западе Русской плиты. На северо-западной окраине Русской платформы, в Скандинавии и Юго-Восточной Англии, толщи верхнего рифея выпадают из разреза и в основании фанерозойского структурного этажа залегают морские преимущественно глинистые, песчано-глинистые и меньше карбонатные отложения всех трех отделов кембрийской системы, выше согласно, с постепенным переходом сменяемые морскими карбонатными и глинистыми отложениями ордовика и силура.

В северо-западных и западных районах Русской плиты терригенные толщи верхнего рифея и нижнего кембрия трансгрессивно перекрываются непосредственно мелководными морскими карбонатными и терригенно-карбонатными отложениями ордовика и силура.

Нижний и средний девон развиты значительно более широко и представлены всюду преимущественно континентальными красноцветными терригенными толщами. На западе они согласно сменяют преимущественно морские отложения силура, а в центре и на востоке платформы залегают трансгрессивно непосредственно на толщах верхнего рифея или фундамента. Верхний девон и карбон представлены главным образом прибрежно-морскими карбонатно-терригенными отложениями. В составе нижнего карбона в центральных районах Русской плиты (в Московской синеклизе и др.) местами преобладают паралические угленосные толщи. На юге Русской платформы, в пределах Донбасса и краевых прогибов Рено-Герцинской складчатой области, нижнему карбону соответствуют сравнительно маломощные прибрежно-морские карбонатно-терригенные отложения, а среднему и верхнему — мощные паралические угленосные карбонатно-терригенные и терригенные толщи.

Отложения пермской системы развиты в основном на востоке и юго-западе Русской платформы. Нижней перми здесь отвечают преимущественно лагунные эвапоритовые и прибрежно-морские карбонатно-терригенные отложения, а верхней перми — континентальные красноцветные терригенные

толщи. Они согласно выше сменяются также континентальными красноцветными терригенными образованиями триаса, местами по латерали замещаемыми паралическими угленосными и прибрежно-морскими карбонатно-терригенными толщами.

Отложения юры, мела, палеогена и неогена в основном развиты на южной и восточной окраинах Русской платформы. Они сложены преимущественно прибрежно-морскими терригенными отложениями, на юге постепенно по латерали сменяемыми мезозойско-кайнозойским чехлом Скифско-Туранской квазиплатформы и квазиплатформ Западной Европы.

Архейский гнейсовый фундамент Сибирской древней платформы местами включает в себя узкие шовные — приразломные зоны, построенные значительно дислоцированными мощными протогеосинклинальными толщами нижнего протерозоя. Возрастной объем всюду пологозалегающего, местами очень слабодислоцированного платформенного чехла в разных местах платформы значительно меняется. На юго-востоке в его основании залегают прибрежно-морские карбонатно-терригенные отложения всех трех подгрупп протерозойской группы. На северо-востоке, в районе Анабарского массива, такого же состава толщи основания платформенного чехла, по-видимому, соответствуют среднему и верхнему протерозою. На юге, в Байкало-Патомском прогибе, в основании чехла выделяются карбонатно-терригенные отложения верхнего протерозоя — рифея (байкальская серия), а на юго-западе, в пределах Иркутского амфитеатра, — континентальные красноцветные терригенные и прибрежно-морские карбонатно-терригенные толщи верхнего рифея (карагасская и оселочная серии и их аналоги).

На юго-западной окраине Сибирской платформы развиты значительно дислоцированные и метаморфизованные протогеосинклинальные толщи байкалид, сопоставляемые по возрасту с платформенными толщами нижнего — среднего протерозоя и нижнего — среднего рифея восточных районов Сибирской платформы. Среди них наиболее широко распространены мощные (до 10 км) преимущественно карбонатные толщи нижнего и среднего протерозоя (дербинская серия и ее аналоги), соответствующие ранним байкалидам и прорываемые гранитоидными интрузиями. Среди них в узких шовных зонах развиты также значительно дислоцированные и зеленокаменные измененные преимущественно спилито-диабазовые и прибрежно-морские терригенные толщи нижнего и среднего рифея. Они прорваны гранитоидными интрузиями с абсолютным возрастом 1—1,2 млрд. лет и соответствуют поздним байкалидам.

Верхнерифейские толщи основания платформенного чехла на преобладающей площади Иркутского амфитеатра трансгрессивно залегают непосредственно на архейском фундаменте, а на юго-западной окраине — на байкальском складчатом основании. Обычно согласно залегающие на толщах верхнего рифея отложения кембрийской системы в восточных и северных районах Сибирской платформы представлены мелководными морскими карбонатными и карбонатно-терригенными отложениями. На юго-западе, преимущественно в пределах Иркутского амфитеатра, они по латерали замещаются в нижней части частично континентальными красноцветными терригенными и лагунными эвапоритовыми образованиями (мотская и усольская свиты и их аналоги), а в верхней — пестро-

цветными эпиконтинентальными карбонатно-терригенными толщами (верхоленская свита и ее аналоги). Они перекрываются преимущественно прибрежно-морскими карбонатно-терригенными отложениями ордовика, в средней части с пачками и линзами лагунных доломитов и эвапоритов. Широкие поля выходов толщ ордовика обрамляют со всех сторон обширную Тунгусскую синеклизу и, по-видимому, залегают на глубине в пределах Тунгусской синеклизы под мощным чехлом слагающих ее толщ среднего и верхнего палеозоя и триаса. Морские карбонатные и карбонатно-терригенные толщи нижнего силура известны лишь на севере Сибирской платформы, в пределах Таймыра, на северо-западе, в Норильском районе, и на северо-востоке, по склонам Анабарского массива. На юге, по северной окраине Иркутского амфитеатра, выделяются лишь эпиконтинентальная преимущественно терригенная кежемская свита, примерно соответствующая лландоверийскому ярусу нижнесилурийского отдела. Верхний силур в карбонатных, преимущественно доломитовых, фациях известен лишь на Таймырском полуострове, а в доломитово-эвапоритовых фациях — в низовьях р. Хатанги.

Развитые преимущественно на крыльях Тунгусской синеклизы выходы отложений девонской системы построены в основном прибрежно-морскими, лагунными и эпиконтинентальными карбонатно-терригенными, терригенными и эвапоритовыми толщами. Они всюду, за исключением Таймыра, залегают трансгрессивно на более древних толщах платформенного чехла. Завершается разрез раннегерцинского структурного этажа нижнекаменноугольными прибрежно-морскими карбонатно-терригенными отложениями.

Выше согласно, местами трансгрессивно, залегают эпиконтинентальные терригенные толщи среднего и верхнего карбона с тонкими пластами углей. Они в пределах Тунгусской синеклизы и на Таймыре сменяются выше более мощной продуктивной угленосной терригенной толщей перми. Увенчивается разрез позднегерцинского структурного этажа залегающей в ядре Тунгусской синеклизы мощной (до 4,6 км) толщей траппов. На севере, в пределах Таймыра, триасу отвечают континентальные и меньше прибрежно-морские терригенные отложения с пачками траппов, в Ленско-Анабарском прогибе — преимущественно прибрежно-морские терригенные, а в Приверхоянском краевом прогибе и Вилюйской синеклизе — лагунно-континентальные и меньше прибрежно-морские терригенные образования значительно меньшей (до 2—2,5 км) мощности.

Прибрежно-морские терригенные толщи юры и мела развиты лишь на севере, в пределах Усть-Енисейской впадины, Хатангского и Ленско-Анабарского прогибов, и на восточной окраине Сибирской платформы, в Приверхоянском краевом прогибе. На западной окраине последнего и в пределах соседней Вилюйской синеклизы они сменяются преимущественно континентальными терригенными отложениями. На южной окраине Сибирской платформы, по соседству с воздымающимися новейшими поднятиями байкалид, локально развиты континентальные угленосные терригенные толщи юры, слагающие Южно-Якутский, Черемховский и Канско-Ачинский угленосные бассейны.

Платформенный чехол Китайской древней платформы так же, как и на Сибирской платформе, представляет собою единый структурный комплекс, формировавшийся с протерозоя до кайнозоя включительно. В его основании несогласно на фундаменте всюду залегают кварциты и строматолитовые кремнистые известняки синийской системы, возрастной объем которой, по-видимому, так же, как и у докембрийской части платформенного чехла Сибирской платформы, значительно варьирует в рамках среднего и верхнего протерозоя. Они согласно сменяются выше пестроцветными прибрежно-морскими карбонатно-терригенными отложениями нижней части нижнего кембрия, а затем преимущественно открыто-морскими мелководными известняками верхней части нижнего кембрия—среднего ордовика.

Толщи синия, кембрия, нижнего и среднего ордовика образуют нижний — байкальско-каледонский структурный этаж. Отложения верхнего ордовика, силура и девона в большинстве случаев здесь выпадают из разреза и выше трансгрессивно на ордовикских толщах непосредственно залегают преимущественно континентальные угленосные терригенные толщи верхнего палеозоя, перекрываемые континентальными красноцветными терригенными отложениями триаса. Эти образования слагают средний — позднегерцинский структурный этаж.

Верхний — альпийский структурный этаж представлен континентальными угленосными терригенными толщами юры, континентальными красноцветными и угленосными терригенными образованиями мела и преимущественно красноцветными терригенными отложениями палеогена, местами с пачками и линзами эвапоритов.

Китайская древняя платформа в отличие от стабильных Северо-Американской, Русской и Сибирской древних платформ обычно выделяется в качестве подвижной платформы, отличающейся от стабильных развитием в ее пределах удлинённых вдоль крупных глубинных разломов типично внутриплатформенных складчатых сооружений и зажатых между ними крупных изометричных платформенных массивов с повышенной контрастностью тектонического рельефа платформенного чехла в их пределах.

Следует отметить, что и в пределах стабильных древних платформ отдельные участки также характеризуются повышенной тектонической контрастностью. К ним относятся в первую очередь интенсивно погруженные за сравнительно короткое время, обычно не превышающее длительности одной эпохи, позднепалеозойские внутриплатформенные прогибы, заполненные очень мощными (до 10 км и более) прибрежно-морскими терригенными, нередко ритмично-слоистыми, флишеподобными или паралическими угленосными терригенными и меньше континентальными красноцветными терригенными толщами (прогибы Уачита и Анадарко на юге Северо-Американской древней платформы, прогиб Большого Донбасса на юге Русской древней платформы), а также сопряженные с ними размывавшиеся поднятия — основные источники заполнявшего прогибы терригенного материала (поднятия Уачита и Аркома на юге Северо-Американской платформы и др.). Обычно их относят к категории внутриплатформенных прогибов — авлакогенов (прогиб Боль-

шого Донбасса, Анадарко и др.) или к самостоятельным геосинклинальным прогибам (Уачита). Мощные верхнепалеозойские толщи этих прогибов в конце палеозоя были значительно дислоцированы и превращены в складчатые области.

Выясняется, что подвижная древняя платформа представляет собой переходное образование между стабильными древними платформами, с одной стороны, и геосинклинальными складчато-глыбовыми поясами типа Центральноазиатского палеозойского — с другой. Последние имеют много общего с подвижной платформой, отличаясь от нее сгущением до преобладания различно ориентированных линейных геосинклинальных складчатых зон и значительно меньшими количеством и размерами сжатых между ними изометричных платформенных массивов, так называемых срединных массивов. Дислоцированность платформенного чехла срединных массивов значительно более высокая, чем в платформенных массивах подвижной платформы, но в то же время несравненно более слабая и простая, чем в соседних геосинклинальных зонах.

На основе палеотектонического анализа, подкрепляемого сохранившимися на отдельных островах Северной Атлантики и Северного Ледовитого океана и соседних частях материков геологическими данными, установлено, что на месте современных северной части Атлантического и Северного Ледовитого океанов до сравнительно недавнего времени (конца мезозоя—плиоцена) существовали обширные древние платформы Эриа, Баренцева и Гиперборейская, отделявшиеся друг от друга и от других древних платформ Лавразии неширокими линейными фанерозойскими складчатыми геосинклинальными сооружениями. В структурно-геологическом отношении древняя платформа Эриа, по-видимому, имела большое сходство с Северо-Американской древней платформой, Баренцева — с Русской, а Гиперборейская — с Сибирской древней платформой.

По структурно-геологическим особенностям платформенного чехла все древние платформы Лавразии подразделяются на две группы: западную — приатлантическую и восточную — азиатскую. К первой относятся Северо-Американская, Эриа, Русская и Баренцева древние платформы, а ко второй — Гиперборейская, Сибирская и Китайская древние платформы.

В составе платформенного чехла древних платформ приатлантической группы отчетливо выделяются два структурных комплекса: значительно локально развитый нижний — протоплатформенный структурный комплекс, построенный преимущественно континентальными и меньше прибрежно-морскими терригенными толщами с крупными пачками субаэральных липаритоидов и базальтоидов среднего протерозоя и нижнего — среднего рифея мощностью от 1 до 3,5—6,5 км, и верхний — фанерозойский преимущественно осадочный комплекс, мощность которого от 0—2 в пределах антеклиз до 7—10 км в наиболее погруженных синеклизах.

Протоплатформенный комплекс слагает изолированные крупные, резко наложенные на архейский фундамент пологие мульды. По возрасту ему близки локально развитые вдоль крупных глубинных разломов неширокие ранне-среднепротерозойские (гуронские, карельские и др.) складчатые протогоосинклинальные сооружения. Внутри протоплатформенного комплекса выделяются одно или два среднепротерозойских

структурных несогласия, с которыми связано становление развитых преимущественно среди архейских и ниже-среднепротерозойских протогеосинклинальных толщ анортозитов и гранитов рапакиви.

Фанерозойский комплекс развит значительно более широко и образует всюду очень полого, местами горизонтально, залегающий на архейских, протоплатформенных и протогеосинклинальных, толщах осадочный покров, внутреннее строение которого на Северо-Американской и Русской древних платформах значительно различается.

На Северо-Американской платформе он характеризуется большой монолитностью внутреннего строения при непрерывности его разреза в целом. Наибольшая монолитность и устойчивость его формирования отмечаются на западе Северо-Американской платформы, в пределах Великих равнин Канады, Скалистых гор, плато Прерий и Колорадо. Здесь развит полный разрез палеозоя, начиная с верхнего, местами среднего кембрия, представленный сравнительно маломощными карбонатными и карбонатно-терригенными толщами. Они здесь согласно перекрываются несколько более мощными, чередующимися прибрежно-морскими и континентальными терригенными отложениями мезозоя и кайнозоя. Восточнее широко, за исключением преобладающей площади Канадского щита, распространены преимущественно морские шельфовые карбонатные и карбонатно-терригенные отложения нижнего и среднего палеозоя, на юго-востоке, в Преаппалачском краевом прогибе, на уровне девона локально замещаемые континентальными красноцветными терригенными толщами. На юго-востоке Северо-Американской платформы, в отдельных бассейнах, выше залегают паралические угленосные толщи среднего и верхнего карбона. Более молодые отложения фанерозоя на преобладающей площади Северо-Американской платформы, за исключением ее западной окраины, отсутствуют.

Верхний — фанерозойский комплекс чехла Русской платформы отличается значительно большей сложностью внутреннего строения. Он здесь подразделяется на пять структурных этажей: раннекаледонский (верхний рифей и нижний кембрий) преимущественно прибрежно-морской терригенный (150—2000 м); позднекаледонский (ордовик и силур) морской шельфовый карбонатный и карбонатно-терригенный (200—1250 м); раннегерцинский (девон и нижний карбон) в нижней части преимущественно континентальный красноцветный терригенный, а выше прибрежно-морской карбонатно-терригенный (850—2200 м); позднегерцинский (верхний палеозой и триас), сложенный в нижней части паралическими угленосными отложениями среднего и верхнего карбона (300—500 м), в средней — лагунными эвапоритовыми образованиями нижней перми (100—300 м) и в верхней — преимущественно мощными (2—5 км) континентальными красноцветными терригенными толщами верхней перми и триаса (общая мощность позднегерцинского этажа 2,5—5,5 км), и альпийский (мезозой, начиная с юры, и кайнозой), представленный прибрежно-морскими и континентальными терригенными отложениями (2—5 км).

По северо-западной окраине Русской платформы, на западе Балтийского щита и в Юго-Восточной Англии, толщи верхнего рифея выпадают из разреза и на архейском фундаменте и локально на протоплатформенных толщах в бассейнах, сохранившихся от размыва, в полях выходов непосредственно

залегают прибрежно-морские песчано-глинистые отложения нижнего кембрия, выше сменяемые чередующимися в разрезе и по латерали песчано-глинистыми известняковыми толщами среднего и верхнего кембрия, ордовика и силура, образующими единый каледонский структурный этаж. На преобладающей площади Русской платформы лишь раннекаледонский и позднекаледонский структурные этажи разделены крупным перерывом в осадко-накоплении, охватывающим средний и поздний кембрий. На востоке и юге платформы выпадает из разреза верхняя — раннекембрийская часть структурного этажа, а местами — полностью весь раннекаледонский структурный этаж и толщи раннегерцинского структурного этажа ложатся трансгрессивно непосредственно на архейский фундамент или локально на протоплатформенный, или протогеосинклинальные толщи.

Значительно варьирует распределение на площади структурных этажей фанерозойского чехла или их отдельных частей, обусловленное постоянной миграцией областей прогибания и поднятия в течение всей фанерозойской геологической истории. Так, например, поля выходов толщ нижнего кембрия и позднекаледонского структурного этажа в основном распространены на северо-западе и юго-западе Русской плиты. Раннегерцинские толщи развиты главным образом восточнее, в центральных, восточных и южных районах плиты, а позднегерцинские, особенно пермо-триасовые, образования приурочены преимущественно к восточным, западным и южным районам Русской платформы. Наиболее полные мощные разрезы альпийского структурного этажа в основном распространены по южной и восточной окраинам Русской платформы.

Древние платформы восточной — азиатской группы отличаются от атлантических платформ тем, что протоплатформенные и фанерозойские толщи их чехла образуют единый структурный комплекс, подразделяемый на Сибирской платформе на четыре, а на Китайской — на три структурных этажа. Нижняя граница этого комплекса в разных местах значительно меняется: на Сибирской платформе с востока на запад от нижнего и среднего протерозоя до границы среднего и верхнего рифея.

На Сибирской платформе выделяются следующие четыре структурных этажа (снизу вверх):

байкальско-каледонский (протерозой, нижний палеозой и силур), построенный преимущественно открыто-морскими и прибрежно-морскими шельфовыми карбонатными и карбонатно-терригенными толщами общей мощностью 4—8 км;

раннегерцинский (девон и нижний карбон), сложенный в основном прибрежно-морскими и лагунно-континентальными карбонатно-терригенными отложениями общей мощностью 500—1200 м;

позднегерцинский (верхний палеозой и триас), представленный в нижней части (250—1700 м) преимущественно континентальными угленосными терригенными толщами, а в верхней — в Тунгусской синеклизе мощной (до 4,6 км) толщей траппов триасового возраста, по латерали замещающей на северо-востоке, в Ленско-Анабарском прогибе, прибрежно-морскими терригенными, а на севере, в пределах Таймыра, и на востоке, в Приверхо-янском краевом прогибе, — лагунно-континентальными терригенными отложениями значительно меньшей мощности (до 2—2,5 км);

мезозойский (юра и мел), в составе которого на севере, в Хатангском и Ленско-Анабарском прогибах, и востоке, в Приверхоянском краевом прогибе, преобладают прибрежно-морские терригенные отложения, а на юге, в Южно-Якутском, Черемховском и Канско-Ачинском бассейнах, преимущественно юрские континентальные угленосные терригенные толщи.

На юго-западной и южной окраинах Сибирской платформы нижняя — протоплатформенная байкальская часть чехла замещается значительно дислоцированными и метаморфизованными более мощными карбонатными и меньше карбонатно-терригенными толщами нижнего и среднего протерозоя и локально развитыми среди них вдоль крупных глубинных разломов спилито-диабазовыми и прибрежно-морскими терригенными образованиями нижнего и среднего рифея. Последние имеют большое сходство с фанерозойскими эвгеосинклинальными толщами неогей.

В составе платформенного чехла Китайской древней платформы выделяются три структурных этажа (снизу вверх):

байкальско-каледонский, подразделяемый на два подэтажа — нижний докембрийский, сложенный в основном кварцитами и строматолитовыми кремнистыми известняками общей мощностью 1200—5000 м, и верхний раннепалеозойский, представленный преимущественно открыто-морскими шельфовыми известняками кембрия, нижнего и среднего ордовика мощностью 900—1800 м;

позднегерцинский, построенный главным образом верхнепалеозойскими паралическими и континентальными угленосными терригенными отложениями мощностью до 1 км и континентальными красноцветными терригенными толщами триаса мощностью 600—1000 м;

мезозойский, сложенный преимущественно континентальными угленосными терригенными отложениями юры мощностью 280—3000 м и континентальными красноцветными терригенными толщами мела мощностью 500—3000 м. Местами в новейших тектонических впадинах выделяются кайнозойские, преимущественно палеогеновые, континентальные терригенные отложения мощностью от первых сотен метров до 1000 м и более.

Магматические образования фанерозойского возраста в пределах древних платформ Лавразии развиты крайне незначительно. Наиболее широко среди них распространены вулканогенные и субвулканические интрузивные базальтоиды трапповой формации. К ним относятся в первую очередь мощные толщи триасовых траппов Сибирской платформы. На Сибирской и Русской платформах местами встречаются также более древние — рифейские и девонские траппы, а на реликтовых островах, погруженных под акваториями Северной Атлантики и Баренцева моря, Баренцевой и древней платформы Эриа — более молодые (позднемезозойские и кайнозойские) мощные базальтоидные покровы и дайки долеритов трапповой формации. В пределах щитов древних платформ (фанерозойских поднятий) встречаются очень редкие платформенные щелочные, щелочно-основные и щелочно-ультраосновные интрузии палеозойского, преимущественно, по-видимому, герцинского, возраста.

*ТЕКТОНИКА
МОЛОДЫХ ПЛАТФОРМ
(КВАЗИПЛАТФОРМ)
ЛАВРАЗИИ*

Помимо древних платформ в пределах Лавразии выделяется особая категория так называемых молодых платформ, или квазиплатформ, пользующихся значительно меньшим распространением. В отличие от древних платформ, чехол которых образуется на архейском и реже нижнепротерозойском фундаменте, чехол молодых платформ формируется на разновозрастных геосинклинальных складчатых сооружениях неогена. Поэтому в зависимости от времени возникновения складчатого образования иногда выделяют эпibaйкальские, эпикаледонские, эпигерцинские, эпимезозойские и эпиальпийские квазиплатформы.

Наиболее представительными и широко развитыми среди них являются первые три категории квазиплатформ, обычно объединяемые в единые эпипалеозойские квазиплатформы. Первоначально предполагалось, что фундамент их представлен почти исключительно байкальскими, каледонскими и герцинскими складчатыми сооружениями. Но в последние полвека по мере расширения и детализации различных геофизических исследований и глубинного бурения стало выясняться, что на обширных участках молодых платформ под мезозойско-кайнозойским осадочным чехлом выделяются также крупные фрагменты древних платформ. В одних случаях мезозойско-кайнозойский осадочный чехол резко трансгрессивно перекрывает палеозойские платформенные и реже протоплатформенные толщи или непосредственно архейский фундамент, а в других — согласно, с постепенным переходом наращивает домезозойскую часть платформенного чехла древних платформ.

Ниже мы кратко охарактеризуем тектонику основных преимущественно эпипалеозойских квазиплатформ Лавразии: Примексиканской квазиплатформы Северной Америки, квазиплатформ Западной Европы, Скифско-Туранской, Западно-Сибирской, Прикатазиатской квазиплатформ Евразии.

ПРИМЕКСИКАНСКАЯ КВАЗИПЛАТФОРМА

К Примексиканской квазиплатформе относятся прибрежные с Атлантическим океаном, Саргасовым морем и Мексиканским заливом Береговые равнины юго-востока США. Эти равнины протягиваются в северо-восточном направлении от низовьев р. Рио-Гранде до района Нью-Йорка на расстояние более 3 тыс. км, достигая максимальной ширины (около 1000 км) на западе, в низовьях р. Миссисипи и в районе п-ова Флорида, и постепенно сужаясь к северо-востоку до 200—100 км. Судя по новейшим геофизическим данным, обширные пространства Примексиканской квази-

платформы в недавнее время были погружены на дно Мексиканского залива, Саргассова моря и прибрежных частей Атлантического океана.

Береговые равнины сложены новейшим (позднемезозойским и кайнозойским) осадочным чехлом, мощность которого постепенно возрастает с северо-востока, в районе Нью-Йорка, на юго-запад от 300 до 2000 м и более. Он построен в нижней части (нижний мел) континентальными песками и глинами с пачками лигнитов общей мощностью от 200 м на северо-востоке до 1200 м на юго-западе; в средней (верхний мел — палеоген) — глауконитовыми песками, алевритами и глинами общей мощностью от 75 м на северо-востоке до 700 м на юго-западе и в верхней (миоцен) — макроритмично построенными алевритами, глинами и песками общей мощностью от 200 м на северо-востоке до 450 м на юго-западе. Разрез чехла увенчивается очень маломощным (от первых метров до 15 м) покровом озерно-аллювиальных песков и глин плиоцена и плейстоцена. На юге, во Флориде, терригенные толщи верхнего мела и кайнозоя замещаются открыто-морскими известняками.

О характере фундамента Примексиканской квазиплатформы можно судить из следующих фактических данных и соображений. Собственно палеозойские складчатые сооружения северо-западной Ноксвилльской миогеосинклинальной зоны Аппалачей и складчатой системы Уачита выделяются в составе фундамента квазиплатформы лишь на севере западной — примиссисипской широкой части Береговых равнин. Здесь на глубине предполагается постепенный переход по простирацию палеозойских складчатых сооружений Ноксвилльской зоны на северо-востоке в позднепалеозойскую складчатую систему Уачита на западе. К северу от этой полосы, по северной окраине этой части Береговых равнин, мезозойско-кайнозойский чехол Примексиканской квазиплатформы по латерали постепенно переходит в верхнюю часть фанерозойского чехла Северо-Американской древней платформы. Более узкая северо-восточная часть Береговых равнин к юго-востоку от современных горных сооружений Аппалачей наложена непосредственно на позднедокембрийские — авалонские складчатые сооружения каролинид и меньше непосредственно на архейский фундамент Пидмонта, в позднем палеозое и раннем мезозое, до погружения Береговых равнин, охваченные весьма интенсивными позднегерцинскими орогеническими процессами. С ними здесь было связано формирование удлиненных в северо-восточном направлении вдоль глубинных разломов узких грабенов, заполненных мощными (до 4—8 км) континентальными красноцветными терригенными толщами триаса. В их составе выделяются нижняя толща аркозовых песчаников и конгломератов с прослоями алевритов и аргиллитов (1,5—3 км) и верхняя толща красноцветных аргиллитов и алевролитов мощностью от 3 до 6 км. Среди них содержатся мощные (до 1 км) линзовидные пачки лагунных серых аргиллитов с прослоями глинистых известняков, трапповые покровы и связанные с ними дайки долеритов.

В южной части Примексиканской квазиплатформы, в пределах Флориды и Джорджии, по данным глубокого бурения под мезозойско-кайнозойским чехлом выделяется пологозалегающая толща песчаников и глинистых сланцев с остатками фауны ордовика, силура и девона мощностью в несколько сотен метров. На юго-западе квазиплатформы,

в пределах Мексиканского залива, мощность осадочного чехла по геофизическим данным возрастает до нескольких километров. Можно предполагать, что здесь, как и во Флориде, нижняя часть платформенного чехла по возрасту соответствует палеозойской группе.

Таким образом, выясняется, что большая южная часть Примексиканской квазиплатформы представляет собой сильнопогруженный обширный фрагмент древней платформы, на северо-востоке, возможно, переходившей в проблематичную древнюю платформу Эриа. Краевые северо-западные участки этой былой единой древней платформы в пределах Пидмонта и каролинид в конце палеозоя и начале мезозоя были тектонически активизированы в результате аппалачской орогении.

КВАЗИПЛАТФОРМЫ ЗАПАДНОЙ ЕВРОПЫ

Обычно считается, что квазиплатформы занимают все внеальпийские территории Западной Европы, исключая Скандинавию. Преобладающие площади их сложены мезозойско-кайнозойским осадочным покровом — чехлом квазиплатформенных плит. Среди них выделяются сравнительно небольшие массивы (Иберийский, Пиренейский, Армориканский, Центральнофранцузский, Богемский, Арденнский, Вогезский, Рейнских сланцевых гор, Шварцвальдский, Гардский и Судетский), которые обычно относят к складчатым герцинидам.

Проведенный анализ новейших геологических материалов показывает, что наиболее достоверно к складчатым геосинклинальным (миogeосинклинальным флишоидным) образованиям могут быть отнесены лишь раннегерцинские складчатые сооружения неширокой (100—200 км) субширотно ориентированной Рено-Герцинской зоны, выходы которой известны в массивах Корнуэлл, Арденны, Рейнские сланцевые горы и Гарц [Казаков И. Н., 1978 г.]. Такие же наиболее крупные массивы, как Армориканский, Центральнофранцузский, Вогезский, Шварцвальдский и Богемский, расположенные в большей по площади центральной части квазиплатформ, представлены в основном архейскими и частично нижнепротерозойскими толщами фундамента древних платформ, на которых местами полого залегают протоплатформенные и палеозойские платформенные отложения.

На севере квазиплатформ Западной Европы, к северу от Рено-Герцинской зоны, расположена обширная Северо-Германская плита. В наиболее полных разрезах этой плиты, рассмотренных в гл. I, платформенные отложения мезозоя снизу постепенно наращаются также платформенными толщами палеозоя, несогласно налегающими на архейский или нижнепротерозойский фундамент древней платформы. Поэтому Северо-Германская плита включена нами в состав Русской древней платформы, с которой она тесно связана, а тектоника ее рассмотрена в гл. I. Даже на основе более скудных данных по геологии юго-западного — Иберийского — массива можно судить, что в его составе помимо складчатых герцинид весьма широко развиты более древние метаморфические и кристаллические толщи, по-видимому, соответствующие фундаменту древних платформ.

В то же время очевидно, что фундамент древней платформы в пределах квазиplatform Западной Европы, по-видимому, за исключением Северо-Германской плиты, вместе с локально сохранившимся домезозойским платформенным чехлом в конце палеозоя подвергся значительной тектонической переработке в процессе герцинской тектонической активизации, преимущественно в конце раннего карбона сопровождавшейся формированием крупных глыбовых поднятий и гранитных интрузий в их пределах, а также менее крупных межгорных впадин, заполнявшихся в позднем палеозое орогенными, в значительной мере угленосными красноцветными терригенными толщами. Поэтому мезозойско-кайнозойский осадочный чехол здесь повсеместно залегает резко несогласно на более древних образованиях.

Помимо рассмотренной выше Северо-Германской плиты в пределах квазиplatform Западной Европы выделяются следующие менее крупные плиты — бассейны (с севера на юг): Франконский (между Богемским и Шварцвальдским массивами), Парижский (между Армориканским, Центральнофранцузским, Вогезским и Арденнским массивами), Гасконский (между Центральнофранцузским и Пиренейским массивами) и Каталонский (между Пиренейским и Иберийским массивами). В Парижском бассейне в их основании залегает мощная (до нескольких сотен метров) толща красноцветных песчаников и конгломератов, вероятно, по возрасту соответствующая верхней перми и триасу. На них, а местами непосредственно на более древних толщах трансгрессивно залегают морские известняки юры (до 300 м). Они выше сменяются нижнемеловыми известняками с прослоями глин общей мощностью до 200 м. Выше в разрезе выделяется мощная (до 1 км и более) толща глауконитовых песчаников и глин апта, альба и сенмана. Разрез верхнего мела завершается толщей мергелей и писчего мела (до 400 м). Выше она сменяется карбонатно-терригенными отложениями палеогена мощностью до 500 м, трансгрессивно перекрываемыми миоценовыми песками и глинами мощностью до 100 м. В Гасконском и Каталонском бассейнах разрез мезозойско-кайнозойского чехла увенчивается прибрежно-морскими и реже континентальными терригенными и меньше карбонатными отложениями плиоцена.

Общая мощность преимущественно прибрежно-морских терригенных и карбонатно-терригенных и меньше континентальных терригенных отложений мезозоя и кайнозоя в пределах Парижского, Гасконского и Каталонского бассейнов достигает 2,5—3 км. Во Франконском бассейне развиты лишь прибрежно-морские терригенные и меньше карбонатные толщи триаса и юры значительно меньшей (не более 1 км) мощности. На юго-востоке они трансгрессивно перекрываются непосредственно плиоценовыми молассами Предальпийского краевого прогиба [31].

СКИФСКО-ТУРАНСКАЯ КВАЗИПЛАТФОРМА

С юга и юго-востока Русская древняя платформа обрамляется обширной Скифско-Туранской квазиplatformой. К ней относятся северная — равнинная часть Крыма, Северное Предкавказье, к северу от Предкавказского краевого прогиба, образующие Скифскую плиту,

удлиненную в субширотном направлении примерно в районе 50° с. ш. от 30 до 50° в. д. на расстояние более 1000 км. Ширина ее от 70 км в Крыму до 300 км в Северном Предкавказье. На юго-востоке, к востоку от Каспийского моря, выделяется наиболее крупный участок этой квазиplatformы — Туранская плита, имеющая близкую к изометричной форму. Ее протяженность в субмеридиональном направлении от 35 до 50° с. ш. и в субширотном направлении от 50 до 70° в. д. примерно равны, достигая 1500 км и более.

Вскрываемый в Северном Предкавказье фундамент Скифской плиты представлен значительно дислоцированными прибрежно-морскими терригенными и карбонатно-терригенными толщами девона и карбона, локально в пологих мульдах перекрытыми красноцветными терригенными отложениями орогенного типа мощностью до 1 км. На западной окраине Скифской плиты породы фундамента вскрываются в пределах Северо-Добруджинского массива. Среди обнажающихся здесь дорифейских метаморфических толщ в узких шовных — приразломных — зонах вскрываются значительно дислоцированные глинистые сланцы и кварциты с остатками фауны силура, девона и карбона.

В основании мезозойско-кайнозойского чехла Скифской плиты несогласно на фундаменте полого залегают преимущественно прибрежно-морские пески, алевроиты и глины нижней и средней юры, мощность которых 200—1000 м. Локально они частично замещаются красноцветными терригенными и меньше вулканогенными образованиями. Основная — средняя — часть разреза чехла представлена мощной (от 1,5 до 5 км) толщей прибрежно-морских песков, нередко глауконитовых, алевроитов, глин и меньше известняков верхней юры, мела, палеоцена и эоцена. Завершается разрез чехла прибрежно-морскими глинами и песками майкопской серии олигоцена и нижнего миоцена, мощность которой обычно не превышает 100 м. На юге, в пределах Предкавказского краевого прогиба, в их составе появляются мощные континентальные терригенные пачки, а общая мощность толщ олигоцена и миоцена возрастает до 5 км и более. Общая мощность платформенного чехла от 0,5—1,5 на поднятиях до 2,5—3,5 км в прогибах.

В структурном отношении в пределах Скифской плиты выделяются северо-восточные Каркинитская и Ногайская зоны прогибов, центральная Красноско-Майкопская зона поднятий и южная Кубано-Терская зона прогибов и разделяющая их на Кубанский и Терский прогибы субмеридиональная Ставропольская зона поднятий — валов. Расположенная непосредственно к юго-западу от Прикаспийской синеклизы Русской платформы Ногайская зона состоит из Западно-Манычского и Восточно-Манычского прогибов. Мощность мезозойско-кайнозойского чехла в первом составляет 2—3, а во втором достигает 4—5 км. В неширокой Каркинитской зоне тектонического сопряжения Туранской плиты и южного склона Украинского щита домезозойский фундамент погружен на глубину до 5—6 км. В наиболее широкой Красноско-Майкопской зоне поднятий нижняя — юрская часть разреза чехла отсутствует и в его составе развиты лишь отложения мела и кайнозоя, мощность которых варьирует в разных местах от 1 до 3 км. В Кубанско-Терской зоне прогибов, на юге переходящей в Предкавказский краевой прогиб, мощность мезозойско-кайнозойского чехла возрастает до 10—12 км.

Фундамент Туранской плиты характеризуется большой гетерогенностью строения. В его составе выделяются преимущественно герцинские и меньше (на северо-востоке) каледонские складчатые сооружения в основном северо-западного простирания и разделяющие их крупные срединные массивы (Восточно-Туркменский и др.) — реликты древней платформы.

Разрез платформенного чехла Туранской плиты начинается сравнительно маломощными паралическими пестроцветными глинами нижней юры, местами угленосными. Они несогласно залегают на более древних породах. Локально развитые в пологих мульдах преимущественно красноцветные терригенные отложения триаса большой (до 5,5 км) мощности вместе с подстилающими их верхнепалеозойскими толщами обычно относят к орогенному комплексу герцинид. Вышележащие отложения средней и верхней юры представлены морскими песками, глинами и известняками, мощность которых достигает 3 км и более. В верхней части верхней юры присутствуют пачки каменной соли, известняков и пестроцветных песков и глин. К меловой системе относятся морские и континентальные терригенные отложения мощностью до 1,5—2 км. Палеоген представлен прибрежно-морскими песками и глинами мощностью до нескольких сотен метров. В верхней части олигоцена они замещаются местами красноцветными конгломератами и песками. Отложения неогеновой и четвертичной систем в Юго-Западной Туркмении и на Мангышлаке представлены морскими песками и глинами сравнительно небольшой мощности. К юго-востоку и востоку они замещаются красноцветными молассами. В Прикопетдагском прогибе мощность их превышает 2 км, а в предгорьях Тянь-Шаня она более 4 км. В Прикопетдагском прогибе фундамент погружен на глубины более 11 км. Мощность отложений юры, мела и палеогена здесь достигает 8—9 км, а неоген-плейстоценовых превышает 2 км [8, 31].

ЗАПАДНО-СИБИРСКАЯ КВАЗИПЛАТФОРМА

Западно-Сибирская квазиплатформа является крупнейшей среди молодых платформ Земли. Она вытянута в субмеридиональном направлении на расстояние более 2500 км, ширина ее с запада на восток от 1500 на севере до 2000 км на юге. Гетерогенный фундамент квазиплатформы от окраин, где он выходит на поверхность, полого погружается к центру на глубины до 3,5—4 км. Наибольшая его погруженность отмечается на северо-востоке, в районе Усть-Енисейской впадины. Здесь по геофизическим данным он залегают на глубинах до 10 км и более. Платформенный чехол Западно-Сибирской квазиплатформы построен в основном прибрежно-морскими и континентальными терригенными отложениями мезозоя, начиная с юры или нижнего мела, и кайнозоя. Местами, особенно в западной приуральской части квазиплатформы, в составе фундамента выделяются субмеридионально ориентированные неширокие грабены — тафрогеосинклинали, сложенные континентальными угленосными терригенными и меньше вулканогенными — трапповыми образованиями триаса и нижней юры.

Восточная, особенно северо-восточная, окраина Западно-Сибирской квазиплатформы представляет собой погруженную западную окраину Сибирской

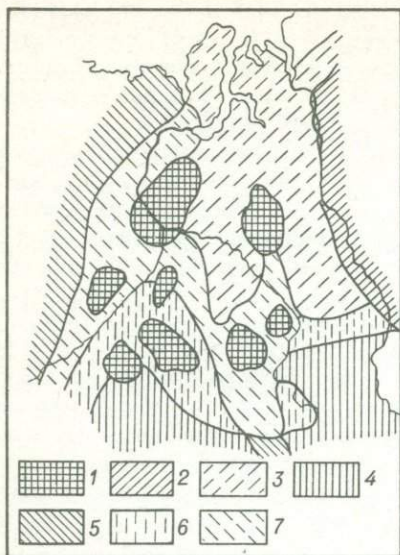


Рис. 4. Схема тектоники фундамента Западно-Сибирской молодой платформы. Составил И. Н. Казаков.

1 — тектонические выступы гранито-гнейсового фундамента древней панплатформы; 2 — Сибирская древняя платформа (включая складчатые байкалиды); 3 — участки Сибирской платформы, погребенные под мезозойско-кайнозойским платформенным осадочным чехлом; 4 — складчатые каледониды Казахстана и Алтае-Саянской области; 5 — складчатые герциниды Урала и Обско-Зайсанской области; 6—7 — участки этих областей, погребенные под мезозойско-кайнозойским квазиплатформенным чехлом.

древней платформы. Архейский и протерозойский фундамент последней, включая складчатые байкалиды, здесь, по-видимому, трансгрессивно перекрывается пологозалегающим палеозойским платформенным чехлом, который выше постепенно сменяется мезозойско-кайнозойским покровом Западно-Сибирской квазиплатформы. В больших центральной, западной и южной частях Западно-Сибирской квазиплатформы в составе фундамента преобладают различно ориентированные удлиненные каледонские и герцинские складчатые сооружения типа обрамляющих на западе герцинид Урала и на юге каледонид и герцинид Казахстана и Алтае-Саянской области. Между ними вклиниваются крупные изометричной формы срединные массивы типа Кокчетавского (рис. 4).

В составе Челябинского и других грабенов — тафрогеосинклиналей — обычно выделяются нижняя туринская и верхняя челябинская серии. Местами вся туринская серия или ее нижняя часть выпадают из разреза. Разрез туринской серии обычно начинается пестроцветными конгломератами и темно-серыми песчаниками и аргиллитами с пачками углей и траппов нижнего триаса. Общая мощность их достигает 500 м. Выше залегают мощные (до 600—1000 м) покровы траппов и их туфов с пачками песчаников и локально липаритов. В верхней части содержится также пачки углей среднего триаса. Завершается разрез туринской серии песчаниками, алевролитами и аргиллитами кейпера с пачками углей общей мощностью до 1000 м. Челябинская серия наиболее полно представлена лишь в Челябинском грабене. Разрез ее начинается здесь конгломератами рэта (150 до 500 м). Выше залегают угленосная коркинская свита песчаников, алевролитов, аргиллитов и углей рэта и лейаса мощностью до 1200 м. Завершается разрез серии пестроцветными алевролитами и горючими глинистыми сланцами лейаса (до 500 м).

Мощность осадочного чехла в центральной части Западно-Сибирской квазиplatformы возрастает с севера на юг от 3 до 5 км. При этом преимущественно прибрежно-морские терригенные отложения на севере к югу частично замещаются континентальными терригенными образованиями. Как уже отмечалось, мощность осадочного чехла на северо-востоке квазиplatformы возрастает до 10 км и более, по-видимому, за счет присутствия здесь в нижней части чехла палеозойских платформенных толщ. Осадочные толщи мезозоя и кайнозоя на преобладающей площади Западно-Сибирской квазиplatformы пробурены большим количеством разведочных на нефть глубоких скважин. Данные глубокого бурения и площадных электрокаротажных и сейсмических съемок позволяют довольно подробно выявить картину внутреннего строения мезозойско-кайнозойского чехла Западно-Сибирской квазиplatformы.

На севере, по южному побережью Обской губы, в основании чехла залегают морские аргиллиты верхней юры мощностью не менее 90 м. Выше они постепенно сменяются такими же аргиллитами (до 300 м) валанжинского яруса нижнего мела, перекрывающимися морскими глинами (до 250 м), а затем глинами и алевритами готеривского яруса (до 150 м). Баррему соответствуют песчаники с прослоями алевролитов и глинистых сланцев (до 300 м), апту — песчаники с прослоями алевролитов и глин (до 250 м), а альбу — глины с прослоями алевролитов (до 300 м). Морские отложения нижнего мела выше согласно сменяются также морскими алевритами с прослоями песков сеномана (до 150 м), а затем глинами турона (до 200 м).

Верхнеюрские аргиллиты в этом разрезе залегают на глубине всего около 1200 м. Восточнее же, в устье р. Таз, верхнеюрские битуминозные аргиллиты мощностью до 66 м вскрываются на значительно большей (до 3600 м) глубине. Разрез нижнего мела здесь начинается аргиллитами и алевритами (до 490 м), сменяемыми выше песками с пачками алевритов (до 550 м) валанжина. Готериву здесь соответствуют аргиллиты с пачками алевритов и песков общей мощностью до 200 м, баррему — пески (до 300 м), апту — пески, алевриты и глины (до 310 м) и альбу — алевриты, пески и глины (до 390 м). Верхний мел здесь представлен песками с пачками алевритов и глин общей мощностью до 220 м сеномана и морскими песками и глинами турона.

Если на южном побережье Обской губы кровля верхнего мела залегает на глубине 200 м, то в устье р. Таз она находится на глубине около 1100 м. Еще восточнее, в бассейне р. Мал. Хеты, морские аргиллиты волжского яруса верхней юры мощностью около 120 м залегают на глубине 2400 м. Разрез нижнего мела здесь начинается аргиллитами и песками (до 460 м) валанжина. Выше они согласно сменяются глинами, песками и алевритами (до 100 м) готерива, а затем — морскими песками баррема (до 280 м), песками, глинами и алевритами апта (до 220 м) и, наконец, глинами, песками и алевритами альба (до 270 м). Сеноманскому ярусу верхнего мела здесь отвечают морские пески с прослоями алевритов и глин (до 175 м), а турону — глины и алевриты (более 50 м). Кровля верхнемеловых отложений здесь залегает на глубине 650 м.

Таким образом, подошва и кровля мезозойских толщ северной части Западно-Сибирской квазиplatformы очень неровные. Обычно верхнеюрские отложения залегают на глубинах от 2,5 до 3 км. Местами же, например в устье р. Таз, они погружаются на глубины до 3,6 км. В то же время участки, например на южном побережье Обской губы, аргиллиты верхней юры поднимаются до глубины 1200 м. Глубина же залегания кровли верхнемеловых отложений варьирует в разных местах от 200 до 650 м.

Залегающие согласно выше отложения палеогеновой системы на севере Западно-Сибирской квазиplatformы представлены прибрежно-морскими опоками, диатомитами, опокovidными глинами, аргиллитами, глинами и кварцевыми песками мощностью от первых метров до первых сотен метров. Отложения же неогеновой и четвертичной систем здесь представлены также неравномерными по мощности (от первых метров до первых сотен метров) морскими и континентальными песками, глинами и алевроитами с пачками ледниковых и флювиогляциальных отложений.

Если в преобладающей по площади центральной части Западно-Сибирской квазиplatformы представлен полный непрерывный разрез мезозоя, начиная с юры, и кайнозоя с характерным для него очень пологим, преимущественно горизонтальным, залеганием, то в сравнительно нешироких краевых моноклизах наблюдается постепенное сокращение всего разреза, с выпадением из него все более молодых членов по мере приближения к обрамляющим поднятиям. Углы падения слоев в западной — Зауральской — и южной — Северо-Казахстанской — моноклизах обычно не превышают 1—1,5°, а в восточной — Приенисейской — моноклизе достигают 3—4°.

Подводя итог вышеизложенной характеристике внутреннего строения Западно-Сибирской квазиplatformы, следует отметить, что в составе преимущественно терригенных морских толщ мезозоя и кайнозоя в северных районах значительно развиты, особенно в толщах палеогена, подчиненные пачки кремнистых пород (опок, опокovidных глин, диатомитов и др.) и практически отсутствуют карбонатные осадки. В южном направлении постепенно кремнистые образования выклиниваются и в составе преимущественно терригенных толщ появляются, а затем увеличиваются в количестве прослой карбонатно-терригенных и меньше карбонатных осадков. Наибольшее количество их (мергелей, известковистых глин и меньше известняков) отмечается на юго-западе Западно-Сибирской квазиplatformы, и особенно к юго-западу, в пределах Тургайского прогиба, соединявшего в мезозое и кайнозое морские бассейны Западно-Сибирской квазиplatformы с таковыми Скифско-Туранской квазиplatformы. Для последней роль карбонатных отложений в составе мезозоя и кайнозоя возрастает еще больше. Эта особенность хорошо объясняется преимущественно кремнистым характером хемогенного осадконакопления из растворов охлажденных морских вод арктических бассейнов и преимущественно карбонатным хемогенным осадконакоплением из растворов теплых вод субтропических и тропических морских бассейнов.

Западно-Сибирская плита в целом представляет собой в структурном отношении единую обширную мегасинеклизу. В ее пределах, в центральной части, в междуречье Оби и Иртыша, выделяется крупная Васюганская мегантеклиза. К ней приурочены крупнейшие в Западной Сибири Сургутский

и Нижневартовский своды. Площадь каждого из них достигает 30 тыс. км². В наиболее приподнятых участках этих сводов фундамент плиты располагается на глубинах около 2 км и менее. Своды в свою очередь подразделяются на несколько десятков сравнительно небольших нередко нефтегазоносных валов и куполов. В целом Васюганская антеклиза отличается большой нефтегазоносной продуктивностью в пределах Западно-Сибирской плиты.

В целом своды значительно приподняты над соседними понижениями Западно-Сибирской плиты. При этом интенсивность их поднятия постепенно возрастает сверху вниз по разрезу. Так, например, амплитуда поднятия фундамента в пределах Сургутского свода по сравнению с соседними понижениями составляет 1200 м, марьяновской свиты верхней части юры и нижней части нижнего мела несколько превышает 500 м, верхнемеловых отложений около 100 м, а чеганской свиты палеогена не более 70 м. В пределах Нижневартовского свода амплитуда поднятия соответственно составляет для фундамента около 1300 м, марьяновской свиты верхней части верхней юры и нижней части нижнего мела около 550 м, люлинворской свиты палеогена около 35 м, а чеганской свиты олигоцена около 0. Если размеры сводов достигают 300×180 км, то размеры валов и куполов варьируют от 130×40 до 10×6 км; углы падения их склонов от 1—2 до 4—5°.

Васюганская антеклиза к югу сменяется менее крупной Омской синеклизой, южный склон которой переходит в Северо-Казахстанскую моноклизу. К северу от Васюганской антеклизы выделяется крупнейшая в Западной Сибири Ханты-Мансийская мегасинеклиза [8, 9, 31].

ПРИКАТАЗИАТСКАЯ КВАЗИПЛАТФОРМА

Прикатазиатская квазиплатформа расположена на юго-востоке Китая, в пределах провинции Фуцзянь, юго-восточной окраины провинции Цзянси и юго-восточной части провинции Гуаньдун. В структурном отношении ее северо-западная окраина наложена на юго-восточный край Южно-Китайской древней платформы, а преобладающая остальная часть — на складчатые сооружения каледонид Катазии. Платформенный чехол этой квазиплатформы построен в основном пологозалегающими отложениями девона, карбона и перми и меньше мезозоя и кайнозоя.

В основании платформенного чехла обычно залегают континентальные, в значительной мере красноцветные песчаники и конгломераты с пачками аргиллитов нижнего и меньше среднего девона мощностью 500—1000 м и более. Нередко их относят к красноцветной молассе катазиатских каледонид. Континентальные отложения на уровне среднего девона часто замещаются прибрежно-морскими песчаниками, глинистыми сланцами и известняками (мощностью до 300 м). Наиболее широко распространенные верхнедевонские известняки (до 500 м) знаменуют собой максимум морской трансгрессии. Отложения нижнего карбона представлены не повсеместно, преимущественно континентальными и меньше паралическими угленосными терригенными и карбонатно-терригенными отложениями. Более широко распространенные отложения среднего и верхнего карбона сложены прибрежно-морскими кварцитами с прослоями глинистых сланцев общей мощностью

до 100 м и вышележащими фузулиновыми известняками мощностью от нескольких метров до 100 м. Нижняя пермь представлена морскими известняками Чийся с остатками брахиопод и кораллов (до 300 м). Местами среди них встречаются пачки кремней, а также осадочных руд марганца и фосфоритов. В основании верхней перми залегают темно-серые глинистые сланцы с остатками морской фауны (100—300 м). Выше они согласно сменяются песчаниками и глинистыми сланцами с пачками углей с остатками флоры, а затем глинистыми сланцами с прослоями песчаников (100—250 м) с остатками морской фауны и наземной флоры поздней перми. Таким образом, отложения верхней перми являются в основном паралическими и в значительной мере угленосными. На юге, в пределах Восточного Гуаньдуна, морские и паралические отложения пермской системы замещаются преимущественно континентальными пестроцветными угленосными песчано-глинистыми толщами (до 3700 м).

В Центральном и Южном Фуцзяне триасу соответствуют морские глинистые сланцы и известняки (до 250 м), а юре — преимущественно континентальная угленосная песчано-глинистая толща (до 500 м). Отложения меловой системы в нижней части представлены прибрежно-морскими аргиллитами и глинами (от нескольких метров до 500 м), в средней — покровами риолитов и их туфами (до 1000 м), а в верхней — паралическими и континентальными глинами, галечниками и песками с остатками филлопод и флоры (более 1000 м). Меловым риолитам здесь комагматичны интрузии дьяншанских гранитов.

Локально в межгорных впадинах залегают красноцветные континентальные пески, галечники и глины палеогена и неогена общей мощностью до 700 м, выше обычно сменяемые покровами базальтов. В долинах рек развиты аллювиальные отложения четвертичных террас, а в предгорьях — морены четвертичного оледенения.

ВЫВОДЫ

Анализ материалов по тектонике молодых платформ и мезозойско-кайнозойских прогибов и впадин в пределах древних платформ показывает, что в мезозое и кайнозое на краях древних платформ Лавразии и в соседних участках денудированных палеозойских складчатых сооружений развивались крупные области платформенного прогибания, сопряженные с обширными участками поднятия и размыва в пределах приподнятых районов палеозойских складчатых сооружений и в центральных частях древних платформ.

Обычно считается, что молодые платформы, в отличие от древних платформ с архейским и протерозойским фундаментом, развиваются на обширных погруженных участках денудированных более молодых преимущественно палеозойских складчатых сооружений. Типичным примером молодой платформы такого типа является Западно-Сибирская квазиплатформа, представляющая собой молодую плиту, наложенную на северо-западную часть Центральноазиатского палеозойского складчатого пояса. Большая южная и юго-восточная территории этого пояса, включающие каледониды и герциниды Казахстана, Алтае-Саянской складчатой области, Монголии и соседних

территорий Северного Китая, в мезозое и кайнозое представляли собой приподнятый размывавшийся молодой щит.

Проведенный анализ новейших геологических данных показывает, что гетерогенный фундамент Западно-Сибирской плиты включает в себя помимо палеозойских складчатых сооружений на востоке обширную западную окраину Сибирской древней платформы, а в центральных частях — крупные срединные массивы, представляющие собой реликты древней платформы. Аналогичная картина наблюдается и в приподнятой южной и юго-восточной частях квазиплатформы, т. е. в пределах молодого щита. Кроме того, на северо-востоке поднятие молодого щита включает в себя также юго-восточную окраину Сибирской древней платформы — Алданский, Становой, Муйский, Хамардабанский, Шарыжалгайский и другие древние щиты.

В других квазиплатформах Лавразии (Примексиканской, в западно-европейских, Скифско-Туранской и Прикатазиатской) обширные участки молодых плит обычно наследуют палеозойские плиты древних платформ и их крупных срединных массивов среди палеозойских складчатых сооружений. Лишь отдельные участки последних вовлекались в погружение, и они превращались в фундамент молодых платформ. Кроме того, в большинстве случаев границы между молодыми платформами и соседними с ними участками мезозойско-кайнозойского погружения древних платформ обычно с поверхности ничем не проявляются и являются чисто условными, так как их проводят на большой глубине по геофизическим данным. Такие постепенные переходы с условными глубинными границами наблюдаются по северо-западной окраине Примексиканской квазиплатформы, где мезозойско-кайнозойский осадочный чехол последней постепенно сменяется мезозойско-кайнозойскими толщами западной окраины Северо-Американской древней платформы, по северной окраине Скифско-Туранской квазиплатформы, где мезозойско-кайнозойский осадочный чехол последней постепенно сменяется мезозойскими и кайнозойскими толщами Причерноморской впадины южного склона Украинского щита и Прикаспийской синеклизы юго-восточной окраины Русской древней платформы, а также между квазиплатформами Западной Европы и юго-западной окраиной Русской древней платформы — Северо-Германской плитой. Таким образом, выясняется, что молодые платформы тесно связаны с древними платформами Лавразии и составляют наряду с ними и залегающими между ними неширокими палеозойскими складчатыми сооружениями один из трех основных элементов общей структуры Лавразии.

Как будет видно из содержания следующей главы, Гондвана в отличие от гетерогенной Лавразии в течение всего неогена представляла собой обширную, соизмеримую с Лавразией, единую древнюю платформу, характеризовавшуюся резко выраженным геократическим режимом. Остальные характерные для Лавразии геоструктурные элементы (геосинклинали и складчатые области неогена и молодые платформы в пределах Гондваны) практически не представлены. Молодые платформы Восточной Австралии (бассейны Большой Артезианский, Муррей и Дарлинг) на преобладающей площади развивались на денудированных каледонидах Лахланской складчатой области, входящей уже в состав Тихоокеанского тектонического мегапояса. Лишь западная окраина Большого Артезианского бассейна в мезозое

и кайнозой унаследованно развивалась в теле палеозойской плиты Австралийской древней платформы.

Мезозойско-кайнозойский осадочный чехол молодых платформ и соседних молодых бассейнов в пределах древних платформ Лавразии обычно представлен преимущественно прибрежно-морскими и меньше континентальными терригенными толщами, в то время как палеозойские плиты древних платформ сложены в основном карбонатными и карбонатно-терригенными отложениями протерозоя и палеозоя. Это прежде всего объясняется, по-видимому, большей ролью размывавшихся поднятий в пределах Лавразии в мезозое и кайнозое по сравнению с протерозоем и палеозоем. Кроме того, большое значение, очевидно, имел палеоклиматический фактор. Если в среднем и позднем протерозое и палеозое, когда Северный полюс, вероятно, располагался в северной половине современного Тихого океана, постепенно смещаясь со временем от экватора к северу, в Лавразии господствовали тропические и субэкваториальные климатические условия, способствовавшие повышенной роли хемогенного карбонатного осадконакопления из растворов морских вод, то в мезозое и кайнозое, когда положение Северного полюса постепенно приближалось к современному, преобладающие северные площади Лавразии располагались в основном в пределах арктического и умеренного климатических поясов, в которых хемогенное карбонатное осадконакопление из растворов морских вод было крайне незначительным и постепенно снижалось к северу, сменяясь преимущественно хемогенным кремнистым осадконакоплением. Это обусловило появление в северных районах Лавразии, помимо преобладающих терригенных толщ, кремнистых образований: опок, диатомитов, опоковидных глин и др. В южном направлении в составе отложений мезозоя и кайнозоя постепенно уменьшалось количество холоднлюбивых кремнистых образований и затем происходило их выклинивание. В южных частях Лавразии, в основном в пограничной полосе с тектоническим мегапоясом Тетис, в преимущественно кластических терригенных прибрежно-морских и меньше континентальных отложениях мезозоя и кайнозоя появляется и постепенно в южном направлении увеличивается в количестве примесь хемогенного карбонатного материала. В самых южных районах, уже в пределах тропической зоны, например в штатах Джорджия и Флорида США, в мелу и в кайнозое в открыто-морских условиях накапливались почти исключительно хемогенные карбонатные осадки.

ТЕКТОНИКА ДРЕВНИХ ПЛАТФОРМ ГОНДВАНЫ

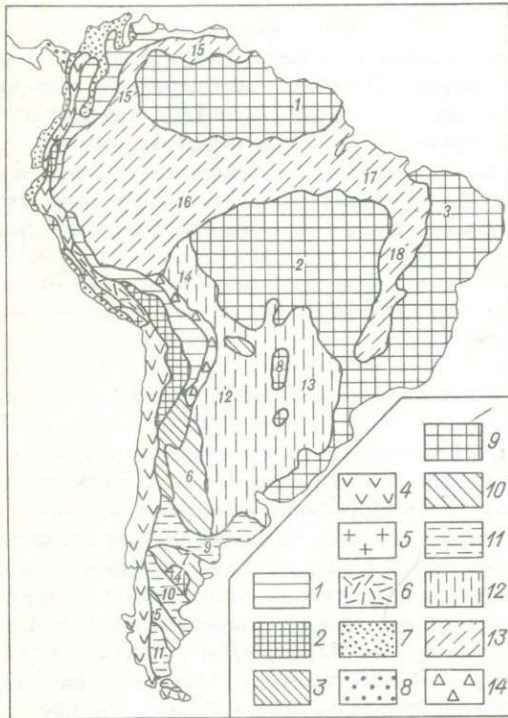
К реликтам некогда единой обширной древней платформы Гондвана в настоящее время относятся пять древних платформ Южного полушария: Южно-Американская, Аравийско-Африканская, Индостанская, Австралийская и Антарктическая, разделенные крупными акваториями новейших океанов — южной части Атлантического и Индийского. Ниже на основе анализа новейших опубликованных геологических материалов приводится характеристика тектоники этих древних платформ.

ЮЖНО-АМЕРИКАНСКАЯ ПЛАТФОРМА

В составе Южно-Американской древней платформы выделяются на севере и в центральной части три крупных щита: Гвианский, Западно-Бразильский и Восточно-Бразильский, а на юге — три массива (антеклизы): Сьерра-Пампа, Патагонский и Десеадо. Между щитами и массивами располагаются крупные синеклизы. На севере, к западу от Гвианского щита, выделяется синеклиза Сельвас, южнее, между Гвианским и Западно-Бразильским щитами, — крупнейшая в Южной Америке Амазонская синеклиза. Между Западно-Бразильским и Восточно-Бразильским щитами расположены синеклизы (с севера на юг): Паранаибо (Мараньон), Сан-Франсиску и Парана; к западу от Западно-Бразильского щита — синеклиза Бени-Чако, а к югу от этого щита — синеклиза Гран-Чако, южнее, между массивом Сьерра-Пампа на западе и небольшим массивом южных сьерр Буэнос-Айреса на юго-востоке, — синеклиза, Пампы и еще южнее, между массивом Сьерра-Пампа на севере и Патагонским массивом на юге, — синеклиза Рио-Негро, а между Патагонским массивом на севере и массивом Десеадо на юге — синеклиза Чубут. На западной окраине Южно-Американской древней платформы, у подножия Анд, протягивается в субмеридиональном направлении неширокая зона приандских перикратонных прогибов, включающая охарактеризованную в первой книге при описании складчатых сооружений Анд Субандскую зону (рис. 5) [1978 г.].

На восточной окраине Южно-Американской древней платформы, в прибрежной с Атлантическим океаном полосе, в пределах Восточно-Бразильского щита, выделяется серия приатлантических небольших перикратонных грабенов. Среди них крупнейшими являются (с севера на юг):

Рис. 5. Тектоническая схема Южной Америки. Составил И. Н. Казаков.



1—8 — геоструктурные зоны Анд: 1 — Восточные и Центральные Кордильеры; 2 — Альтиплано; 3 — Прикордильеры; 4 — Западные Кордильеры Перу, Эквадора и Колумбии, Береговые, Западные и Патагонская Кордильеры Южно-Чилийско-Аргентинских Анд; 5 — Перуанский (Андский) батолит; 6 — вулканическое нагорье Юго-Восточного Перу; 7 — кайнозойская прибрежная равнина и межгорные впадины; 8 — кайнозойские складчатые сооружения; 9—14 — Бразильская платформа; 9 — щиты; 10 — антеклизы; 11 — синеклизы, выполненные преимущественно морскими отложениями верхнего ордовика, девона и карбона; 12 — синеклизы, выполненные в основном континентальными, в том числе ледниковыми, отложениями верхнего палеозоя; 13 — синеклизы, выполненные преимущественно мезозойскими и кайнозойскими континентальными отложениями, 14 — Субандская зона

Цифры на схеме. 1—3 — щиты: 1 — Гвианский, 2 — Западно-Бразильский, 3 — Восточно-Бразильский; 4 — Патагонский массив; 5—7 — антеклизы: 5 — Южно-Патагонская, 6 — Сьерра-Пампа, 7 — Северо-Патагонская; 8 — массив Мату-Гроссу; 9—18 — синеклизы: 9 — Рио-Негро, 10 — Сан-Хорхе, 11 — Байя-Гранде, 12 — Гран-Чако, 13 — Парана, 14 — Бени-Чако, 15 — Льянос-Паранаибо (Мараньон), 18 — Сан-Франсиску.

Хакбарф, Апоги, Карири, Пернамбуко-Параибо, Сержипи, Сержипи-Алагуас, Эспириту-Санту, Кампо, Таубатэ и Сан-Паулу.

Гвианский щит построен в основном архейскими толщами, среди которых выделяется нижний, по-видимому катархейский, комплекс гнейсов, чарнокитов, мигматитов, амфиболитов, гранулитов, кварцитов и интрузий кварцевых диоритов и гранодиоритов с возрастом около 4 млрд. лет и верхний комплекс гнейсов, кварцитов, гондитов (марганцевых руд) и итабиритов (железистых руд), прорываемых интрузиями метаморфизованных гипербазитов, габброидов и гранодиоритов с возрастом около 2,6 млрд. лет. Среди них в узких шовных зонах залегают интенсивно дислоцированные мощные толщи метаморфических преимущественно зеленых сланцев нижнего протерозоя с возрастом около 2 млрд. лет. По латерали они замещаются менее дислоцированными и метаморфизованными толщами конгломератов, кварцитов, аркозовых песчаников и глинистых сланцев значительно меньшей (порядка 2,6 км) мощности, резко несогласно залегающих на архейском фундаменте. Последние имеют субплатформенный облик и включают силлы долеритов с возрастом также около 2 млрд. лет. Локально на архейском и нижнепротерозойском фундаменте резко несогласно полого залегают красноцветные кварцевые песчаники, конгломераты и аргиллиты серии Рораима. В верхней части эта серия содержит мощные покровы базальтоидов траппового типа. Ранее эту серию обычно относили условно (по аналогии с южными районами Южно-Американской древней платформы) к верхнему триасу. В последнее время абсолютный возраст прорывающих серию Рораима субплатформенных малых интрузий долеритов и ортофиоров определяется в 1,7 млрд. лет, что соответствует среднему протерозою.

Западно-Бразильский щит сложен в основном нерасчлененными архейскими и нижнепротерозойскими гнейсами, кристаллическими и метаморфическими сланцами, филлитами и кварцитами, прорываемыми гранитоидными интрузиями с возрастом около 1,9 млрд. лет. Локально, в наложенных впадинах Западно-Бразильского щита, архейско-нижнепротерозойский фундамент перекрывается сравнительно пологозалегающими отложениями флишеподобного типа с пачками кварцитов и известняков группы Куйяпе общей мощностью несколько километров. Выше залегают тиллиты мощностью до 1 км, трансгрессивно перекрываемые известняками и доломитами (до 2 км), которые выше постепенно сменяются метаморфическими сланцами и филлитами (до 2 км), а затем красноцветными алмазоносными песчаниками (до 5 км). Последние прорываются малыми интрузиями гранитов и гранит-порфиров с абсолютным возрастом около 600 млн. лет.

В пределах Восточно-Бразильского щита в крупных гнейсовых куполах выходят гранито-гнейсы и гнейсы архея с абсолютным возрастом более 2,5 млрд. лет. Архейские толщи резко несогласно перекрываются залегающей между гнейсовыми куполами серией Риу-дас-Вельяс нижнего протерозоя, построенной конгломератами, кварцитами, доломитами, филлитами, гондитами и итабиритами, прорываемыми интрузиями с возрастом около 1,9 млрд. лет. В локально развитых резко наложенных на архейские и нижнепротерозойские образования впадинах залегают средне-верхнепротерозойская серия Минас-Жерайс. В ее основании выделяется толща конгломератов, выше постепенно сменяемая толщей кварцитов и песчаников, затем

метаморфических сланцев и, наконец, итабиритов и доломитов. Общая мощность серии достигает 5—7 км. Она прорывается малыми интрузиями гранитов и пегматитов с возрастом около 1,1 млрд. лет. Слабометаморфизованная и дислоцированная серия Минас-Жерайс резко несогласно перекрывается пологозалегающими косослонистыми кварцитами и кварцевыми песчаниками, прорываемыми интрузиями гранитов с возрастом 500 ± 100 млн. лет.

В крупных тектонических выступах в средних частях массивов Сьерра-Пампа, Патагонского и Десеадо обнажаются архейские и нижнепротерозойские гнейсы, мигматиты, кристаллические сланцы и амфиболиты. В краевых частях этих массивов архейско-нижнепротерозойский фундамент резко несогласно перекрывается толщами филлитов и кварцитов с пачками метаморфизованных граувакк, известняков и покровами базальтоидов траппового типа. Они прорываются интрузиями гранитоидов с возрастом 500 ± 100 млн. лет. В пределах массива Сьерра-Пампа выделяется серия наложенных впадин, сложенных мощными континентальными терригенными, в том числе угленосными, толщами карбона, перми и триаса.

Синеклизы, приандийские перикратонные прогибы и приатлантические перикратонные грабены заполнены преимущественно континентальными и меньше прибрежно-морскими отложениями среднего и верхнего палеозоя, мезозоя и кайнозоя. Разрезы этих платформенных отложений характеризуются большой прерывистостью с выпадением крупных стратиграфических подразделений.

Древнейшие палеонтологически охарактеризованные отложения верхнего рифея, кембрия и ордовика известны в основном на западной окраине Южно-Американской древней платформы, в пределах приандийских перикратонных прогибов. Они распространены далеко не повсеместно, главным образом на северо-западе Аргентины, на востоке Боливии и Колумбии, непосредственно к востоку от Восточных Кордильер Анд. В Северо-Западной Аргентине и Юго-Восточной Боливии на докембрийском фундаменте резко несогласно полого залегают пестроцветные косослонистые кварцевые песчаники с прослоями глинистых сланцев Тилькара мощностью от 800 до 2200 м. В восточном направлении мощность их постепенно снижается до 100 м, а затем эти слои полностью выклиниваются. В их верхней части обнаружены остатки беззамковых брахиопод, свидетельствующие об их, по-видимому, кембрийском возрасте. Нижняя же часть этих слоев, вероятно, соответствует верхнему рифею. Они трансгрессивно перекрываются маломощными терригенными отложениями с остатками ордовикской фауны. Южнее, в пределах Прикордильер Западной Аргентины, в основании платформенного чехла залегают известняки мощностью более 1000 м с остатками трилобитов среднего и позднего кембрия и раннего и среднего ордовика. В Восточных Кордильерах Колумбии, к северо-западу от г. Урибе, встречаются глыбы известняков с остатками среднекембрийских трилобитов.

В Северо-Восточном Перу, в бассейне верхнего течения р. Амазонки, известны граптолитовые сланцы среднего ордовика. Это древнейшие горизонты платформенного чехла запада Амазонской синеклизы. На остальной (большей) площади этой синеклизы и в пределах других синеклиз Южно-Аме-

риканской платформы разрез чехла обычно начинается с отложений силура или девона. Иногда, правда, в их основании условно выделяются конгломераты, переходящие вверх в песчаники и глинистые сланцы с прослоями известняков и покровами базальтоидов траппового типа рифейского и раннепалеозойского возраста.

В крупнейших синеклизах — Амазонской, Паранаибо, Параны и Пампы — в основании разреза платформенного чехла обычно выделяются прибрежно-морские кварцевые песчаники, глинистые сланцы и известняки с остатками фауны силура мощностью от 100 м до нескольких сотен метров. На них согласно, а нередко трансгрессивно непосредственно на фундаменте залегают конгломераты и песчаники, сменяемые выше песчанистыми алевролитами и известняками с остатками фауны раннего и среднего девона, мощность которых от первых сотен метров до 3000 м. Морские отложения по латерали нередко замещаются континентальными. В составе девонских толщ присутствуют также покровы базальтоидов траппового типа.

На Фолклендских (Мальвинских) островах непосредственно на метаморфических толщах и гранитоидах докембрия трансгрессивно полого залегают кварцевые конгломераты, сменяемые выше кварцитами, а затем песчаниками с прослоями глинистых сланцев общей мощностью более 2 км с остатками морской фауны раннего девона. Выше залегают континентальная толща глинистых сланцев, кварцитов и песчаников мощностью до 750 м с остатками растений среднего девона. Они трансгрессивно перекрываются верхнекаменноугольными ледниковыми отложениями.

Отложения верхнего девона, нижнего и среднего карбона на большей части Южно-Американской древней платформы либо отсутствуют, либо представлены континентальными терригенными, частично угленосными толщами. Лишь в пределах Амазонской синеклизы и синеклизы Паранаибо развиты лагунные и прибрежно-морские пестроцветные карбонатно-терригенные отложения с пачками гипсов, ангидритов и каменной соли средне-позднепенсильванского возраста. Мощность их в Амазонской синеклизе достигает 1 км, а в синеклизе Паранаибо — 200 м.

В южной половине Южно-Американской древней платформы, в пределах синеклиз Парана, Бени-Чако, Гран-Чако и Пампа, широко распространены завершающие разрез платформенного чехла преимущественно континентальные терригенные толщи верхнего палеозоя и мезозоя, соответствующие системам Гондваны и Карру Индии и Африки. Толщи верхнего палеозоя обычно объединяются в группу Туборао. Начинается разрез этой группы преимущественно ледниковыми отложениями подгруппы Итараре. Она построена в основном ледниковыми моренами, флювиогляциальными отложениями, аллювиальными песками и глинами с остатками флоры позднего карбона. Общая мощность подгруппы Итараре достигает 1300 м. В ее составе выделяются две угленосные толщи, по-видимому, межледникового типа, общей мощностью до 300 м. Подгруппа Итараре выше сменяется также мощной подгруппой Гуарто, сложенной континентальными песчаниками, переслаивающимися с глинистыми сланцами и алевролитами, вероятно, также позднекаменноугольного возраста.

Пермской системе здесь соответствует группа Пассадуа. В нижней части ее залегают сравнительно маломощные битуминозные глины, глинистые

сланцы, алевролиты и песчаники. Выше они сменяются более мощными пестроцветными алевролитами, а затем красноцветными косослоистыми песчаниками. Общая мощность пермских отложений 100—600 м в южных сьеррах Буэнос-Айреса. На Фолклендских островах мощность толщ верхнего палеозоя достигает 3 км.

К мезозою здесь относится группа Санбенто. Разрез ее начинается красноцветными косослоистыми песчаниками с остатками флоры позднего триаса, а завершается мощной толщей толентовых базальтов траппового типа с линзами песчаников с остатками флоры поздней юры и раннего мела. Толща траппов содержит силлы и дайки липаритоидов и долеритов с абсолютным возрастом от 126 млн. лет (нижний мел) до 57—82 млн. лет (верхняя часть верхнего мела и палеоцена). Обычно возраст трапповой толщи определяется в пределах поздней юры и раннего мела. Она широко представлена в синеклизах Парана, Паранаибо и на востоке Амазонской. Мощность толщи 600—1800 м.

Отложения нижнего и среднего триаса на преобладающей территории Южно-Американской древней платформы отсутствуют, свидетельствуя о крупных эпейрогенических поднятиях Южно-Американской платформы в это время. Лишь в синеклизе Паранаибо развиты красноцветные аргиллиты и песчаники с прослоями известняков и гипсов с остатками флоры и рыб раннего и среднего триаса. Начавшееся в раннем триасе общее поднятие Южно-Американской древней платформы продолжалось почти непрерывно в течение всего триаса и юры. Лишь в пределах синеклизы Парана локально встречаются эоловые красноцветные косослоистые песчаники и аргиллиты, условно относимые либо к нижнему, либо к верхнему триасу. В юго-восточной части синеклизы Парана известны также озерно-аллювиальные отложения с остатками флоры среднего триаса. Достоверно верхнетриасовые континентальные красноцветные песчаники встречаются лишь в отдельных грабенах в пределах массива Сьерра-Пампа.

Верхнекаменноугольные ледниковые отложения подгруппы Итараре обычно трансгрессивно залегают либо на девонских платформенных толщах, либо непосредственно на отполированной ледниками поверхности архейского фундамента. Завершающая разрез мезозойской группы Санбенто трапповая толща верхней юры — нижнего мела тоже трансгрессивно залегают чаще всего непосредственно на толщах верхнепалеозойской группы Тубарао, а местами на локально развитых континентальных красноцветных терригенных отложениях триаса.

В пределах крупнейшей Амазонской синеклизы континентальные терригенные отложения верхнего девона выше согласно сменяются лагунными карбонатно-терригенными и эвапоритовыми образованиями нижнего карбона, а затем прибрежно-морскими и лагунными карбонатно-терригенными и эвапоритовыми толщами среднего и верхнего карбона. Общая мощность каменноугольных отложений 500—900 м. Пермской системе, триасу, мелю и догеру здесь отвечает континентальная толща красноцветных, пестроцветных и реже угленосных песчаников, алевролитов и глинистых сланцев, мощность которой меняется в разных местах от 700 до 6500 м.

На востоке Амазонской синеклизы выше в разрезе выделяется трапповая толща верхней юры и нижнего мела, которая к западу, по-видимому,

замещается преимущественно континентальными терригенными отложениями. Завершается разрез платформенного чехла Амазонской синеклизы континентальными терригенными отложениями мела и кайнозоя мощностью до 700 м.

Фундамент древней платформы на большей части Амазонской синеклизы залегает на глубинах 4—5 км. Местами же, например в грабене Маражу, скважины глубиной до 4 км вскрывают только еще верхнемеловые отложения. Мощность же только четвертичных отложений в этом грабене достигает 3 км. Углы падения отложений верхнего мела и кайнозоя в этом грабене возрастают до 1—3°.

Своеобразный характер разреза платформенного чехла наблюдается в синеклизе Паранаибу. Фундамент здесь погружен на глубину около 3,5 км. В основании чехла выделяются маломощные прибрежно-морские преимущественно терригенные отложения силура, девона и нижнего карбона. Углы падения слоев в них местами достигают 5°. Пенсильваний, пермь, триас и, по-видимому, нижняя часть юры здесь представлены морскими и лагунными карбонатными, карбонатно-терригенными и эвапоритовыми толщами с пачками континентальных терригенных отложений. Максимальная общая мощность их достигает 2600 м. Выше залегает трапповая толща верхней юры и нижнего мела. Обычно пологозалегающие ее структуры местами осложнены куполами с довольно крутыми углами падения крыльев (до 25°).

В синеклизе Парана фундамент местами погружен на глубину до 4 км. В наиболее погруженных участках этой синеклизы в основании разреза платформенного чехла залегают преимущественно прибрежно-морские терригенные и меньше карбонатно-терригенные отложения силура, нижнего и среднего девона. Большая часть разреза платформенного чехла здесь представлена мощными (до 1,5—2 км) континентальными терригенными толщами верхнего карбона и перми, местами, в локальных поднятиях, залегающими непосредственно на архейском фундаменте. Выше локально развиты условно триасовые красноцветные континентальные терригенные отложения. Завершается разрез платформенного чехла очень широко (практически повсеместно) распространенной мощной (до 1,8 км) трапповой толщей верхней юры и нижнего мела.

В пределах синеклизы Пампа фундамент погружен на глубины до 3—4 км. Большая часть мощности слагающего ее платформенного чехла приходится на долю отложений среднего и верхнего палеозоя. В основании разреза чехла здесь залегают сравнительно маломощные прибрежно-морские терригенные и меньше карбонатно-терригенные толщи силура, нижнего и среднего девона. Верхний девон и нижний карбон обычно выпадают здесь из разреза, свидетельствуя о воздымании и размыве синеклизы в это время. Мощные преимущественно континентальные терригенные толщи верхнего палеозоя залегают трансгрессивно с размывом на прибрежно-морских отложениях силура и нижнего — среднего девона или непосредственно на докембрийском фундаменте. В течение мезозоя и палеогена осадконакопления здесь на большей части синеклизы не происходило. Завершается разрез чехла трансгрессивно залегающими обычно непосредственно на палеозойских толщах континентальными терригенными отложе-

ниями неогена. Южные сьерры Буэнос-Айреса построены также преимущественно средне- и верхнепалеозойскими толщами еще большей (до 5 км) мощности. В триасе они были полого дислоцированы. Средне-позднепалеозойский прогиб южных сьерр Буэнос-Айреса, по-видимому, в структурном отношении соответствует внутриплатформенному авлакогену.

В небольших приатлантических перикратонных грабенах фундамент обычно погружен на большую (более 4 км) глубину. Местами в основании платформенного чехла в них залегают прибрежно-морские и меньше континентальные терригенные, частично карбонатно-терригенные, толщи девона и нижнего карбона мощностью до 1,5—2,5 км. На них или непосредственно на фундаменте залегают очень мощные (до 3—4 км) лагунно-континентальные и прибрежно-морские преимущественно песчано-глинистые и меньше карбонатные, нередко нефтегазоносные, толщи меловой системы, в основании обычно содержащие остатки фауны титонского яруса верхней юры. Участками в них содержатся пачки фосфоритов. Обильные позднеюрские и раннемеловые базальтоидные — трапповые излияния и последующая меловая морская трансгрессия в пределы приатлантических перикратонных грабенов, по-видимому, были связаны с началом формирования южной части Атлантического океана.

Значительно отличаются от вышеохарактеризованных синеклизы южной части Южно-Американской древней платформы — Рио-Негро и Чубут. Они заполнены в основном мощными (до нескольких километров) преимущественно континентальными терригенными толщами мезозоя, залегающими трансгрессивно непосредственно на докембрийском фундаменте. На западной окраине синеклизы Рио-Негро, в пределах впадины Неукен, так же как и в соседней Прикордильере Южно-Американских Анд, непосредственно на докембрийском фундаменте или местами на складчатых среднепалеозойских толщах резко несогласно трансгрессивно полого залегают мощные преимущественно континентальные осадочно-вулканогенные толщи перми, мезозоя и кайнозоя. В составе верхней юры и нижней части нижнего мела преобладают морские терригенные и карбонатно-терригенные отложения, в верхней части нижнего мела сменяемые вновь континентальными песчаниками и аргиллитами. Общая мощность толщ верхней юры и нижнего мела обычно превышает 1100 м. Верхний мел представлен исключительно континентальными песчаниками и аргиллитами мощностью более 1400 м [14, 15, 21, 33, 36, 39, 62, 79, 80, 81, 87].

АРАВИЙСКО-АФРИКАНСКАЯ ПЛАТФОРМА

На преобладающей площади Аравийско-Африканской древней платформы распространены приподнятые щиты — выступы и массивы древнего фундамента. Среди них выделяются выступы архейского и нижне-среднепротерозойского фундамента, а также удлиненные средне-рифейские — кибарские и позднерифейские — катангские складчатые системы. Менее распространены, преимущественно на севере, крупные синеклизы, заполненные пологозалегающим платформенным чехлом. Верхняя возрастная граница фундамента и нижняя граница платформенного чехла

значительно варьируют в разных местах от раннего протерозоя до позднего рифея.

Выступы фундамента наиболее широко представлены в южной, центральной и восточной частях Аравийско-Африканской платформы. Наиболее широко здесь распространены выступы архейского фундамента обычно изометричной формы: Трансваальский, Родезийский, Танганьикский, Касаи, Центральнаяафриканский, Камерунский, Дагомейско-Нигерийский и Леоно-Либерийский. На востоке здесь развит широкий, удлинённый в субмеридиональном направлении на несколько тысяч километров Мозамбикский ранне-среднепротерозойский складчатый пояс. В его составе присутствуют также выступы архейского фундамента, которые в настоящее время пока невозможно индивидуализировать. На юго-западе Африки, западнее Трансваальского выступа архейского фундамента, выделяется обширная ранне-среднепротерозойская складчатая система Кейс, которая, скорее всего, представляет собой выступ архейского фундамента, переработанный ранне- и среднепротерозойскими тектоническими процессами. Аналогичная ранне-среднепротерозойская складчатая система Лимпопо, представляющая собой тектонически омоложенный выступ архейского фундамента, располагается на юго-востоке Африки между Трансваальским и Родезийским выступами архейского фундамента. Между архейскими массивами, Дагомейско-Нигерийским на востоке и Леоно-Либерийским на западе, в пределах Ганы, Берега Слоновой Кости, Верхней Вольты и частично Гвинеи, среди более древних архейских и более молодых среднепротерозойских и рифейских толщ широко распространены складчатые сооружения нижнепротерозойской метаморфической бирримской серии.

На западе Южной Африки, преимущественно в пределах Конго, выделяются неширокие, линейно вытянутые преимущественно в субширотном и восток-северо-восточном направлениях среднерифейская Кибарская и позднерифейская Катангская складчатые системы, построенные слабометаморфизованными и дислоцированными в основном осадочными толщами. Вдоль западного побережья Южной Африки в субмеридиональном направлении протягивается сходная с ними рифейская Западно-Конголезская складчатая система.

Вышеохарактеризованные территории Южной и Центральной Африки обычно выделяются в качестве единого обширного Южно-Африканского щита. На преобладающей площади этого щита на поверхность выходят породы архейского фундамента, среди которых в узких шовных зонах распространены удлинённые раннепротерозойские, среднепротерозойские и рифейские складчатые системы.

Локально выделяются резко наложенные на архейский и реже протерозойский складчатый фундамент синеклизы, построенные пологозалегающим протерозойским и фанерозойским платформенным чехлом. Среди них крупнейшей является Конголезская синеклиза. Из более мелких следует отметить Кимберлийскую синеклизу, наложенную на архейские образования Трансваальского массива, синеклизы Карру и Калахари. Возрастной объём платформенного чехла в них значительно варьирует. Наиболее полный объём (от среднего протерозоя до кайнозоя) имеет платформенный чехол крупнейшей Конголезской синеклизы. Кимберлийская синеклиза построена в основ-

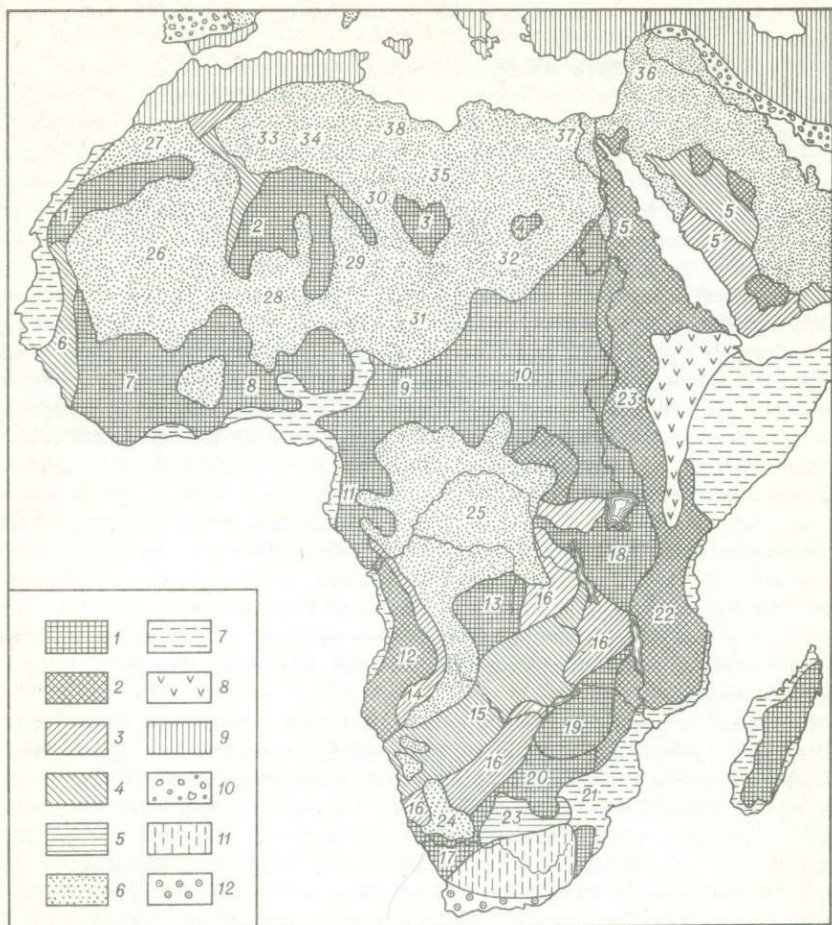


Рис. 6. Тектоническая схема Аравийско-Африканской платформы. Составил И. Н. Казаков.

1—2 — выступы фундамента: 1 — архейского и нижнепротерозойского, 2 — нижне- и среднепротерозойского; 3—4 — складчатые системы: 3 — среднерифейские, 4 — позднерифейские; 5—8 — платформенные чехлы: 5 — нижне-среднепротерозойский, 6 — верхнепротерозойский (местами включает средний протерозой) — фанерозойский, 7 — мезозойско-кайнозойский (местами включает средний протерозой) — фанерозойский, 8 — молодые (неоген-четвертичные) платобазальтовые покровы; 9 — альпийские складчатые области; 10 — краевые прогибы; 11 — позднепалеозойско-мезозойская впадина Карру; 12 — Капская герцинская складчатая система.

Цифры на схеме. 1—5, 7—13, 18—19, 21 — массивы: 1 — Регибатский, 2 — Туарегский, 3 — Тибестийский, 4 — Ахагарский, 5 — Нубийско-Аравийский, 7 — Леоно-Либерийский, 8 — Дагомейско-Нигерийский, 9 — Камерунский, 10 — Центральноафриканский, 11 — Шайю, 12 — Бэнгуэла, 13 — Касаи, 18 — Танганьикский, 19 — Родезийский, 21 — Трансваальский; 6, 14—15, 17, 20 — складчатые системы: 6 — Сенегальская, 14 — Западно-Конголезская, 15 — Домаро-Катарская, 17 — Кейс, 20 — Лимпопо; 16, 22 — складчатые пояса: 16 — Намакваленд-Кибарский, 22 — Мозамбикский; 23—37 — синеклизы: 23 — Кимберлийская, 24 — Кахлахари, 25 — Конго, 26 — Таудени, 27 — Танзеруф, 28 — Малийско-Нигерийская, 29 — Вольта, 30 — Мурзук, 31 — Чад, 32 — Северо-Суданская, 33 — Агемур-Мундир, 34 — Полиньяк, 35 — Восточно-Сахарская, 36 — Синайско-Сирийская, 37 — Нубийско-Синайская; 38 — Триполитанская антеклиза.

ном протерозойскими платформенными толщами. В синеклизе Карру наиболее широко распространены почти исключительно верхнепалеозойские и мезозойские континентальные толщи одноименной системы Карру. В синеклизе же Калахари развиты почти исключительно молодые континентальные преимущественно золотые отложения верхнего мезозоя и кайнозоя. Кроме того, на западе Южно-Африканского щита выделяются небольшие синеклизы — Мали-Нигерская и Вольта.

На крайнем юге Африки, к югу от синеклизы Карру и складчатой системы Кейс, выделяется своеобразная Капская герцинская складчатая система, построенная слабодислоцированными нормальноосадочными континентальными и прибрежно-морскими толщами среднего палеозоя. По своему типу она, скорее всего, приближается к внутриплатформенным авлакогенам.

Преимущественно значительно погруженная Северная Африка, исключая ее северо-западную оконечность — альпийские складчатые сооружения Атласа, и Аравийский полуостров обычно выделяются в качестве единой обширной Аравийско-Сахарской плиты. В отличие от приподнятого Южно-Африканского щита в пределах Аравийско-Сахарской плиты резко преобладают синеклизы, построенные пологозалегающим преимущественно фанерозойским платформенным чехлом. Среди них воздымаются небольшие массивы — выступы докембрийского преимущественно архейского и нижнепротерозойского фундамента (с запада на восток): Регибатский, Туарегский, Тибестийский, Ахагарский и Нубийско-Аравийский. На западной окраине плиты выделяется также субмеридионально ориентированная Сенегальская рифейская складчатая система. Среди преобладающих на площади плиты синеклиз крупнейшими являются (в основном с запада на восток): Таудени, Танзеруф, Мурзук, Чад, Северо-Суданская, Агемур-Мундир, Полиньяк, Восточно-Сахарская, включающая на севере Триполитанскую антеклизу, Нубийско-Синайская и Синайско-Сирийская (рис. 6).

Переходя к характеристике стратиграфии и тектоники архейских и протерозойских образований Южно-Африканского щита, следует отметить, что в Южной Африке в отличие от других территорий Земли, исключая некоторые районы Канадского щита и в первую очередь район Великих озер, в составе архейских толщ значительно представлены слабометаморфизованные и неметаморфизованные нормальноосадочные и вулканогенные образования, прорываемые гранитоидными интрузиями с абсолютным возрастом до 3,5 млрд. лет. Крупные гранитные массивы архея и тесно связанные с ними широкие поля глубиннометаморфических и контактово-метасоматически измененных гранито-гнейсов и гнейсов обычно слагают преобладающие площади Южно-Африканского щита. Слабометаморфизованные и неметаморфизованные осадочные и вулканогенные образования архея, имеющие постепенные переходы к глубинным метаморфическим гнейсам, развиты на сравнительно небольших участках.

Наилучшей геологической изученностью отличается массив Трансвааль. В его пределах резко преобладают гранитоиды и меньше гранито-гнейсы и гнейсы архея с абсолютным возрастом от 3 до 3,5 млрд. лет. Среди них в сравнительно небольших останцах сохранились слабометаморфизованные толщи архея. В их составе выделяются разделенные крупным перерывом в осадконакоплении и угловым несогласием нижняя система Свазиленд

и верхняя — Барбертон, или Модис. Первая построена различными базальтоидными или липаритоидными лавами и их туфами, кварцитами, джеспилитами, глинистыми сланцами, граувакковыми песчаниками и гравелитами; вторая сложена конгломератами, переходящими вверх в кварциты и граувакки. Обе эти системы прорваны интрузиями гипербазитов, габброидов, гранитоидов и гнейсо-гранитов с абсолютным возрастом от 2700 до 3490 млн. лет, что соответствует примерно абсолютному возрасту крупных архейских массивов гранитоидов.

На архейских толщах массива Трансвааль резко несогласно залегают платформенные образования нижнего и среднего протерозоя, слагающие платформенный чехол Кимберлийской синеклизы.

В основании протерозойского платформенного чехла Кимберлийской синеклизы залегают конгломераты и песчаники, сменяемые выше покровами риолитов и андезитов и их туфами системы Доминион-Риф. Они трансгрессивно перекрываются очень мощной (до 8 км) системой Витватерсранд, построенной золотоносными конгломератами, гравелитами, кварцитами и глинистыми сланцами с пачками тиллитов, джеспилитов и покровами базальтоидов и долеритов траппового типа.

Завершающие разрез системы Доминион-Риф андезиты, дациты и кварцевые порфиры имеют возраст около 2800 млн. лет, что обычно соответствует еще позднему архею. Возраст же силлов долеритов системы Витватерсранд превышает 2960 млн. лет. Трансгрессивно перекрывающие систему Витватерсранд покровы андезитов и диабазов с пачками липаритоидов и туфов системы Вентерсдорп характеризуются абсолютным возрастом 2300 ± 100 млн. лет.

Выше системы Вентерсдорп после самого крупного в разрезе платформенного чехла Кимберлийской синеклизы перерыва в осадконакоплении залегают широко распространенная в пределах этой синеклизы система Трансвааль. В ее основании залегают грубозернистые песчаники, гравелиты и конгломераты с пачками базальтоидов траппового типа, выше сменяемые доломитами и доломитовыми известняками. Общая мощность нижней части системы Трансвааль достигает 2 км, верхняя часть этой системы сложена кварцитами и джеспилитами мощностью более 1 км. Система Трансвааль также трансгрессивно перекрывается кварцитами и глинистыми сланцами с пачками тиллитов, покровами андезитов и фельзитов с их туфами серии Претория мощностью до 5 км.

Системы Трансвааль и Претория прорываются крупными удлиненными массивами бушвелдского комплекса. В его составе обычно выделяются интрузивные породы трех фаз внедрения. К первой фазе относятся перидотиты, хромитовые пироксениты, нориты и анортозиты, ко второй — габброиды с рудами титаномагнетита и к третьей — граниты и гранофиры (возраст 1950 ± 50 млн. лет). До получения радиометрических данных абсолютного возраста три нижние системы (Доминион-Риф, Витватерсранд и Вентерсдорп) считались раннепротерозойскими, а верхние система Трансвааль и серия Претория — позднепротерозойскими при двучленном делении протерозойской группы. Согласно же новейшим данным выясняется, что верхние система Трансвааль, серия Претория и прорывающие их интрузии бушвелдского комплекса отвечают раннему протерозою, в то время как

нижние две системы — Доминион-Риф и Витватерсранд — скорее всего являются архейскими, а третья система — Вентерсдорп по возрасту соответствует самой верхней части архея и нижней — нижнего протерозоя. Таким образом, можно предполагать, что в пределах Трансваальского массива возрастная граница между фундаментом и протерозойским платформенным чехлом проходит не на рубеже архея и протерозоя, а значительно ниже, в пределах архейской группы.

Платформенные толщи верхнего архея и нижнего протерозоя и массивы прорывающих их интрузий бушвелдского комплекса трансгрессивно перекрываются системой Лоскоп, выше согласно сменяемой системой Уотедерк. Эти две системы сложены преимущественно красноцветными песчаниками, кварцитами, глинистыми сланцами и конгломератами с пачками долеритов траппового типа и липаритоидов, возраст которых 1290—1450 млн. лет. Эти системы прорываются также наиболее древними в Африке алмазоносными кимберлитовыми трубками (1750 млн. лет). На этом основании системы Лоскоп и Уотедерк относятся к среднему протерозою. Общая мощность этих двух систем превышает 1 км. Они прорываются также типично субплатформенными щелочными и нефелиновыми сиенитами, монцонитами и титаноносными карбонатами (возраст 1290 ± 130 млн. лет). На этом завершается классический разрез типично платформенных осадочных и вулканогенных толщ верхнего архея, нижнего и среднего протерозоя Трансваальского массива.

Расположенная западнее Трансваальского массива складчатая система Кейс построена неравномерно метаморфизованными и дислоцированными кристаллическими, метаморфическими сланцами, амфиболитами, джеспилитами и кварцитами, прорванными интрузиями гранитоидов и гнейсовидных гранитов с абсолютным возрастом, чаще всего превышающим 2700 млн. лет, что соответствует позднему архею. Кроме того, встречается также значительное количество омоложенных гранитоидов (1000—1200 млн. лет), в связи с чем можно говорить о среднерифейской тектонической и интрузивной переработке складчатой системы Кейс. В сравнительно небольших межгорных впадинах этой складчатой системы залегают мощные (более 5 км) толщи континентальных красноцветных конгломератов и песчаников, выше согласно перекрываемые субаэральными покровами андезитов и кварцевых порфиров и их туфов.

Выделяемая между Трансваальским и Родезийским архейскими массивами раннепротерозойская складчатая система Лимпопо построена в основном гнейсами и гранито-гнейсами, прорываемыми гранитоидами и пегматитами преимущественно с абсолютным возрастом около 2 млрд. лет. Локально сохранились также гнейсо-граниты и пегматиты с реликтивными датировками абсолютного возраста, превышающими 3 млрд. лет и, следовательно, соответствующими глубокому архею.

Родезийский массив построен тремя умеренно и слабометаморфизованными архейскими системами. Нижняя — себаквийская система сложена умеренно метаморфизованными кварцитами, джеспилитами и покровами базальтоидов. Они прорваны интрузиями гипербазитов и гранитоидов. В основании несогласно на булавайской системе залегают мощные базальные конгломераты, сменяемые выше покровами андезитов, дацитов и их ту-

фами, а также пачками джеспилитов, известняков и кварцитов. Базальные конгломераты этой системы прорываются гранитоидами с абсолютным возрастом около 3 млрд. лет. Завершается разрез архея здесь также резко несогласно залегающей выше шамвайской системой. В ее составе выделяются аркозовые и граувакковые песчаники и конгломераты с пачками кварцитов, метаморфических и глинистых сланцев. Общая мощность шамвайской системы достигает 3 км. Она интенсивно дислоцирована и прорвана гранитоидными интрузиями с абсолютным возрастом около 2700 млн. лет. Среди архейских толщ Родезийского массива выделяется много небольших гранито-гнейсовых куполов, по-видимому представляющих собой наиболее древние образования первичной земной коры.

Среди архейских образований Родезийского массива залегает прорывающая их знаменитая Великая дайка. Длина ее достигает 500 км, а средняя ширина не превышает 5 км. Построена она пироксенитами, содержащими гистеромагматические месторождения меди, никеля и платины, и норитами. Возраст этих пород достигает 2600 млн. лет.

На востоке Родезийского массива выделяется резко наложенная на архейские толщи синеклизы, заполненная пологозалегающими красноцветными глинистыми сланцами, алеволитами, песчаниками и кварцитами с пачками известняков и доломитов и покровами базальтоидов траппового типа. Возраст трапповых долеритов определяется в 1600 млн. лет, свидетельствуя о среднепротерозойском или ранне-среднепротерозойском возрасте субплатформенной красноцветной толщи, слагающей эту синеклизу.

В основании разреза архейских толщ Танганьикского массива залегает, по-видимому, катархейская толща гнейсов и мигматитов. Выше она резко несогласно перекрывается умеренно метаморфизованными покровами базальтоидов и их туфами с пачками кварцитов, граувакковых песчаников, метаморфических сланцев и джеспилитов, прорываемых интрузиями гранодиоритов с абсолютным возрастом 2670 млн. лет. Выше резко несогласно залегает, вероятно, нижнепротерозойская субплатформенная толща конгломератов, гравелитов, метаморфических и глинистых сланцев, прорываемая гранитоидными интрузиями.

На юго-западе Танганьикского массива выделяется относимая также к нижнему протерозою система Убенди, построенная интенсивно дислоцированными гнейсами, чарнокитами и метаморфическими сланцами.

Архейский массив Касаи построен в основном различными гнейсами и гранито-гнейсами (возраст 2700 млн. лет). Локально они резко несогласно перекрываются кристаллическими сланцами и гнейсами (возраст 2000—2100 млн. лет), по-видимому соответствующими нижнему протерозою.

Восточная приподнятая половина о. Мадагаскар сложена преимущественно архейскими толщами. В их основании залегает андройская система гнейсов, гранулитов, кварцитов, мраморов, чарнокитов и мигматитов с абсолютным возрастом до 3020 млн. лет. Выше в разрезе архея выделяется толща графитистых кристаллических сланцев и гнейсов с пачками кварцитов и мраморов, а затем толща гнейсов, гранулитов, кристаллических и метаморфических сланцев, железистых кварцитов и амфиболитов (возраст 2600 млн. лет). Местами в наложенных впадинах незначительно распространены верхнепротерозойские мраморы и кварциты, прорываемые гранитоидными

интрузиями с абсолютным возрастом 1140 ± 70 млн. лет, и кварциты с пачками глинистых сланцев, прорываемые гранитоидами и пегматитами (возраст 600—650 млн. лет).

Мозамбикский складчатый пояс построен различно метаморфизованными метаморфическими и кристаллическими сланцами и меньше гнейсами и кварцитами, по-видимому, ранне-среднепротерозойского возраста. Среди них встречаются пока с трудом обособляемые крупные выступы архейских гнейсов, гранулитов и чарнокитов.

В Кении на архейских гнейсах резко трансгрессивно залегает, вероятно, ранне-среднепротерозойская серия Турока, сложенная графитовыми кристаллическими сланцами и мраморами с пачками гнейсов и кварцитов. В Мозамбике широко распространена, возможно, также ранне-среднепротерозойская мозамбикская система, представленная кристаллическими сланцами, гнейсами, кварцитами и мраморами. Датировки абсолютного возраста в этой системе, по-видимому, омоложенные и равняются 400—630 млн. лет.

В северной части Мозамбикского складчатого пояса, в районе Красного моря, преимущественным распространением пользуются гранито-гнейсы архея и нижнего протерозоя с возрастом не менее 2 млрд. лет. Среднему протерозою здесь соответствует мощная (до 9 км) толща кристаллических сланцев, в том числе графитистых, мраморов, кварцитов и конгломератов, которая выше постепенно сменяется еще более мощной (до 12 км) толщиной диабазов, кварцитов и метаморфических сланцев. Она прорывается интрузиями гранодиоритов и гнейсовидных гранитов (возраст около 1 млрд. лет). Выше резко несогласно залегает рифейская, возможно верхнерифейская, вулканогенная толща, построенная покровами андезитов, дацитов, трахитов, риолитов и их туфами, в нижней части с пачками кварцитов, аркозовых песчаников, граувакковых песчаников, конгломератов, мраморов и метаморфических сланцев. Общая мощность этой толщи 5—10 км. Она, так же как и нижележащие толщи, значительно дислоцирована и прорвана интрузиями гипербазитов, габброидов, диоритов и согласно надстроена толщиной глинистых сланцев, кварцитов, граувакковых песчаников и конгломератов, которая прорывается интрузиями щелочных гранитов (возраст около 750 млн. лет). В наложенных впадинах на неравномерно, но значительно дислоцированных и метаморфизованных толщах протерозоя резко несогласно залегают красноцветные песчаники с пачками строматолитовых известняков, в нижней части с покровами андезитов, дацитов, риолитов и их туфов. Они прорываются гранитами с абсолютным возрастом около 640 млн. лет и резко несогласно трансгрессивно перекрываются типично платформенными морскими карбонатно-терригенными отложениями кембрия и ордовика, прорываемыми субплатформенными интрузиями щелочных гранитов и сиенитов (возраст 530—480 млн. лет).

Таким образом, в этом наиболее представительном разрезе Мозамбикского складчатого пояса выделяются выступы архейского фундамента, интенсивно дислоцированные и метаморфизованные до гнейсов и кристаллических сланцев толщи нижнего протерозоя, неравномерно, но значительно дислоцированные и метаморфизованные до кристаллических и метаморфических сланцев толщи среднего протерозоя и слабодислоцированные и

метаморфизованные осадочно-вулканогенные образования верхнего протерозоя. Комплексы архея, нижнего и среднего протерозоя и рифея разделены крупными угловыми несогласиями и резко трансгрессивно перекрываются пологозалегающими платформенными морскими отложениями кембрия и ордовика.

Наиболее крупный Центральноафриканский архейский массив построен раннеархейскими гнейсами, кристаллическими сланцами, амфиболитами и чарнокитами (возраст до 3600 млн. лет). Среди них выделяются более молодые — позднеархейские гранитоиды и мигматиты.

На западе Африки, в Леоно-Либерийском массиве, наиболее широко распространены древние гранитоиды и гнейсо-граниты, среди которых залегают менее крупные останцы нижнего архея, представленного кристаллическими сланцами, кварцитами и амфиболитами (возраст около 3020 млн. лет). В отдельных останцах развиты также гнейсы, гнейсо-граниты и чарнокиты дагомейской системы позднего архея (возраст 2640 млн. лет). Сходный разрез архея наблюдается и в расположенных восточнее Дагомейско-Нигерийском и Камерунском выступах.

Между Леоно-Либерийским и Дагомейско-Нигерийским архейскими массивами, в пределах Ганы, Берега Слоновой Кости, Верхней Вольты и частично Гвинеи, широко распространены раннепротерозойские складчатые сооружения, построенные интенсивно дислоцированной бирримской серией. В нижней части она сложена филлитами, кварцитами, граувакковыми песчаниками, локально конгломератами, кристаллическими сланцами, в том числе графитистыми, с пачками метаморфизованных вулканических пород. Выше в ее составе выделяются метаморфизованные базальтоиды, липаритоиды и их туфы, граувакковые песчаники с пачками метаморфических сланцев и кварцитов. Максимальная мощность бирримской серии достигает 10—15 км. Она прорвана гранитоидами с абсолютным возрастом 2095 млн. лет.

Среднему протерозою здесь соответствует несогласно залегающая на бирримской серии тарквайская серия, сложенная конгломератами, железистыми песчаниками и кварцитами, гравелитами, филлитами и кварцитами общей мощностью до 3 км. Она прорывается гранитоидами с абсолютным возрастом 1645—1850 млн. лет.

В синеклизе Вольта резко несогласно на дислоцированных толщах нижнего и среднего протерозоя залегают верхнерифейские платформенные отложения, в составе которых выделяются (снизу вверх): кварцевые и кварц-полевошпатовые песчаники, конгломераты, алевролиты и аргиллиты (более 600 м); тиллитовидные конгломераты (250 м); пестроцветные аргиллиты и алевролиты с пачками песчаников, известняков и доломитов (до 650 м); аргиллиты, алевролиты и песчаники с пачками известняков (до 700 м); красноцветные косослоистые кварцевые и кварц-полевошпатовые песчаники (до 400 м). Завершается разрез платформенного чехла трансгрессивно залегающей на рифейских образованиях прибрежно-морской терригенной толщей ордовика мощностью до 2 км.

К востоку от синеклизы Вольта выделяется своеобразный Атакерский складчатый пояс, построенный слабодислоцированными мощными (до 8 км) толщами рифея и перекрывающими их отложениями ордовика, по составу

сходными с таковыми синеклизы Вольта. В отличие от последней в составе толщ ордовика здесь присутствуют пачки андезитов, базальтоидов и их туфов. И они прорваны малыми интрузиями гипербазитов. В генетическом отношении Атакерский складчатый пояс относится к внутриплатформенным авлакогенам.

Кибарская складчатая система построена слабодислоцированными и метаморфизованными конгломератами, кварцитами, аркозовыми песчаниками и глинистыми сланцами, выше сменяемыми известняками и доломитами. Они образуют два мегаритма общей мощностью более 10 км. Локально на них несогласно залегают покровы андезитов, базальтоидов и риолитов мощностью до 1 км. Они прорываются гнейсо-гранитами с абсолютным возрастом 1310 ± 40 млн. лет и более молодыми посторогенными интрузиями щелочных гранитов, сиенитов и нефелиновых сиенитов.

Юго-восточнее, в пределах Замбии, выделяются аналоги складчатых кибарид — ирумиды. К северо-востоку от г. Лусака в составе ирумид выделяются две разделенные несогласием толщи слабодислоцированных и метаморфизованных кварцитов и метаморфических сланцев общей мощностью до 10 км. Нижняя толща выделяется под названием системы Мува, а верхняя — серии Каланге. Эти толщи резко несогласно в межгорных впадинах перекрываются молассоидной серией Бемба, построенной кварцитами и конгломератами.

Если кибариды и их аналоги ирумиды построены в основном толщами нижнего рифея и частично среднего протерозоя, то в составе расположенных южнее складчатых сооружений катангид развиты также слабодислоцированные и метаморфизованные преимущественно осадочные толщи среднего и верхнего рифея. В их основании залегают кварциты серии Роан, выше сменяемые кварцитами, аргиллитами и доломитами, преобладающими в верхней части серий Катанга и Замбези. Эти три серии общей мощностью до 2 км трансгрессивно перекрываются очень мощной (до 10 км) терригенно-карбонатной и карбонатно-терригенной серией Кунделунгу. Складчатые катангиды прорваны интрузиями габброидов и гранитоидов с абсолютным возрастом 620 млн. лет.

Если кибариды и катангиды простираются в субширотном и восток-северо-восточном направлениях, располагаясь в основном на юге Конго, то вдоль побережья Атлантического океана в субмеридиональном направлении на несколько тысяч километров протягивается Западно-Конголезская рифейская складчатая система. На севере она обрамляет с запада синеклизу Конго. Южнее в нее торцово утыкаются Кибарская и Катангская складчатые системы. На юге Западно-Конголезская система ограничивает с запада синеклизу Калахари. Еще южнее, к северо-востоку от г. Кейптауна, она постепенно изгибается в восточном направлении, меняя свое преимущественно субмеридиональное простирание на субширотное и при этом постепенно погружаясь в восточном направлении под среднепалеозойские складчатые сооружения капской системы.

На юге Западно-Конголезской складчатой системы, в нижнем течении р. Оранжевой, в основании разреза этой системы залегают мощная (до 15 км) система Гариеп, сложенная ритмично переслаивающимися глинистыми сланцами, аркозовыми песчаниками и кварцитами с пачками мраморизованных

известняков, выше сменяемыми тиллитами, а затем базальтоидами траппового типа. Породы системы Гариеп прорываются гнейсовидными гранитами с абсолютным возрастом 1170 млн. лет, что позволяет сопоставлять ее по возрасту со складчатыми сооружениями кибарид и относить к раннему рифею или среднему протерозою — раннему рифею. Выше несогласно залегают серия Стинг-Фонтейн, построенная в нижней части мощными (до 700 м) конгломератами, а выше — косослоистыми кварцевыми песчаниками мощностью в несколько километров. Они в свою очередь перекрываются базальтоидными покровами и их туфами траппового типа, с которыми связаны силлы и дайки габбро-диабазов и долеритов. Завершается разрез рифейских складчатых сооружений системой Малмбери — глинистых сланцев, переслаивающихся с кварцитами, тиллитов и карбонатных пород с пачками базальтоидов траппового типа мощностью в несколько километров, прорываемыми гранитоидными интрузиями с абсолютным возрастом 535 ± 45 млн. лет, и системой Нама, по-видимому, вендского возраста, сложенной в основании тиллитами, а выше кварцитами, затем известняками, глинистыми сланцами и, наконец, красноцветными кварцитами общей мощностью до 2 км.

Севернее, к западу от синеклизы Калахари, в составе рифейских складчатых сооружений широко распространены слабодислоцированные и метаморфизованные толщи системы Гамарра общей мощностью до 10 км. В ее основании залегают кварциты, сменяемые выше известняками и доломитами, а затем метаморфическими сланцами, кварцитами и граувакками. Они прорываются гнейсовидными гранитами, граносиенитами и пегматитами с абсолютным возрастом около 600 млн. лет. Кроме того, среди них локально встречаются гранитоиды (1700 млн. лет) и анортозиты (1260 млн. лет), по-видимому соответствующие дорифейскому фундаменту.

Севернее в основании разреза складчатых сооружений Западно-Конголезской системы выделяется толща кристаллических сланцев, кварцитов, амфиболитов и мраморов, прорванная анортозитовыми интрузиями (1960 млн. лет). Она трансгрессивно перекрывается толщей железоносных кварцитов, метаморфических сланцев и амфиболитов. Выше по разрезу выделяется сходная с названной система Дамара, а затем конгломераты, тиллиты, кварцевые песчаники, глинистые сланцы, доломиты и известняки серии Кунделунгу.

Локально развитые среди обширных синеклиз Аравийско-Сахарской плиты сравнительно небольшие массивы дорифейского фундамента (Регибатский, Туарегский, Тибестийский, Ахагарский и Нубийско-Аравийский) построены преимущественно архейскими и меньше раннепротерозойскими гнейсами, кристаллическими сланцами и амфиболитами, прорываемыми интрузиями гипербазитов, габброидов и гранитоидов. Возраст верхнеархейских гранитоидов обычно превышает 2600 млн. лет, а нижнепротерозойских равен 1800—2000 млн. лет.

На архейском и нижнепротерозойском фундаменте местами в резко наложенных грабенах сравнительно полого залегают протоплатформенные толщи кварцитов, аркозовых песчаников, глинистых сланцев и конгломератов с пачками субаэральных липаритоидов. Локально они прорываются малыми субплатформенными интрузиями щелочных гранитов и риолитов.

Абсолютный возраст наиболее молодых гранитоидных интрузий достигает 650 млн. лет.

Переходя к характеристике геологии фанерозойского платформенного чехла Африки, следует отметить, что характер его строения и состава в локально развитых синеклизах Южно-Африканского щита резко отличается от такового в обширных синеклизах Аравийско-Сахарской плиты. В первых развиты преимущественно континентальные толщи палеозоя и мезозоя, разделенные крупными перерывами в осадконакоплении, обусловившими выпадение из разреза очень крупных стратиграфических подразделений. Во вторых же значительно представлены морские отложения фанерозоя, что является результатом неоднократных в течение палеозоя, мезозоя и кайнозоя морских трансгрессий с севера, из тектонического мегапояса Тетис. К югу морские отложения постепенно замещаются континентальными. При этом разновозрастные морские толщи распространяются на юг на различные расстояния, знаменуя собой изменение во времени роли морских трансгрессий в глубь Аравийско-Сахарской плиты.

Наиболее крупная в пределах Южно-Африканского щита синеклиза Конго сложена в основном субгоризонтально залегающими платформенными преимущественно континентальными отложениями рифея, верхнего палеозоя, мезозоя и кайнозоя. В их составе выделяются три крупных преимущественно непрерывных комплекса: рифейский, верхний палеозойско-нижнемезозойский и верхний мезозойско-кайнозойский, — разделенные крупными перерывами в осадконакоплении, обусловившими выпадение из разреза практически всего нижнего и среднего палеозоя и большей части юрской системы.

На северо-западе синеклизы Конго в основании платформенного чехла залегают нижнепротерозойская формация Франсвилль красноцветных песчаников и конгломератов с пачками базальтоидов траппового типа. Абсолютный возраст связанных с последними силлов и даек долеритов равен 1740 млн. лет. Можно полагать, что весь средний протерозой здесь выпадает из разреза, так как на нижнепротерозойских отложениях трансгрессивно залегают также преимущественно континентальные терригенные рифейские образования, на преобладающей площади синеклизы Конго залегающие трансгрессивно непосредственно на архейском фундаменте.

Рифейские континентальные толщи не образуют сплошного покрова во всей синеклизе Конго, полностью выпадая из разреза на крупных участках. Поэтому также неповсеместно распространенные нижние — верхнепалеозойские серии Двайка и Экка системы Карру трансгрессивно перекрывают либо непосредственно гнейсы и граниты архейского фундамента, либо континентальные толщи рифея. Серия Двайка представлена преимущественно ледниковыми отложениями верхнего карбона, а серия Экка — угленосными терригенными образованиями нижней перми.

Верхняя часть системы Карру, по возрасту соответствующая верхней перми, триасу и юре, на преобладающей площади синеклизы Конго выпадает из разреза. Лишь на востоке синеклизы нижнепермская серия Экка согласно перекрывается также континентальной угленосной пестроцветной терригенной серией Бофорт верхней перми.

Завершается разрез платформенного чехла в пределах синеклизы Конго мощной толщей преимущественно континентальных отложений верхнего мезозоя и кайнозоя. В ее основании трансгрессивно на более древних платформенных толщах залегают лагунные пестроцветные терригенные и меньше эвапоритовые образования верхней юры и нижнего мела. Выше они согласно сменяются верхнемеловыми континентальными песчаниками, а затем аллювиальными и озерными преимущественно терригенными отложениями кайнозоя. Наибольшая глубина погружения фундамента синеклизы Конго достигает 3,5 км.

На крайнем юге Африки выделяется своеобразная Капская герцинская складчатая система. Эта система построена дислоцированными полого трансгрессивно залегающими на архейском фундаменте или местами на протогеосинклинальных складчатых сооружениях преимущественно континентальными и меньше прибрежно-морскими терригенными толщами силурского и девонского возраста.

В основании Капской системы выделяются преимущественно континентальные косослончатые кварцевые песчаники, кварциты и аргиллиты серии Столовой Горы общей мощностью до 1200 м. По возрасту эта серия условно относится к силуру. В верхней ее части выделяется пачка филлитов небольшой мощности, по-видимому, позднесилурского — раннедевонского возраста. Выше эта серия согласно перекрывается ритмично переслаивающимися аргиллитами и кварцевыми песчаниками с остатками морской фауны раннего девона серии Оккевельд мощностью до 750 м. Завершается разрез Капской системы ритмично переслаивающимися кварцитами и аргиллитами с остатками флоры среднего девона (?) серии Виттеберг мощностью также до 750 м. В целом Капская система, мощность которой не превышает 3 км, представляет собой образования внутриплатформенного авлакогена. В позднем девоне и раннем карбоне эти образования испытали очень слабую складчатость.

К северу от складчатой системы капид располагается синеклиза Карру, нередко рассматриваемая в качестве предгорного краевого прогиба раннегерцинских горноскладчатых сооружений капид. Синеклиза Карру заполнена мощными (до 6—7 км) осадками одноименной системы Карру моложе палеозойско-мезозойского возраста. В ее основании обычно непосредственно на отполированной ледниками поверхности гранитов и гнейсов архея и меньше нижнего протерозоя залегают верхнекаменноугольные ледниковые отложения серии Двайка. В ее составе выделяются нижняя толща глинистых сланцев с пачками кварцитов верхнего карбона мощностью 120—425 м, средняя толщина ледниковых морен с пачками глинистых сланцев, содержащих отдельные рассеянные валуны древних гранитов и гнейсов, песчаников, конгломератов и известняков мощностью 100—300 м, и верхняя маломощная (порядка первых десятков метров) толща глинистых сланцев с пачками фосфоритов.

Серия Двайка согласно перекрывается серией Экка, построенной угленосными глинистыми сланцами с пачками доломитов. Мощность серии Экка 1—3 км. Выше также согласно залегают красноцветные и пестроцветные континентальные песчаники и аргиллиты с остатками рептилий

и глоссоптериевой флоры поздней перми и раннего триаса серии Бофорт, мощность которой 1300—3000 м.

Среднему триасу в пределах синеклизы Карру, по-видимому, отвечает перерыв в осадконакоплении, а верхнему триасу соответствует серия Стромберг, в составе которой выделяются (снизу вверх): песчаники с пачками аргиллитов и углей (300—600 м), красноцветные глинистые сланцы и песчаники с остатками флоры и динозавров (200—500 м), угленосные песчаники с остатками рыб и динозавров (80—120 м). Завершается разрез системы Карру преимущественно трапповыми — базальтоидными покровами и их туфами с пачками континентальных терригенных отложений с остатками флоры верхней части верхнего триаса и юры серии Стромберг мощностью до 1400 м. В отдельных грабенах синеклизы Карру встречаются маломощные морские и меньше лагунные и континентальные преимущественно терригенные отложения нижнего мела.

Система Карру широко распространена и в других синеклизах и наложенных впадинах Южно-Африканского щита. Отмечено значительное развитие преимущественно нижней — верхнепалеозойской части системы Карру в синеклизе Конго. Хорошие разрезы системы Карру известны также в наложенных впадинах по северной окраине Родезийского архейского массива. В среднем течении р. Замбези, так же как и в прототипе системы Карру, в ее основании выделяется серия Двайка, построенная в нижней части ледниковой мореной и тиллитами, в средней — континентальными песчаниками и в верхней — озерными красноцветными мергелями. Общая мощность серии Двайка 0—100 м. Выше она согласно сменяется нижнепермской угленосной песчано-глинистой серией Экка мощностью 30—180 м. Мощность залегающей выше лагунно-континентальной терригенной серии Бофорт позднепермского и раннетриасового возраста 800—1300 м. Верхнетриасовая серия Стромберг здесь представлена в нижней части песчаниками с прослоями мергелей (до 1500 м), а в верхней части — красноцветными песчаниками (до 1200 м). Завершают разрез системы Карру базальтоиды траппового типа преимущественно юрского возраста (до 320 м).

В районе Нижнего Шайра (Замбия) в составе системы Карру выше верхнекаменноугольных ледниковых отложений также выделяется нижнепермская угленосная серия Экка, мощность которой здесь возрастает до 650 м. На ней согласно залегают верхнепермские континентальные песчаники нижнего Бофорта (до 1300 м). Нижнетриасовые отложения верхнего Бофорта здесь представлены в нижней части красноцветными слоями (до 300 м), а в верхней — мергелями и песчаниками (до 650 м). Серии Штротмберг верхнего триаса соответствуют красноцветные песчаники (до 160 м), сменяемые выше юрскими трапповыми покровами (до 1100 м).

В целом мощность системы Карру во всех районах ее распространения в пределах Южно-Африканского щита значительно меньше, чем в ее стратотипе — синеклизе Карру, и обычно не превышает 3—4 км. Континентальные отложения системы Карру являются наиболее распространенными и типичными представителями фанерозойского платформенного чехла в пределах Южно-Африканского щита. Она хорошо сопоставляется по возрасту со сходными континентальными толщами системы Гондвана в Индии и их аналогами в Южной Америке, Австралии и Антарктиде. После заверше-

ния формирования юрских покровов трапповой формации в пределах Южно-Африканского щита, и в первую очередь в архейских массивах, происходили интенсивные поднятия, сопровождавшиеся в мелу образованием широко распространенных алмазонасных кимберлитовых трубок и малых интрузий оливиновых мелилитов, оливиновых нефелинитов, мончикитов и карбонатитов. *

Наиболее характерными для Аравийско-Сахарской плиты разрезами фанерозойского платформенного чехла, в которых чередуются по вертикали вклинивающиеся с севера, из мегапояса Тетис, морские и с юга, из Центральной Африки, континентальные толщи, являются разрезы Северной Сахары, в пределах Ливии и Восточного Алжира. В Восточном Алжире на архейском и меньше нижнепротерозойском фундаменте резко несогласно полого залегают докембрийские, по-видимому, рифейские и, возможно, частично среднепротерозойские, красноцветные песчаники с пачками конгломератов, выше постепенно переходящие в пестроцветные песчаники и глинистые сланцы общей мощностью до 2500 м. Выше они согласно сменяются косослоистыми песчаниками мощностью несколько сотен метров, условно относимыми к кембрию и ордовику. Среднему и верхнему ордовику здесь, очевидно, соответствуют преимущественно прибрежно-морские кварциты, переходящие выше в граптолитовые сланцы. Силур представлен сравнительно маломощными граптолитовыми глинистыми сланцами и песчаниками. К нижнему девону здесь относятся прибрежно-морские песчаники, аргиллиты и алевролиты, а к среднему — залегающие на них трансгрессивно также морские глинистые сланцы и известняки. Верхнему девону соответствуют также морские глинистые сланцы и песчаники, а турнейскому ярусу нижнего карбона — в нижней части известняки, в средней — песчаники, а в верхней — гониотитовые глинистые сланцы.

Таким образом, нижний и средний палеозой в Восточном Алжире представлены преимущественно морскими платформенными отложениями. Выше трансгрессивно залегают мощная толща в основном континентальных отложений с отдельными маломощными пачками прибрежно-морских образований средне- и позднекаменноугольного возраста. К пермской системе в Восточном Алжире относятся главным образом прибрежно-морские карбонатно-терригенные отложения.

На северном склоне массива Ахаггар на архейском фундаменте также резко несогласно полого залегают континентальная красноцветная толща докембрия мощностью до 2500 м. Она согласно перекрывается песчаниками кембрия и тремадокского яруса нижнего ордовика мощностью от 210 до 320 м. Выше после перерыва в осадконакоплении залегают прибрежно-морские кварцевые песчаники и глинистые сланцы ордовика мощностью от 50 до 200 м. Силуру здесь соответствуют граптолитовые глинистые сланцы мощностью от 100 до 700 м, а нижнему девону — песчаники и глинистые сланцы, мощность которых превышает 360 м.

Выше трансгрессивно залегают прибрежно-морская толща среднего — верхнего девона и нижнего карбона, мощность которых 720—800 м. В ее составе выделяются среднедевонские известняки и глинистые сланцы, верхнедевонские глинистые сланцы и песчаники и нижнекаменноугольные глинистые сланцы и песчаники с пачками известняков. Завершается

разрез палеозойского платформенного чехла здесь очень мощной (до 7350 м) континентальной терригенной толщей среднего и верхнего карбона, локально замещаемой маломощными (100—200 м) прибрежно-морскими и лагунными известняками, гипсами, ангидритами и доломитами.

Севернее в разрезе палеозоя резко возрастает до преобладания роль морских отложений. В Северной Сахаре, в пределах Восточного Алжира, на древнем фундаменте резко несогласно полого залегают непосредственно кембрийские и ордовикские песчаники и глинистые сланцы (300—520 м). Силур представлен глинистыми сланцами (400—600 м), нижний девон — песчаниками и аргиллитами, а средний и верхний девон — глинистыми сланцами, известняками и песчаниками. Верхнедевонские морские отложения трансгрессивно перекрываются также морскими песчаниками, доломитами и известняками каменноугольной системы. Последние выше согласно сменяются мергелями, известняками и доломитами нижней перми с пачками красноцветных глинистых сланцев и железистых песчаников. Верхняя пермь представлена также морскими известняками и песчаниками.

Восточнее, в пределах Ливии, на кристаллических и метаморфических толщах и гранитах фундамента резко несогласно полого залегают континентальная косослоистая грубообломочная конгломерато-песчаниковая толща (600—900 м), относимая к кембрию и ордовику. В верхней части этой толщи встречаются местами маломощные пачки морских глинистых сланцев среднего ордовика. Наиболее полно разрез фанерозойского платформенного чехла представлен в пределах синеклизы Мурзук. Мощность нижней континентальной терригенной толщи кембрия и ордовика 300—2000 м.

Согласно залегающие выше граптолитовые глинистые сланцы и песчаники силура в центральной части синеклизы Мурзук достигают мощности 300—500 м. На крыльях же синеклизы мощность их снижается местами до 30 м. Силурийские граптолитовые сланцы встречаются также и в значительно более южных районах, вплоть до синеклиз Чад и Мали-Нигерийской, свидетельствуя о широком распространении на юг силурийской морской трансгрессии. В составе девона на севере здесь резко преобладают морские глинистые сланцы и алевролиты мощностью до 1200 м с подчиненными пачками континентальных терригенных отложений. К юго-западу и югу они постепенно замещаются континентальными песчаниками мощностью не более 300 м с отдельными пачками морских отложений. Каменноугольные отложения здесь представлены, так же как и силурийские, почти исключительно морскими фациями. В их составе выделяются глинистые сланцы и алевролиты с пачками известняков общей мощностью 100—900 м. Каменноугольная морская трансгрессия, как и силурийская, распространялась далеко на юг Африки, до синеклиз Чад и Нигер-Малийской.

Пермь, триас, юра и нижний мел в пределах Ливии представлены нубийскими континентальными песчаниками, мощность которых 100—500 м. С севера в толщу нубийских песчаников на отдельных стратиграфических уровнях вклиниваются языки прибрежно-морских отложений, на южном окончании которых локально развиты лагунные образования эвапоритов.

К верхнему мелу на севере Ливии относятся почти исключительно морские известняки и доломиты небольшой мощности, локально замещаемые

мощными толщами темно-серых глинистых сланцев (например, в грабене Сирта), которые являются основными источниками нефти и газа. Кайнозой на севере, в прибрежной со Средиземным морем полосе, соответствуют сравнительно маломощные морские известняки и доломиты, в южном направлении местами замещаемые мощными (до 3300 м) преимущественно терригенными толщами. Последние локально замещаются менее мощными прибрежно-морскими карбонатными и лагунными эвапоритовыми образованиями. В южном направлении они постепенно сменяются континентальными терригенными отложениями. Фундамент в пределах синеклиз Аравийско-Сахарской плиты погружен местами на глубину от 4 до 9 км.

Западнее, в Северной Сахаре, в основном в пределах Туниса, Алжира и Марокко, отложения мезозойской группы представлены преимущественно прибрежно-морскими карбонатно-терригенными и меньше лагунными эвапоритовыми фациями. Местами в составе юры и мела преобладают карбонатные породы: известняки, доломиты и мергели. Общая мощность толщ мезозоя, в основном юры и мела, 700—2600 м.

В Восточно-Сахарской синеклизе в основании платформенного чехла залегают песчаники кембрия и ордовика, перекрываемые глинистыми сланцами силура общей мощностью 300—650 м. Девон представлен преимущественно прибрежно-морскими песчаниками с пачками глинистых сланцев общей мощностью 650—1950 м. Разрез палеозоя завершается мощной (до 1650 м) толщей алёвролитов карбона. Выше трансгрессивно залегает толща нубийских континентальных песчаников, мощность которой в разных местах 650—5900 м. Верхнему мелу здесь соответствуют известняки (300—650 м), а палеоцену — прибрежно-морские песчано-глинистые отложения (100—350 м). На этом заканчивается разрез платформенного чехла Восточно-Сахарской синеклизы. Фундамент в ее пределах погружен на глубины до 4,5—5 км.

На северо-востоке Аравийско-Сахарской плиты, в пределах так называемой Синайско-Сирийской дуги, вскрывается в основном верхняя часть платформенного чехла. В ее составе выделяются верхнеюрские известняки (до 300 м), нижнемеловые прибрежно-морские и лагунные аргиллиты и песчаники с пачками известняков и эвапоритов общей мощностью до 600 м, верхнемеловые известняки (500—1000 м) и палеоцен-эоценовые прибрежно-морские аргиллиты (до 800 м).

В Иордании вскрываются также более древние слои. В основании разреза платформенного чехла залегают прибрежно-морские карбонатно-терригенные отложения кембрия (до 400 м). Они трансгрессивно перекрываются нубийскими песчаниками (до 800 м). Выше вскрываются верхнемеловые и палеогеновые прибрежно-морские карбонатные и карбонатно-терригенные отложения (1400 м и более). Завершающие разрез чехла отложения неогена и четвертичной системы представлены преимущественно континентальными и меньше прибрежно-морскими образованиями мощностью в несколько сотен метров.

Восточная и западная окраины Африки в основном построены зонами периокеанических прогибов. Морские трансгрессии в пределы этих прибрежных зон в мезозое и кайнозое были связаны с образованием и последующим расширением Индийского и Атлантического океанов.

На северо-востоке Аравийско-Африканской древней платформы, в пределах Восточно-Аравийского и Аравийско-Сомалийского периокеанических прогибов, широко представлены морские толщи известняков, доломитов и мергелей мезозоя, эоцена и верхнего миоцена общей мощностью более 1500 м.

В Восточной Аравии в основании платформенного чехла локально развиты также морские отложения кембрия, ордовика, силура и нижнего девона.

На юге Восточной Африки, в пределах Западного Мадагаскара и Восточного Мозамбика, выше ледниковых континентальных угленосных и красноцветных терригенных, паралических и трапповых образований системы Карру залегают верхнеюрские и меловые морские известняки, мергели и песчаники (до 600—1000 м). Южнее развиты лишь прибрежно-морские терригенные отложения мела и кайнозоя. В их составе присутствуют отдельные пачки континентальных терригенных отложений, количество которых резко возрастает в западном направлении до преобладания в разрезе. Мощность континентальных толщ мела и кайнозоя возрастает до 3500 м.

На западном — Атлантическом побережье Африки, почти на всем его протяжении, широко представлены периокеанические прогибы, платформенный фундамент в пределах которых погружен на большие (до 6—11 км) глубины. Они заполнены в основном прибрежно-морскими карбонатно-терригенными и терригенными и меньше лагунными эвапоритовыми образованиями мела, местами начиная с верхней юры, и кайнозоя.

Эти мезозойско-кайнозойские приатлантические периокеанические прогибы в большинстве случаев закладывались на рифейских складчатых сооружениях Сенегальской системы (к западу от Сахары) и Западно-Конголезской системы, а по берегам Гвинейского залива — непосредственно на архейском и меньше нижнепротерозойском фундаменте Леоно-Либерийского, Дагомейско-Нигерийского и Камерунского массивов или на мало-мощных палеозойских платформенных толщах Мали-Нигерийской синеклизы.

На востоке Африки, западнее прииндийских периокеанических прогибов, выделяется широко известная уникальная рифтовая система, к которой относятся новейшие крупные грабены озер Восточной Африки: Ньяса, Танганьика, Виктория, Альберт и др., а также грабен Красного моря.

С этой рифтовой системой связаны обильные неоген-четвертичные субаэральные излияния базальтов плато и меньше связанных с ними трахитов и трахито-андезитов. В результате образовались крупные лавовые — базальтовые плато, крупнейшим из которых является Эфиопское. Мощность этих молодых преимущественно базальтовых покровов достигает 1—2 км [3, 4, 11, 12, 16, 18, 22, 26, 32—34, 38, 40—42, 47—51, 55, 63, 73—75, 77, 86, 90, 92, 95, 96, 98].

ИНДОСТАНСКАЯ ПЛАТФОРМА

Большая южная и юго-восточная часть Индостанской древней платформы представляет собой обширный щит, в пределах которого приподняты и выведены на дневную поверхность архейский фундамент и меньше ранне- и среднепротерозойские складчатые сооружения.

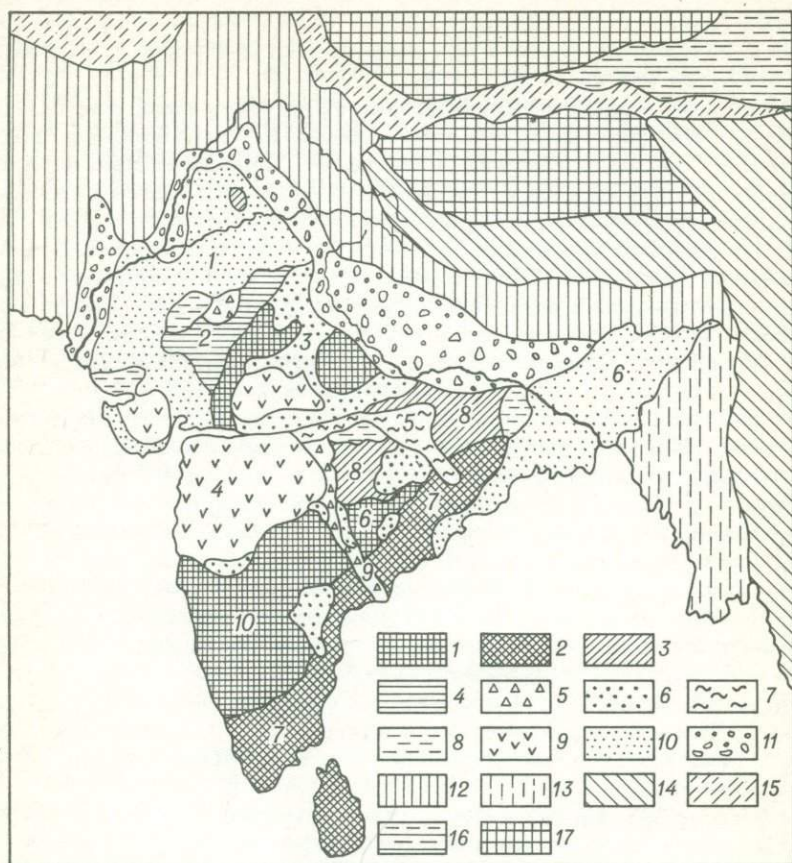


Рис. 7. Тектоническая схема Индостанской платформы. Составил И. Н. Казаков.

1—4 — фундамент Индостанской платформы: 1 — архейский, 2 — нижнепротерозойский, 3 — среднепротерозойский (сатпурский), 4 — позднепротерозойский (байкальский); 5 — краевые прогибы; 6—10 — структурные этажи чехла Индостанской платформы: 6 — рифейско-раннепалеозойский, 7 — позднепалеозойский (раннегондванский), 8 — меловой, 9 — трапповый, 10 — кайнозойский; 11 — Предгималайский краевой прогиб; 12 — альпийские складчатые сооружения Гималайского сектора Альпийско-Гималайского складчатого пояса; 13 — Бирманская кайнозойская складчатая область; 14 — мезозонды Юго-Восточной Азии; 15 — герциниды и 16 — каледониды Центральной Азии; 17 — Тибетский и Таримский средние массивы Центральной Азии.

Цифры на схеме. 1—6 — синеклизы: 1 — Раджастанская, 2 — Потварская, 3 — Виндийская, 4 — Деканская, 5 — Прадешская, 6 — Бангладешская; 7—8 — складчатые области: 7 — Восточно-Гатская, 8 — Сатпурская; 9 — грабен Годавари; 10 — Дхарварский массив.

Большая южная часть этого щита — Дхарварский массив — построена преимущественно архейскими толщами (рис. 7).

В пределах Дхарварского массива к нижнему архею относятся бенгальские гнейсы с пачками кристаллических сланцев, гранито-гнейсы Бунденкунда и чарнокиты. Верхнему архею соответствуют, по-видимому, резко несогласно залегающие на гнейсах основания, значительно слабее и неравномерно дислоцированные и метаморфизованные толщи группы Дхарвар. В нижней части этой группы представлены преимущественно различные метаморфические сланцы, в том числе и зеленые сланцы, по латерали местами замещающиеся более интенсивно метаморфизованными кристаллическими сланцами и гнейсами, амфиболиты и железистые кварциты. Среди них присутствуют пачки кварцитов и сравнительно слабоизмененные покровы диабазов, риолитов, кварцевых порфиров, фельзитов, сопровождающиеся пачками туфов. В верхней части развиты слабоизмененные конгломераты, кварциты, алевролиты, железистые кварциты и залегающие среди них силлы амфиболитов и пачки кристаллических известняков.

Преобладающая территория расположенного непосредственно к юго-востоку от Дхарварского массива (о. Шри-Ланка) построена архейскими толщами гнейсов и чарнокитов с пачками амфиболитов, силлиманитовых и гранат-биотитовых кристаллических сланцев.

В пределах северо-восточной половины щита обычно выделяются южная — Восточно-Гатская и северная — Сатпурская преимущественно раннепротерозойские складчатые области. Они построены интенсивно дислоцированными и метаморфизованными толщами различных кристаллических сланцев и гнейсов с пачками железистых кварцитов и кондолитов. По аналогии с другими щитами Земли можно предполагать, что преобладающие их площади представляют собой более или менее переработанные раннепротерозойскими тектоническими процессами архейские массивы. Среди них в нешироких удлинённых шовных зонах, по-видимому, расположены протогеосинклинальные складчатые системы.

Непосредственно к северо-западу от Дхарварского массива среди преимущественно погруженной северо-западной части Индостанской древней платформы из-под платформенного чехла воздымаются более молодые, возможно, среднепротерозойские Аравалийская и Делийская складчатые системы. Они построены слабодислоцированными (местами значительно и неравномерно) и практически неметаморфизованными или слабо метаморфизованными песчаниками и глинистыми сланцами с пачками известняков и покровами базальтоидов траппового типа.

Их аналоги южнее в отдельных пологих мульдах, наложенных на архейский фундамент Южно-Индийского щита, представлены слабодислоцированными или пологозалегающими преимущественно терригенными отложениями платформенного типа. В них содержатся вулканические покровы траппового типа, а также алмазонасные кимберлитовые трубки, с которыми связаны знаменитые месторождения алмазов Голконды.

Древнейшие — рифейские толщи платформенного чехла выходят к северу от Делийской складчатой системы, в пределах Виндийской синеклизы. Они представлены мощными (до 5—6 км) преимущественно прибрежно-морскими карбонатно-терригенными, терригенными и меньше лагунными

эвапоритовыми образованиями одноименной виндийской системы. В верхней ее части встречаются алмазоносные конгломераты, образовавшиеся, по-видимому, в процессе размыва и переотложения среднепротерозойских алмазоносных кимберлитов Голконды. В составе виндийской системы выделяются также сравнительно маломощные покровы фельзитов, риолитов и их туфы. Локально они прорываются малыми гранитоидными интрузиями, возможно субвулканическими этим кислым эффузивам.

По северной окраине Индостанской древней платформы, в районе Соляного кряжа и Сулеймановых гор, в основании платформенного чехла залегают палеонтологически охарактеризованные отложения кембрийской системы. В северо-западной погруженной части Индостанской платформы по данным буровых скважин в основании платформенного чехла также залегают кембрийские образования. В их составе выделяются четыре палеонтологически не охарактеризованные толщи, по литологии хорошо сопоставляемые с толщами кембрийского разреза Соляного кряжа. Нижняя толща представлена также соленосными отложениями (до 800 м), вторая (снизу) толща — лиловыми косослоистыми песчаниками (около 160 м), третья — доломитовыми песчаниками (до 200 м) и четвертая — глинистыми сланцами (до 150 м).

На преобладающей площади Индостанской древней платформы ее архейский фундамент, а местами раннепротерозойские протогеосинклинальные складчатые сооружения или проплатформенные толщи непосредственно трансгрессивно перекрываются мощной преимущественно континентальной системой Гондвана. В ее составе выделяются три отдела: нижний преимущественно верхнепалеозойский, средний и верхний в основном мезозойские. Нижний и средний отделы нередко полностью выпадают из разреза.

В основании нижней Гондваны залегают ледниковые и флювиогляциальные отложения, в верхней части переходящие в аллювиальные и озерные песчаники и глинистые сланцы серии Талчир позднекаменноугольного возраста, мощность которой варьирует в разных местах от 0 до 500 м. Выше она сменяется более мощной толщей континентальных песчаников и меньше глинистых сланцев с редкими остатками глоссоптериевой флоры ранней перми серии Баракар. Она в свою очередь согласно перекрывается также мощной (до 1 км и более) серией Камти, построенной в основном континентальными угленосными терригенными отложениями с обильными остатками глоссоптериевой флоры пермской системы.

Трансгрессивно залегающие на нижней Гондване или непосредственно на фундаменте преимущественно верхнепермские — триасовые толщи средней Гондваны в основании сложены мощными красноцветными грубозернистыми песчаниками и конгломератами с пачками глинистых сланцев с остатками глоссоптериевой флоры, амфибий и рептилий поздней перми и раннего триаса серии Панчет. Выше в разрезе средней Гондваны выделяются пестроцветные песчаники, железистые глинистые сланцы и конгломераты с остатками амфибий, рептилий и флоры раннего и среднего триаса, а затем глинистые сланцы с пачками песчаников с остатками рыб, рептилий, амфибий и флоры позднего триаса.

Разрез верхней Гондваны представлен толщами континентальных песчаников и глин с пластами углей, содержащими остатки флоры юрского

периода. В основании этих толщ залегают серия Раджмагал, представленная главным образом мощными базальтовыми покровами траппового типа, переслаивающимися с песчаниками и глинами и заключающими остатки лейасовой флоры. Увенчивается разрез этих толщ серией Умиа, развитой в районе Кач, близ устья р. Инд. Континентальные породы этой серии переслаиваются здесь морскими отложениями с раннемеловой фауной.

Подводя итог характеристике гондванской системы Индии, следует отметить, что она имеет большое сходство с вышеохарактеризованной системой Карру Африки. При этом ее нижняя ледниковая серия Талчир позднекаменноугольного возраста соответствует также нижней серии системы Карру — Двайка, также ледникового происхождения и позднекаменноугольного возраста. Вышележащие нижнепермские красноцветные и угленосные толщи серий Баракар и Камти близко отвечают нижнепермской серии Экка Африки. Нижняя серия Панчет среднего отдела Гондваны, возраст которой определяется в пределах поздней перми и раннего триаса, соответствует серии Бофорт Африки, а вышележащие верхнетриасовые серии Магадава и Малери — серии Стромберг системы Карру. Нижняя преимущественно трапповая серия Раджмагал верхнего отдела системы Гондвана хорошо сопоставляется также с трапповой верхней серией Стромберг системы Карру.

На северо-западе Индостанской древней платформы, в пределах преимущественно погруженной ее части, с приближением к тектоническому мегапоясу Тетис, континентальные толщи гондванской системы постепенно замещаются морскими карбонатными и терригенными отложениями.

В разрезах Соляного края и в соседних платформенных синеклизах по данным бурения платформенные прибрежно-морские и лагунные толщи кембрийской системы трансгрессивно перекрываются тиллитоподобными конгломератами (мощность 7—130 м), выше согласно сменяемыми глинистыми сланцами и песчаниками мощностью 0—360 м. Эти ледниковые, флювиогляциальные и перекрывающие их, по-видимому, прибрежно-морские и аллювиально-озерные отложения соответствуют талчирской серии, возраст которой здесь, возможно, позднекарбонный — раннепермский, так как выше эти отложения с постепенным переходом сменяются продуктусовыми известняками верхней перми мощностью 330—470 м. Триасу и юре соответствуют также согласно перекрывающие верхнепермские известняки прибрежно-морские песчаники, известняки и глинистые сланцы (до 1100 м).

Выше на преимущественно морских отложениях — возрастных аналогах системы Гондвана — трансгрессивно залегают непосредственно глинистые сланцы и известняки с остатками морской фауны эоцена (до 745 м). Последние в пределах северо-западной части Индостанской платформы также трансгрессивно перекрываются континентальными галечниками, песками и глинами миоценовой системы Марри (до 370 м), которая выше сменяется сиваликской серией верхнего миоцена и плиоцена (до 350 м). Севернее, в пределах Предгималайского краевого прогиба, мощность серий Марри и Сивалик возрастает в несколько раз.

Промежуточный характер разреза серии Марри и Сивалик имеют непосредственно к юго-востоку от Предгималайского краевого прогиба, в пределах Потварской синеклизы. Серия Марри здесь представлена красноцветными глинами и кварцевыми песчаниками в нижней части с крупными пачками

также красноцветных известняков. В них содержатся остатки наземных позвоночных и флоры. Мощность серии Марри постепенно повышается в северном направлении от 670 до 2000, а затем до 3800 м. Серия Сивалик здесь сложена пестроцветными песками и глинами с пачками и прослоями галечников, мощность которых также постепенно возрастает с юга на север от 970 до 5000 м. Разрез сиваликской серии увенчивается плейстоценовыми галечниками, песками и глинами (до 470 м). Выше на плоских водоразделах залегают толща лёсса (до 50 м) и суглинков (до 30 м).

На западе Индии, в районе устья р. Инд, развиты морские отложения мезозоя. Разрез их начинается с толщи известняков и песчаников бата (до 300 м). Выше залегают аргиллиты и оолитовые известняки келловае (также около 300 м). Они перекрываются глинами и железистыми песчаниками кимериджа (около 300 м). Завершается разрез морского мезозоя карбонатно-терригенной серией Умия (до 900 м), в которую с востока вклиниваются континентальные отложения верхних горизонтов системы Гондвана.

Морские отложения меловой системы, залегающие трансгрессивно на толщах верхнего отдела системы Гондвана или непосредственно на архейском фундаменте, значительно развиты на восточном побережье Индии. В основании разреза здесь залегают рифовые известняки с пачками песчаников нижнего мела (около 650 м). Они выше постепенно переходят в толщу известняков и глин (до 700 м) раннего — позднего мела. Верхнему мелу в нижней части соответствуют прибрежно-морские глины, песчаники и известняки (до 600 м), в средней — песчаники с пачками известняков (до 600 м) и в верхней — палеонтологически не охарактеризованные песчаники мощностью также 600 м. Датский ярус верхнего мела и палеоцен здесь представлены прибрежно-морскими пестроцветными глинами с пачками известняков и мергелей общей мощностью до 200 м, выше сменяемых глинами, известняками и песками (до 100 м). Далее согласно залегают мощная (до 1600 м) толща песков, глин и известняков с остатками морской фауны эоцена, олигоцена и миоцена. Неогену здесь соответствуют прибрежно-морские карбонатно-терригенные отложения с пачками континентальных песков и глин общей мощностью до 600 м, а четвертичной системе — преимущественно континентальные и меньше прибрежно-морские пески и глины (до 100 м). На западном побережье Индии, в основном в районе Бомбея, на незначительной площади распространены карбонатно-терригенные отложения с остатками морской фауны альба и сеномана. Местами архейские гнейсы, мигматиты, лептиты и чарнокиты трансгрессивно перекрываются непосредственно неогеновыми морскими известняками, сменяющимися выше глинами и песками. В долинах рек развиты четвертичные аллювиальные отложения.

В Центральной Индии, в районе Джабалпура, на древнем фундаменте платформы непосредственно залегают глины, песчаники и известняки с остатками пресноводных моллюсков, рыб и динозавров верхнего мела.

Обширная Деканская синеклиза, расположенная к северо-западу от Дхарварского массива, заполнена мощными (до 2 км) трапповыми базальтовыми покровами с большим количеством пачек пресноводных отложений с остатками моллюсков и флоры датского яруса верхнего мела, палеоцена и эоцена.

Деканские траппы и прибрежно-морские отложения мела и кайнозоя являются отражением второй стадии океанизации, в процессе которой происходило дальнейшее расширение и углубление Индийского океана. Начало процессов океанизации и образования Индийского океана отразилось в формировании юрских траппов — базальтов в основании верхнего отдела Гондваны. В основном в юре также происходило накопление трапповых толщ верхней части системы Карру в Южной Африке и ее аналогов в Южной Америке.

На северо-востоке Индостанской платформы, в пределах Бангладешской синеклизы, в основании платформенного чехла резко несогласно на архейском фундаменте полого залегают континентальные толщи системы Гондвана. Среди них наиболее широко распространена нижнетриасовая угленосная песчано-глинистая толща мощностью более 400 м. Местами она перекрывается сравнительно маломощной (0—70 м) трапповой толщей, по возрасту относимой к юре и мелу. Палеоцену и эоцену здесь соответствует угленосная песчано-глинистая толща (0—340 м), сменяемая выше прибрежно-морскими известняками и песчаниками с остатками фораминифер (0—220 м). Оligocen представлен песчано-глинистой толщей флишоидного типа (0—300 м), а нижняя и верхняя части миоцена также флишоидными терригенными отложениями, мощность которых постепенно возрастает с запада на восток от 0—670 м в пределах Бангладешской синеклизы до 3—5 км в краевом прогибе. Плиоцену и четвертичной системе отвечают прибрежно-морские и континентальные пески и глины (100—1100 м) [6, 16, 28, 65, 66, 91].

АВСТРАЛИЙСКАЯ ПЛАТФОРМА

Австралийская древняя платформа занимает большую центральную и западную части Австралии. На востоке она граничит с палеозойскими складчатыми сооружениями Восточной Австралии, входящими в состав Тихоокеанского тектонического мегапоояса. На севере, западе и юге Австралийская древняя платформа обрезана неровной береговой линией Индийского океана и зал. Карпентария.

Австралийская древняя платформа имеет с поверхности неровный тектонический и геоморфологический рельеф. В ее пределах выделяются несколько крупных приподнятых массивов и выступов, построенных в основном архейским фундаментом и меньше протерозойскими толщами: крупнейший Западно-Австралийский массив на западе, выступы Масгрейв в центре и Дарвин на севере. Между ними располагаются более крупные синеклизы — бассейны, сложенные полого залегающим на фундаменте протерозойско-фанерозойским платформенным чехлом: Карнарвон на западе, Каннинг на северо-западе, Кимберли и Арнхем на севере, Юкла и Южная на юге.

На восточной окраине Австралийской древней платформы и преимущественно в пределах соседней Лахланской каледонской складчатой области Восточной Австралии выделяются синеклизы молодой платформы, заполненные мезозойско-кайнозойским осадочным чехлом (с севера на юг): Карпентария, Большой Артезианский бассейн и бассейн Муррей (рис. 8):

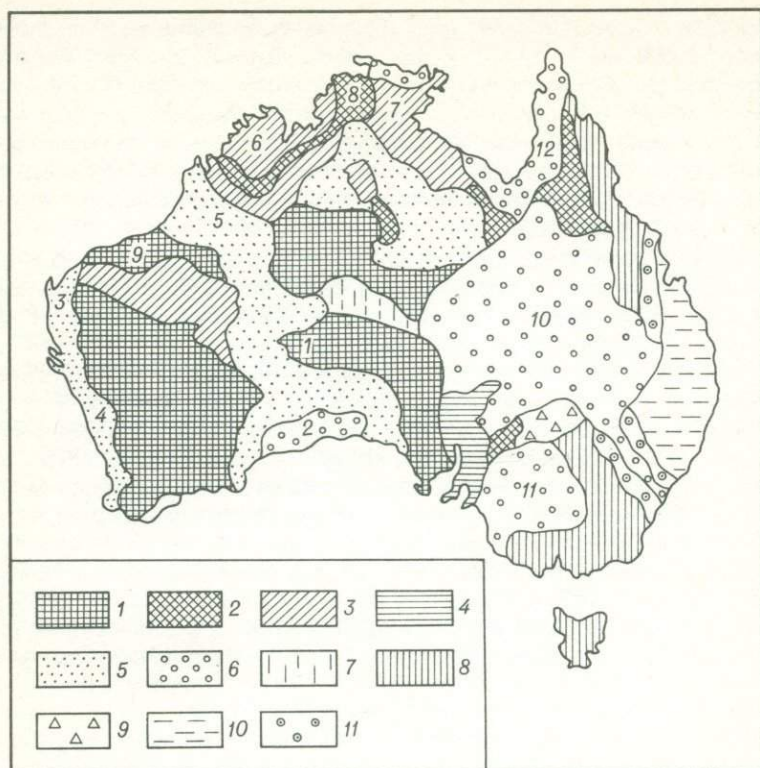


Рис. 8. Тектоническая схема Австралии. Составил И. Н. Казаков.

1—2 — выступы фундамента Австралийской платформы: 1 — архейский, 2 — протерозойские; 3 — рифейские, в том числе слабодислоцированные (4), байкалды Аделаидской складчатой области; 5—6 — толщи чехла Австралийской платформы: 5 — палеозойские, 6 — мезозойско-кайнозойские; 7 — палеозойский авлакоген Амадеус; 8 — Лахланская каледонская складчатая область; 9 — герцинские межгорные впадины; 10 — герциниды Новой Англии; 11 — Сиднейско-Боуэнский краевой прогиб.

Цифры на схеме. 1, 8 — выступы: 1 — Масгрейв, 8 — Дарвин; 2—7 — синеклизы: 2 — Юкла, 3 — Карнарвон, 4 — Южная, 5 — Каннинг, 6 — Кимберли, 7 — Арихем; 9 — Западно-Австралийский массив; 10—12 — бассейны: 10 — Большой Артезианский, 11 — Муррей, 12 — Карпентария.

К югу от выступа Масгрейв, в центральной части Австралии, выделяется неширокий (150—200 км), вытянутый в субширотном направлении на несколько сотен километров авлакоген Амадеус. Массивы и выступы фундамента построены в основном толщами архея и меньше нижнего протерозоя. В составе архея выделяются нижнеархейские гранито-гнейсы, гнейсо-граниты, гранитоиды, чарнокиты и мигматиты с возрастом около 3 млрд. лет. Они резко несогласно перекрываются сравнительно слабометаморфизованными толщами верхнего архея (2300 до 2800 млн. лет). В нижней части эти толщи сложены зелеными сланцами и джеспилитами, а выше — кварцитами,

конгломератами, метаморфизованными аргиллитами, песчаниками, доломитами, кварцевыми песчаниками, граувакками и глинистыми сланцами с пачками вулканических пород общей мощностью до 12 км.

Локально развитые несогласно залегающие на архейских толщах нижнепротерозойские образования в Западно-Австралийском массиве представлены системой Калпагайн. В нижней части она построена покровами диабазов и их туфами с пачками кварцевых и аркозовых песчаников, а в верхней — алевролитами и джеспилитами общей мощностью до 4200 м. Местами по латерали они замещаются значительно менее мощными (около 360 м) конгломератами и известняками с остатками строматолитов. В составе средней части системы Калпагайн преобладают джеспилиты, кварциты, доломиты и глинистые сланцы, в верхах с покровами и силлами долеритов и дацитов общей мощностью до 2400 м. В них присутствуют также крупные пачки железистых кварцитов. Верхняя часть этой системы представлена кварцевыми песчаниками, глинистыми сланцами, алевролитами и конгломератами с пачками базальтоидов траппового типа и строматолитовых доломитов общей мощностью до 3250 м.

В пределах выступа Дарвин к нижнему протерозою относится серия Эджиконди, в составе которой в нижней части развиты глинистые сланцы, кварцевые и аркозовые песчаники, алевролиты, конгломераты и строматолитовые доломиты (до 1300 м), в средней — кварцевые и аркозовые песчаники и доломиты (до 3000 м), а в верхней — конгломераты, кварцевые песчаники и алевролиты (1500 до 2400 м), перекрываемые очень мощной (до 6000 м) толщей строматолитовых доломитов и алевролитов. Толщи нижнего протерозоя развиты локально, заполняют неширокие грабены типа авлакогенов и слабодислоцированы.

Среднепротерозойские толщи преимущественно субплатформенного типа наиболее широко распространены в Северной Австралии, где они объединяются под названием системы Карпентария. В ее основании залегает преимущественно субаэральная вулканогенная толща (до 1200 м). Выше она согласно сменяется мощной (до 4500 м) толщей аркозовых и кварцевых песчаников с покровами субаэральных липаритоидов и базальтоидов и их туфами.

В Северо-Западной Австралии, в пределах синеклизы Кимберли, нижняя часть разреза среднего протерозоя также построена преимущественно вулканогенными образованиями (липаритоидами и их туфами мощностью до 2 км), а верхняя — пестроцветными кварцевыми и аркозовыми песчаниками, алевролитами и аргиллитами мощностью до 2900 м.

На юге Австралии, в районе Аделаиды, к среднему протерозою условно относятся толщи гнейсов, кварцитов и кристаллических сланцев. К западу от района Аделаиды, в пределах шита Голер, в основании среднего протерозоя выделяется мощная (до 9 км) группа Флиндерс, сложенная гнейсами и мигматитами с пачками кварцитов и мраморизованных доломитов. Она перекрывается толщей кристаллических сланцев, амфиболитов, железистых кварцитов и мраморизованных доломитов (до 6 км). На них резко несогласно сравнительно полого залегают значительно менее мощные конгломераты, песчаники, красноцветные глинистые сланцы и доломиты в верхней части с субаэральными покровами риолитов, кварцевых порфиров и их туфов.

Не исключено, что группа Флиндерс соответствует архею, а вышележащая толща кристаллических сланцев и железистых кварцитов — нижнему протерозою. В таком случае среднему протерозою в этом разрезе отвечает лишь верхняя эпиконтинентальная вулканогенно-осадочная толща субплатформенного типа.

Верхний протерозой — рифей на юге Австралии, в районе Аделаиды, представлен системой Аделаида. В ее основании здесь резко несогласно на фундаменте залегает серия Унмио, в нижней части построенная алевролитами, глинистыми сланцами, доломитами и кварцевыми песчаниками (до 3600 м), а в верхней — покровами трахитов, андезитов, риолитов и их туфами с пачками кварцитов, филлитов и мраморов общей мощностью до 600 м. Возраст кислых эффузивов в нижней части составляет 1350, а в верхней — 850 млн. лет. Выше согласно залегает серия Торренс, представленная кварцевыми песчаниками и конгломератами, выше постепенно сменяемыми аргиллитами, известняками и доломитами. Общая мощность серии Торренс 3000—4200 м. Выше она также согласно сменяется серией Пферд, представленной ледниковыми моренами и тиллитами, перекрывающимися межледниковыми аргиллитами, аркозовыми песчаниками и алевролитами. Общая мощность серии Пферд достигает 6 км. Локально в ее составе присутствуют покровы базальтоидов траппового типа. Завершается разрез системы Аделаида здесь серией Марина, построенной красноцветными и пестроцветными алевролитами и аргиллитами с пачками тиллитов и доломитовых известняков со строматолитами. Общая мощность серии Марина 2700—4500 м.

Западнее, в пределах бассейна Оффисер, между 26 и 30° ю. ш. и 128 и 138° в. д. в основании разреза платформенного чехла обнажаются пестроцветные глинистые сланцы (до 300 м), сопоставляемые с верхней серией Марина системы Аделаида в ее стратотипе.

В авлакогене Амадеус к рифею относятся морские кварциты, известняки, доломиты, песчаники, алевролиты и аргиллиты с пачками тиллитов общей мощностью до 2—3 км.

В синеклизе Кимберли трансгрессивно залегающая на среднепротерозойских толщах система Аделаида подразделяется на четыре толщи: кварцевые и аркозовые песчаники с пачками алевролитов и аргиллитов (до 550 м); пестроцветные алевролиты, кварцевые и аркозовые песчаники с пачками тиллитов (до 1200 м); тиллиты, сменяемые выше пестроцветными кварцевыми песчаниками, алевролитами и аргиллитами (более 4 км).

В Северной Территории, в пределах впадины Макартур, рифею соответствуют глауконитовые кварцевые песчаники, алевролиты и аргиллиты (более 6 км).

Слагающие основание фанерозойского платформенного чехла рифейские толщи обычно залегают полого. Лишь на юге, в районе Аделаиды, широко развитые здесь очень мощные (до 15 км и более) толщи рифея субплатформенного типа полого дислоцированы в широкие линейные складки, ориентированные в субмеридиональном направлении, и прорваны малыми интрузиями, гранит-порфирами и микрогранитами с абсолютным возрастом около 600 млн. лет. Обычно слабодислоцированные толщи системы Аделаида в этом районе включают в состав Аделаидской позднепротерозойской

складчатой системы, сопоставляемой с байкальскими складчатыми сооружениями Азии. Скорее всего мощные рифейские толщи Аделаидской системы накапливались в перикратонном прогибе типа авлакогена. Слабая же дислоцированность этих толщ обусловлена была, по-видимому, краевым положением на восточной окраине Австралийской древней платформы, вдоль тектонической границы с расположенным восточнее Тихоокеанским тектоническим мегапоясом.

Отложения кембрийской системы обычно согласно перекрывают рифейские толщи, реже они трансгрессивно залегают на верхнепротерозойских или более древних образованиях. На северо-западе Австралии, по берегам зал. Бонапарт, в основании разреза кембрийской системы выделяются, по-видимому, нижнекембрийские базальтоидные трапповые покровы серии Антрим. Они перекрываются красноцветными континентальными кварцевыми песчаниками, сменяемыми выше прибрежно-морскими глауконитовыми песчаниками, доломитами и известняками с остатками трилобитов среднего и позднего кембрия. Общая мощность толщ кембрийской системы составляет здесь около 1 км.

Восточнее, в синеклизе Джорджина, к северу от выступа Масгрейв, в основании нижнего кембрия выделяются морские доломиты, сменяемые выше базальтоидами серии Антрим. Средний кембрий здесь представлен морскими известняками, доломитами, алевролитами и глинистыми сланцами. Общая мощность толщ нижнего и среднего кембрия 100—400 м. Верхнему кембрию здесь отвечают морские известняки и доломиты с пачками кварцевых песчаников (до 900—1000 м).

В авлакогене Амадеус разрез палеозоя начинается переходной по возрасту от верхнего рифея к нижнему кембрию толщей песчаников (250—850 м). Она согласно выше сменяется доломитами, известняками и глинистыми сланцами нижнего кембрия общей мощностью до 600 м. Средний кембрий здесь в нижней части представлен преимущественно терригенными отложениями, а в верхней — доломитами и известняками. Последние согласно перекрываются кварцевыми песчаниками верхнего кембрия. Общая мощность отложений среднего и верхнего кембрия достигает 450 м.

Преимущественно морские отложения кембрийской системы развиты по северо-восточной окраине авлакогена Амадеус. На юго-западе же на толщах протерозоя трансгрессивно залегают континентальные красноцветные песчаники и алевролиты мощностью от нескольких сотен метров до 1500 м, содержащие пачки известняков. В северном направлении эта преимущественно континентальная толща по латерали постепенно переходит в прибрежно-морские отложения верхнего рифея и нижнего кембрия.

В Южной синеклизе, в районе Аделаиды, верхнерифейские кварциты вверх по разрезу постепенно сменяются нижнекембрийскими известняками, доломитами и карбонатными брекчиями мощностью до 400 м. Верхней части нижнего кембрия соответствуют известняки, глинистые сланцы и граувакковые песчаники (до 900 м), сменяемые выше доломитами, а затем красноцветными песчаниками (до 1 км). Средний кембрий здесь представлен известняками, алевролитами, песчаниками и глинистыми сланцами (около 3 км).

Разрез ордовикской системы на юго-востоке Австралийской древней платформы, в западной части холмов Брокенхилл, начинается шельфовыми кварцевыми песчаниками и глинистыми сланцами, ритмично переслаивающимися с алевролитами и полевошпатовыми песчаниками нижнего ордовика. Восточнее, на западной окраине Лахланской каледонской складчатой области, вышележащие толщи ордовика представлены песчаниками, известняками и глинистыми сланцами среднего ордовика (200—600 м). Они согласно перекрываются граптолитовыми глинистыми сланцами и песчаниками верхнего ордовика (до 500 м).

В синеклизе Оффисер и авлакогене Амадеус переходная от верхнего кембрия к тремадокскому ярусу нижнего ордовика толща мощностью до 1 км представлена кварцевыми песчаниками с пачками алевролитов. Они выше согласно сменяются алевролитами с пачками известняков аренингского яруса нижнего ордовика общей мощностью до 470 м. Завершается разрез ордовика кварцевыми песчаниками с пачками алевролитов, известняков и фосфоритов (более 600 м) среднего и верхнего ордовика. В верхней части здесь присутствуют прослои и линзы гипсов. Выше трансгрессивно залегают континентальные песчаники, по-видимому, силурийско-девонского возраста. В синеклизе Джорджина переходные от верхнего кембрия к тремадокскому ярусу нижнего ордовика слои представлены доломитами, известняками и карбонатными кварцевыми песчаниками (500 м). Выше согласно залегают кварцевые песчаники, алевролиты, известняки и кремнисто-глинистые сланцы с пачками гипсов аренингского яруса нижнего ордовика и лланвирнского и лландейльского ярусов среднего ордовика (200—600 м).

Если в пределах Австралийской древней платформы в составе толщ нижнего палеозоя развиты преимущественно прибрежно-морские и меньше континентальные отложения, то разрез среднего и верхнего палеозоя здесь представлен почти исключительно континентальными и меньше прибрежно-морскими образованиями. Среди них наиболее широко распространены морские отложения нижнего карбона.

В синеклизе Амадеус к силуру и нижнему девону условно отнесена залегающая трансгрессивно, а местами согласно на морских отложениях верхнего ордовика континентальная толща косослоистых кварцевых песчаников (до 700 м). В синеклизе Карнарворн и южнее, в бассейне Пферд, силуру и нижней части девона, по-видимому, соответствуют континентальные косослоистые кварц-полевошпатовые песчаники и сменяющие их выше лагунные доломиты, известняки и алевролиты с пачками ангидритов. Во многих районах, например в синеклизе Канинг, на побережье зал. Бонапарт и в других местах, толщи силура и нижней части девона выпадают из разреза.

Континентальная толща силура и нижнего девона в авлакогене Амадеус трансгрессивно перекрывается очень мощной (до 7 км) серией континентальных и меньше лагунных нефтегазоносных песчаников и конгломератов, представляющих собой, по-видимому, образования конусов выноса.

В Северном Квинсленде к девону относится толща континентальных пестроцветных и красноватых конгломератов, песчаников и алевролитов с подчиненными пачками кислых вулканогенных пород. В составе толщ встречаются остатки позднедевонской флоры, а в верхней ее части остатки брахиопод и трилобитов раннего карбона.

В бассейне Бонапарт трансгрессивно на протерозойских, кембрийских и нижнеордовикских толщах залегают верхнедевонские кварцевые песчаники с пачками гравелитов и известняков с общей мощностью до 1300 м. В песчаниках присутствуют остатки флоры, а в известняках — морской фауны позднего девона. Они согласно перекрываются маломощной толщей морских песчаников и известняков верхнего девона и нижнего карбона.

В синеклизе Каннинг ордовикские толщи трансгрессивно перекрываются непосредственно морскими известняками, глинистыми сланцами и песчаниками (600—1000 м) живетского яруса среднего девона.

В синеклизе Карнарворн франкий ярус верхнего девона представлен преимущественно прибрежно-морскими кварцевыми песчаниками, известняками и доломитами (до 500 м), а фаменский — континентальными песчаниками, алевролитами и конгломератами (до 900 м).

Каменноугольные отложения в пределах Австралийской древней платформы распространены достаточно широко. Они известны в Северном Квинсленде, в бассейне Бонапарт, авлакогене Амадеус, в бассейне Карлтон, в синеклизе Каннинг и в восточной части синеклизы Карнарворн.

Согласно перекрывающие верхнедевонские толщи отложения нижнего карбона повсеместно представлены преимущественно прибрежно-морскими известняками, алевролитами и кварцевыми песчаниками, мощность которых обычно не превышает 500—700 м.

Толщи среднего и верхнего карбона в Австралии обычно представлены континентальными переслаивающимися косослоистыми песчаниками, алевролитами и глинистыми сланцами (до 1500—2000 м). Широко распространены в Австралии ледниковые морены и прибрежно-морские тиллиты, по возрасту соответствующие верхней части верхнего карбона и низам нижней перми.

Вышележащие толщи пермской системы чаще всего представлены прибрежно-морскими карбонатно-терригенными отложениями с пачками и крупными линзами континентальных косослоистых кварцевых песчаников с остатками глоссоптериевой флоры и меньше лагунных эвапоритов. Общая мощность пермских отложений обычно 200—1500 м, местами повышается до 2500 м (во впадине Фицрой синеклизы Каннинг) и до 3600 м (в синеклизе Карнарворн).

На преобладающей территории Австралийской древней платформы отложения триасовой системы выпадают из разреза. Локально, на востоке Большого Артезианского бассейна, в синеклизе Карнарворн и в других, развиты континентальные терригенные местами красноцветные и пестроцветные толщи триасовой системы (300—700 м). Еще менее распространены прибрежно-морские преимущественно терригенные отложения триаса. В бассейне Перт трансгрессивно на пермских толщах залегают аргиллиты с остатками раннетриасовых аммонитов и пелеципод (до 300 м). К востоку мощность их возрастает до 1440 м. Выше они согласно перекрываются сидеритовыми кварцевыми песчаниками (до 220 м), а затем кварцевыми песчаниками с пачками аргиллитов с остатками морской фауны среднего и верхнего триаса и нижнего лейаса. Несколько шире распространены юрские, особенно верхнеюрские, отложения.

На востоке, в пределах Большого Артезианского бассейна, весь разрез юры представлен исключительно континентальными аллювиальными и озерными песками, алевролитами и аргиллитами, местами с пачками бурых углей. Общая мощность их от первых сотен метров до 1000 м. На юго-востоке Большого Артезианского бассейна в составе толщи лейаса встречаются покровы базальтоидов траппового типа.

В бассейне Перт преимущественно прибрежно-морские отложения верхнего триаса и нижнего лейаса выше согласно сменяются континентальными аллювиальными кварцевыми песчаниками с пачками аргиллитов и углей мощностью до 500 м. Средней юре здесь соответствуют прибрежно-морские известняки, аргиллиты и песчаники (до 130 м). Выше они сменяются континентальными аллювиальными кварцевыми песками с пачками глин и галечников с остатками флоры средней и поздней юры и раннего мела. Мощность этой континентальной толщи в разных местах от 0 до 1550 м.

В синеклизе Каннинг развиты преимущественно континентальные терригенные толщи юры мощностью до 3—4 км.

В синеклизе Карнарворн в основании разреза юры выделяется мощная (до 3500 м) толща темно-серых аргиллитов и алевролитов верхнего триаса, лейаса и нижнего доггера. Выше залегает паралическая толща глинистых песчаников, галечников и углисто-глинистых сланцев (более 600 м), а затем менее мощная (около 100 м) толща прибрежно-морских песчаников. Остатки морской фауны свидетельствуют о средне-позднеюрском возрасте этих двух толщ.

Отложения меловой системы наиболее широко представлены на востоке Австралии, в пределах преимущественно наложенных на каледонские складчатые сооружения Лахланской складчатой области синеклиз молодой платформ.

В Большом Артезианском бассейне разрез нижнего мела начинается аллювиальными кварц-полевошпатовыми песками и глинами с пачками углей, перекрываемыми прибрежно-морскими известняками и аргиллитами апта и альба. Общая мощность отложений нижнего мела здесь достигает 960 м. Прибрежно-морские песчано-глинистые образования нижнего мела (до 420 м) распространены также в соседней к югу синеклизе Марри. Верхнему мелу в Большом Артезианском бассейне и синеклизе Марри соответствует континентальная угленосная песчано-глинистая толща (до 630 м).

В расположенной севернее Большого Артезианского бассейна синеклизе Карпентария весь разрез меловой системы представлен морскими отложениями. Здесь трансгрессивно на палеозойских или непосредственно докембрийских толщах залегают морские кварцевые пески, глины и известняки с остатками раннемеловой фауны, начиная с аптского века, мощностью до 750 м. Выше они согласно сменяются прибрежно-морскими кварцевыми песками и глинами с остатками фауны позднего мела.

На северо-западе и западе Австралии, в пределах синеклиз Каннинг и Карнарворн, выделяются прибрежно-морские терригенные и карбонатно-терригенные отложения мела (до 600—900 м). Южнее, в пределах бассейна Перт, наряду с прибрежно-морскими терригенными отложениями мела развиты также паралические угленосные толщи.

В синеклизе Юкла резко несогласно местами непосредственно на архейском фундаменте залегают преимущественно прибрежно-морские и меньше континентальные песчано-глинистые отложения нижнего мела (до 220 м).

Отложения кайнозойской группы в центральных частях Австралии, в пределах Большого Артезианского бассейна, авлакогена Амадеус, синеклизы Джорджия и др., представлены почти исключительно континентальными образованиями или вообще отсутствуют, за исключением маломощных покровных золых, аллювиальных, озерных и других суглинков и песков плейстоцена и голоцена. Здесь обычно трансгрессивно на меловых толщах залегают глины и алевролиты (до 70 м) эоцена, олигоцена и миоцена. Они согласно выше сменяются континентальными галечниками, песками и глинами плиоцена и плейстоцена мощностью от 30 до 80 м. Континентальные толщи кайнозоя в прибрежных районах нередко полностью или частично замещаются прибрежно-морскими и лагунными отложениями.

На юго-восточном побережье Австралии, в пределах бассейнов Гипсленд и Бассов, согласно или трансгрессивно залегающие на меловых толщах отложения палеоцена и эоцена чаще всего представлены параличскими угленосными песками и глинами мощностью не менее 300 м. Они согласно перекрываются прибрежно-морскими глинами, мергелями, известняками и глауконитовыми песками олигоцена, миоцена и нижнего плиоцена. Завершается разрез кайнозоя здесь базальтоидными покровами верхнего плиоцена и плейстоцена.

Западнее Мельбурна, в пределах бассейна Отуэй, меловые отложения согласно перекрываются прибрежно-морскими песками, глинами и мергелями палеогена и неогена, выше сменяемыми кварцевыми песками и гравием с пачками углей. Общая мощность этих толщ достигает 1500 м. Они согласно перекрываются базальтоидами траппового типа плиоцена и плейстоцена.

На юго-западе синеклизы Марри слагающие ее континентальные толщи кайнозоя в нижней части замещаются паралической угленосной песчано-глинистой толщей (до 500 м) палеоцена и эоцена. Выше они согласно сменяются прибрежно-морскими известняками, мергелями, глинами и песками олигоцена и неогена.

В синеклизе Юкла широко представлены паралические угленосные алевролиты, пески и галечники нижнего эоцена и прибрежно-морские глинистые известняки верхнего эоцена. Местами они трансгрессивно перекрываются нижнемиоценовыми рифовыми известняками.

Прибрежно-морские пески, глины и известняки эоцена и нижнего миоцена, разделенные крупным перерывом в осадконакоплении, известны также в синеклизе Карнарворн [2, 5, 30, 31, 54, 58, 89, 97].

АНТАРКТИЧЕСКАЯ ПЛАТФОРМА

Антарктическая древняя платформа занимает преобладающую центральную и восточную территории Антарктиды. На западе она граничит с мезозойскими складчатыми сооружениями Антарктического полуострова (Земли Грейама, Земли Элсуэрта и соседних Южно-Шотландских островов, представляющими собой сохранившиеся от новейшей океани-

зации территории южного — Антарктического — сектора Тихоокеанского тектонического мегапояса).

Преобладающая площадь Антарктической древней платформы построена преимущественно архейскими гранито-гнейсами, пироксен-плагиоклазовыми гнейсами и различными кристаллическими сланцами, общая мощность которых достигает 15—20 км, и в структурном отношении представляет собой крупный щит древней платформы типа Южно-Африканского щита. Абсолютный возраст архейских пород по рубидий-стронциевому методу достигает 3 млрд. лет. Архейские толщи охвачены типичной для них нуклеарной складчатостью с образованием крупных куполов с пологими сводами и крутыми крыльями и различного типа брахискладок.

Среди преимущественно архейского фундамента локально, в нешироких шовных приразломных зонах, выделяются раннепротерозойские протогеосинклинальные складчатые системы, построенные значительно менее метаморфизованными кристаллическими и метаморфическими сланцами и различными гнейсами с пачками мраморов, кварцитов и амфиболитов, интенсивно дислоцированными в линейные складки, параллельно ориентированные глубинным разломом.

Несомненно, что в пределах Антарктического щита значительно развиты также протоплатформенные толщи. В настоящее время в районе ледника Ламберта известны несогласно залегающие на архейском и нижнепротерозойском фундаменте слабодислоцированные среднепротерозойские кварциты, филлиты, мраморизованные известняки и джеспилиты мощностью в несколько тысяч метров.

На западе Антарктическая древняя платформа обрамляется Росской рифейской складчатой системой Трансантарктических гор, протягивающейся через весь Антарктический материк от моря Росса до моря Уэдделла. Удлиненные преимущественно в субмеридиональном направлении, неширокие складчатые сооружения россид построены слабометаморфизованными глинистыми сланцами и граувакками с пачками кварцитов, аркозовых песчаников, доломитов и известняков общей мощностью до 10 км и сменяющей их в верхней части вулканогенной толщей кислого состава (около 2 км). Абсолютный возраст кислых эффузивов определен рубидий-стронциевым методом в 650 млн. лет.

Среди складчатых россид в центральной части Трансантарктических гор, на Земле Виктории и на Берегу Уотса выделяются крупные блоки, сложенные различными гнейсами и кристаллическими сланцами с пачками кварцитов, амфиболитов и мраморов. Эти толщи, скорее всего, соответствуют переработанным рифейскими тектоническими процессами архейским и меньше нижнепротерозойским образованиям фундамента.

Процессы росской (рифейской) тектонической активизации охватывали также частично соседние участки Антарктической древней платформы. Так, например, на Земле Королевы Мод архейский фундамент древней платформы разбит различно ориентированными глубинными разломами на серию крупных изометричных глыб. В этих глыбах среди архейских гнейсов выделяются крупные (до 4000 км²) интрузивные массивы чарнокитов и менее крупные (до 900 км²) массивы анортозитов. Становление чарнокитов и анортозитов обычно связывается с процессами росской тектонической

активизации. Между этими изометричными глыбами архейского фундамента залегают удлинённые неширокие раннепротерозойские складчатые системы, построенные неравномерно метаморфизованными протогеосинклинальными толщами, дислоцированными в линейные складки. Они прорваны, по-видимому, посторогенными интрузиями габброндов, пироксеновых сиенитов, граносиенитов и гранитов. Преобладающее число радиометрических датировок абсолютного возраста этих интрузий варьирует в пределах от 400 до 300 млн. лет, что соответствует среднему палеозою. Складчатые россиды и соседние активизированные глыбы фундамента прорваны крупными батолитами гранитов (возраст около 630 млн. лет).

Среди протоплатформенных образований наибольший интерес представляет развитая на западе Земли Королевы Мод, полого резко несогласно залегающая на архейском фундаменте толща прибрежно-морских алевролитов, аркозовых песчаников, аргиллитов и конгломератов с пачками базальтоидов траппового типа и их туфами (до 2500 м). Среди преимущественно терригенных отложений этой толщи встречаются пачки известняков и доломитов с остатками строматолитов. Абсолютный возраст трапповых доломитов в нижней части составляет 1500—1700 млн. лет, а в верхней — 600—810 млн. лет. Не исключено, что это свидетельствует об очень большом возрастном объёме этой протоплатформенной толщи, включающем верхнюю часть среднего протерозоя и рифей.

Нижнепалеозойский платформенный покров выделяется лишь в пределах Росской складчатой системы. В его составе здесь выделяются известняки (1—4 км), карбонатно-терригенные молассонды и субаэральные липаритоиды и их туфы общей мощностью в несколько сотен метров. Они прорываются малыми субщелочными гранитоидными и сиенитовыми интрузиями платформенного типа с абсолютным возрастом 450—500 млн. лет. Эти толщи слагают межгорные впадины среди горноскладчатых сооружений россид и обычно относятся к орогенным образованиям.

Выше трансгрессивно на более древних толщах залегает локально распространённая серия Бикон. Наиболее полные разрезы этой серии представлены в пределах Земли Мери Берд. В её составе здесь выделяются (снизу вверх): девонские прибрежно-морские и меньше континентальные кварцевые и кварц-полевошпатовые песчаники, каменноугольно-пермские ледниковые морены и тиллиты, угленосная терригенная толща перми и триаса, юрская толща траппов. Общая мощность серии Бикон достигает 3—4 км. Углы падения её слоев обычно не превышают 2—4°, увеличиваясь в приразломных зонах до 9—13°.

Континентальные толщи серии Бикон, по-видимому, значительно распространены также и в пределах Антарктической древней платформы. В настоящее время выходы её известны пока в одном месте — в районе ледника Тенмана. На остальной — большей площади древней платформы они, так же как и более древние толщи, погребены под современным мощным ледниковым покровом.

В прибрежных районах Антарктиды широко представлены новейшие неоген-четвертичные покровы щелочных преимущественно калиевых базальтов — продуктов извержений центрального типа, контролируемых радиальными (субмеридиональными) разломами [10, 27, 35].

ВЫВОДЫ

Подводя итог характеристики тектоники древних платформ Гондваны, следует отметить, что в их пределах преобладают щиты древних платформ, построенные преимущественно архейским фундаментом.

Выясняется, что в составе архея всюду, в основном в Африке, Индии и Австралии, выделяются две подгруппы: нижнеархейская, или катархейская, и верхнеархейская. Нижнеархейская подгруппа всюду представлена глубокометаморфизованными гранито-гнейсами, гнейсами и гнейсо-гранитами. Верхнеархейская же подгруппа сложена в основном слабее и неравномерно метаморфизованными первично осадочными и вулканогенными образованиями. Архейские толщи охвачены своеобразной нуклеарной складчатостью, характеризующейся развитием крупных куполов и различного типа брахискладок.

Среди архейских толщ щитов локально развиты в нешироких шовных приразломных зонах дислоцированные в линейные складки слабометаморфизованные и почти неизменные протогеосинклинальные толщи преимущественно раннепротерозойского возраста.

Отдельные сравнительно небольшие синеклизы внутри щитов сложены пологозалегающими неметаморфизованными преимущественно нормально осадочными и меньше вулканогенными — базальтоидными траппового типа и субаэральными липаритоидными протоплатформенными толщами. Возраст этих протоплатформенных толщ в разных синеклизах значительно варьирует в пределах протерозойской группы. В наиболее представительной Кимберлийской синеклизе Трансваальского архейского массива в Южной Африке по данным определения абсолютного возраста он обнимает поздний архей, ранний и средний протерозой. Чаще же всего он охватывает средний и поздний протерозой и нередко, например в синеклизе Конго, протоплатформенные толщи согласно подстилают фанерозойский платформенный чехол. Помимо раннепротерозойских складчатых сооружений местами, например в Южной Африке, выделяются средние- и позднепротерозойские складчатые системы (кибариды и катангиды).

В преобладающих по площади внутренних частях Гондваны небольшие синеклизы в пределах щитов и крупные внутренние синеклизы между щитами сложены в основном континентальными терригенными толщами среднего и верхнего палеозоя и мезозоя. В Южной Америке, Африке и Индии разрез их начинается обычно с ледниковых отложений верхнего карбона, залегающих чаще всего на отполированной ледником поверхности гранитов и гнейсов архейского фундамента. Выше в их составе выделяются континентальные угленосные и красноцветные терригенные толщи перми и триаса. Завершается разрез этих континентальных толщ (систем Карру, Гондвана и их аналогов) мощными толщами траппов преимущественно юрского возраста.

Наземные излияния базальтоидов траппового типа, происходившие в юре, ознаменовали собой начало раскалывания ранее единой древней платформы Гондвана на серию современных материков — древних платформ, обломков прежней Гондваны — и разделяющих их Индийского и Атлантического океанов, новообразованных в процессе новейшей океанизации.

На крайнем юге и юго-востоке древней платформы Гондвана, в пределах современных Антарктической и Австралийской древних платформ, основание комплекса преимущественно континентальных толщ палеозоя и мезозоя опускается до нижнего силура.

В крайних пограничных с тектоническими поясами частях Гондваны, на западе Южно-Американской, на севере Аравийско-Африканской, на северной окраине Индостанской, в пределах Австралийской древних платформ и Трансантарктических горах Антарктической древней платформы в составе фанерозойского платформенного чехла значительно развиты прибрежно-морские карбонатно-терригенные отложения. При этом толщи нижнего и среднего палеозоя в глубь Гондваны постепенно выклиниваются, а более молодые прибрежно-морские отложения постепенно замещаются континентальными толщами внутренних синеклиз Гондваны.

Процессы океанизации осуществлялись в несколько этапов. Об этом свидетельствует присутствие в составе фанерозойского платформенного чехла более молодых, чем широко распространенные юрские, трапповых покровов (например, деканские траппы позднего мела и палеоцена Индостанской платформы). В прибрежных с Индийским океаном частях Южной Австралии и Антарктиды широко развиты покровы неоген-четвертичных базальтов. Они, как и современные базальтовые излияния в этих районах, свидетельствуют о самом недавнем проявлении новейших процессов океанизации, обусловивших завершение образования южной части Индийского океана. По времени эта последняя эпоха океанизации соизмерима с новейшими процессами образования северной части Атлантического и Северного Ледовитого океанов, внутриконтинентальных и окраинно-материковых морей тектонических мегапоясов.

*ОСНОВНЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ
ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ
ПЛАТФОРМ*

В книге «Геосинклинали и складчатые области» [1978 г.] были изложены геологическое строение и история геосинклиналей и складчатых областей неогена Земли. При этом попутно были затронуты вопросы геологического развития других — платформенных — регионов Земли. Из рассмотрения выясняется, что складчатые геосинклинальные сооружения рифея и палеозоя локально распространены в нешироких, удлиненных вдоль крупнейших глубинных разломов зонах в теле северной Лавразийской части прежней панплатформы, занимая не более 15% площади всей Лавразии.

Мезозойские и кайнозойские складчатые геосинклинальные сооружения развивались исключительно в пределах тектонических мегапооясов, занимавших не более 15% поверхности Земли. В пределах Гондваны складчатые геосинклинальные сооружения неогена отсутствовали.

Анализ изложенных в настоящей книге материалов по геологии платформ Земли показывает, что древние платформы занимают преобладающие площади современных территорий Земли. Поэтому на его основе с учетом изложенных в книге «Геосинклинали и складчатые области» сведений можно воспроизвести всю геологическую историю Земли, длительность которой по радиометрическим данным определяется в 4—4,5 млрд. лет. Эта история отчетливо подразделяется на три мегастадии: нуклеарную (примерно от 4,5 до 3 млрд. лет), протоплатформенную (от 3 до 1—1,5 млрд. лет) и геосинклинальную (от 1—0,5 млрд. лет по настоящее время).

В первой половине нуклеарной мегастадии завершилось начавшееся еще в догеологическое время формирование повсеместной на земной поверхности сиалической (гранито-гнейсовой) земной коры, одинаковая всюду мощность которой, очевидно, приближалась к мощности земной коры под современными древними платформами (от 20 до 40 км). Ровная поверхность земной коры была покрыта водами неглубокого (от нескольких десятков до первых сотен метров) практически сплошного Мирового океана.

Пересыщенная паробразными и газообразными продуктами (водой, углекислотой, углеводородом и др.) атмосфера того времени содержала очень мало свободного кислорода и плохо пропускала солнечные лучи. В результате в атмосфере и гидросфере господствовали восстановительные условия, препятствовавшие развитию процессов химического и физического выветривания, а отсюда и всех экзогенных процессов. Активизация последних задерживалась также большой стабильностью тектонических и геоморфологических условий.

Вторая половина нуклеарной мегастадии, в основном соответствующая позднему архею, отличалась некоторой активизацией пока еще рудиментарных тектонических процессов, вызвавшей образование первичного слабо-расчлененного рельефа поверхности земной коры. Среди Мирового океана выросли крупные невысокие сравнительно плоские острова. Зародившиеся на дне прибрежных отмелей Мирового океана первичные живые организмы (водоросли) в процессе фотосинтеза углекислоты стали выделять в атмосферу и гидросферу свободный кислород, количество которого возрастало по мере быстрого увеличения водорослей. Вследствие этого восстановительные условия в верхних слоях гидросферы и в атмосфере сменились преимущественно окислительными, что способствовало активному развитию процессов химического выветривания. Обильные атмосферные осадки обусловили образование на склонах островов бурных водных потоков, размывавших и переотлагавших продукты химического и физического выветривания земной коры. Реки выносили терригенные осадки в прибрежные окраины экваторий Мирового океана. Таким образом началось накопление континентальных и прибрежно-морских терригенных осадков. На дне мелководных экваторий Мирового океана началось также формирование органогенных карбонатных и хемогенных карбонатных и кремнистых осадков. По глубинным разломам на дне океанов происходили неоднократные подводные излияния базальтоидных лав. На глубине, в недрах земной коры, местами внедрялись также интрузии анортозитов и чарнокитов.

В результате во второй половине нуклеарной мегастадии за длительный (не менее 1 млрд. лет) отрезок времени впервые на Земле накопились мощные морские и континентальные осадочные и вулканогенные, в основном подводные базальтоидные, толщи. Затем в конце нуклеарной мегастадии на преобладающей площади Лавразии и меньше в Гондване они были охвачены процессами глубинного метаморфизма и превращены в преимущественно гнейсовые толщи, сходные по составу с гранито-гнейсовой сиалической земной корой. Одновременно в последней и в позднеархейских гнейсовых толщах завершались длительные и, по-видимому, неоднократные процессы нуклеарной тектоники, приведшие к образованию в них гнейсовых куполов и различного типа брахиформных складок.

На обширных участках Гондваны (локально и на западе Лавразии), преимущественно в южной и западной частях Канадского щита, процессы нуклеарной тектоники в основном охватили лишь гранито-гнейсовую земную кору, завершившись в конце первой — катархейской стадии нуклеарной мегастадии. Осадочные и вулканогенные толщи позднего архея здесь нередко полого залегают, слабо метаморфизованы или вообще не метаморфизованы и по типу своему приближаются к протоплатформенным образованиям, местами, например в Кимберлийской синеклизе Южной Африки, слагая основание протоплатформенного чехла.

Таким образом, завершение нуклеарной мегастадии и начало протоплатформенной мегастадии в разных местах Земли происходили неодновременно. Возрастной рубеж между этими мегастадиями совпадает с границей между архейской и протерозойской эрами и примерно равен 2700 млн. лет. Местами же в пределах Гондваны и на западе Лавразии он опускается до границы раннего и позднего архея и равен примерно 3500 млн. лет.

В начале протоплатформенной мегастадии — в раннем протерозое, местами начиная с позднего архея, по-видимому, вся поверхность земного шара представляла собой обширную единую панплатформу. Фундаментом ее являлись первичная сиалическая гранито-гнейсовая земная кора и вкрапленные в нее сверху на обширных участках глубокометаморфизованные толщи верхнего архея. О характере строения и геологического развития протоплатформенного чехла можно судить лишь на основе анализа геологии сохранившихся после новейшей океанизации современных территорий древних платформ — реликтов ранее единой древней панплатформы. На преобладающей площади Лавразии и Гондваны, а также, по-видимому, в пределах разделяющего их тектонического мегапояса Тетис в течение всего протерозоя господствовал геократический режим. В раннем и среднем протерозое здесь развивались обширные приподнятые слаборазмыывавшиеся участки и также крупные области медленного погружения, заполнявшиеся преимущественно континентальными и меньше прибрежно-морскими терригенными, в значительной мере железорудными кварцево-песчаными, толщами.

Вдоль крупнейших глубинных разломов одновременно функционировали неширокие удлиненные зоны более интенсивного прогибания — протогоеосинклинали, компенсировавшегося накоплением в них сходных с платформенными, но более мощных терригенных, включая железорудные кварцево-песчаные, толщ (гуронские и карельские протогоеосинклинали Лавразии и их аналоги в Гондване). В конце среднего протерозоя (1500—1700 млн. лет) эти протогоеосинклинальные толщи были интенсивно дислоцированы в серию линейных складок, параллельных глубинным разломам, и значительно и неравномерно метаморфизованы. Складчатые процессы в несколько ослабленной форме проявлялись также и в платформенном чехле соседних участков древней панплатформы, постепенно затухая с удалением от протогоеосинклиналей и сменяясь там типично платформенной складчатостью.

Общая тектоническая инверсия протогоеосинклиналей в конце среднего протерозоя сопровождалась крупными глыбовыми поднятиями в пределах панплатформы. К этим внутриплатформенным глыбовым поднятиям и меньше к общинверсионным поднятиям протогоеосинклиналей было приурочено становление крупных субплатформенных интрузий чарнокитов, анортозитов и гранитов рапакиви. Синхронно с ними на краях поднятий вдоль краевых глубинных разломов происходили субаэральные вулканические извержения кислых лав и выбросы их пирокластического материала (дала-порфиры Скандинавии, риолиты Северо-Американской платформы и др.).

В некоторых протоплатформенных синеклизах Гондваны, местами заложившихся в начале позднего архея (Кимберлийская синеклиза), в это время накапливались также золотоносные галечники и пески (система Витватерсранд и др.) — продукты размыва архейских гранито-гнейсовых толщ, содержавших золоторудные кварцевые жилы. В конце среднего протерозоя, в эпоху общей тектонической инверсии протогоеосинклиналей, в некоторых протоплатформенных синеклизах Гондваны впервые в неогеологической истории Земли происходило становление алмазонасных кимберлитовых трубок (алмазонасные кимберлиты Голконды Индии, Южной Африки и др.).

В центре и на западе Лавразии, в пределах современных Северо-Американской, Эриа, Русской и Баренцевой древних платформ, после среднетерозойского орогенеза и перерыва в осадконакоплении в течение раннего и среднего рифея (1500—1000 млн. лет) на преобладающей площади сохранялись крупные размывавшиеся сводовые поднятия, среди которых располагались сравнительно небольшие мульды типа межгорных впадин, заполнявшиеся преимущественно континентальными красноцветными песками, конгломератами и меньше глинами различной мощности (от первых сотен до нескольких тысяч метров) — серии Кьюиноу, Торридон, Спарагмит, иотний и их аналоги. В раннем рифее на больших участках, преимущественно в пределах Северо-Американской древней платформы, интенсивно проявлялся субэкральный вулканизм главным образом кислого и меньше среднего и основного состава и местами внедрялись крупные лополиты стратифицированных габброидов типа массивов Седбери и Дулут.

В конце среднего рифея длительное погружение и осадконакопление в этих мульдах сменилось преимущественно положительными тектоническими движениями, сопровождавшимися пологой складчатостью платформенного типа и внедрением местами малых субщелочных интрузий типа гардарских в Южной Гренландии.

На этом завершается панплатформенная мегастадия развития в Западной Лавразии. Здесь же в конечную — рифейскую стадию этой мегастадии вдоль крупнейших глубинных разломов началось развитие первых геосинклиналей неогей — миогеосинклиналей Гренландско-Тиманского геосинклинального пояса, Авалонской и Ноксвилльской эвгеосинклиналей. В пределах Гондваны в это время локально, вдоль крупнейших глубинных разломов, функционировали внутрплатформенные прогибы типа авлакогенов (кибарские, катангские и др.).

На востоке Лавразии и Гондваны и в пределах Тихоокеанского тектонического мегапояса, особенно в его Восточно-Азиатском секторе, в протерозое господствовали иные палеотектонические и палеогеографические условия. Платформа и локально развитые в ее пределах неширокие протогеосинклинали в это время, во всяком случае в среднем и позднем протерозое, устойчиво и равномерно погружались и заполнялись трансгрессировавшими из первичных центральнотихоокеанских океанических котловин обширными мелководными морскими бассейнами. На дне этих бассейнов в основном в течение среднего и позднего протерозоя, местами (на северном склоне Алданского щита и др.) начиная с раннего протерозоя, устойчиво накапливались карбонатные и меньше карбонатно-терригенные отложения. Чаще всего протоплатформенные карбонатные толщи здесь выше по разрезу согласно сменяются открыто-морскими отложениями сходного состава нижнего палеозоя, слагая основание единого непрерывного протерозойско-фанерозойского платформенного чехла древних платформ.

В протогеосинклиналях, например в раннебайкальских Восточной Азии, в раннем и среднем протерозое накапливались сходные карбонатные и меньше карбонатно-терригенные толщи значительно большей (до 10—15 км) мощности. Восточноазиатские карбонатные протогеосинклинали так же, как и преимущественно континентальные терригенные протогеосинклинали центральных и западных районов Лавразии и Гондваны, были

консолидированы и испытали общую тектоническую инверсию, сопровождающуюся становлением крупных гранитоидных интрузий.

Затем в раннем и среднем рифее на краях раннебайкальских складчатых протогеосинклинальных сооружений вдоль крупных краевых глубинных разломов функционировали позднебайкальские эвгеосинклинальные прогибы, так же как и гренландско-тиманские мюгеосинклинали на западе, ознаменовавшие начало поздней геологической — геосинклинальной мегастадии. В конце среднего рифея они консолидировались, и одновременно произошла миграция геосинклинальных условий в другие шовные зоны Центральной Азии, где в позднем рифее вдоль крупных глубинных разломов заложилась различного типа раннекаледонские шовные эвгеосинклинальные прогибы, составившие каркас мозаично-глыбовых палеозойских геосинклинальных, а затем складчатых сооружений Центральноазиатского пояса.

В палеозое, местами начиная с рифея, древняя панплатформа была отделена от первичных океанических котловин центральных районов современного Тихого океана Тихоокеанским подвижным тектоническим мегапоясом и разделена субширотным ориентированным тектоническим мегапоясом Тетис на части: северную — Лавразию и южную — Гондвану.

Лавразия была разбита серией различно ориентированных крупных глубинных разломов и удлиненных вдоль них нешироких каледонских и герцинских геосинклинальных, а затем складчатых поясов на семь самостоятельных крупных древних платформ: Северо-Американскую, Эриа, Русскую, Сибирскую, Китайскую, Баренцеву и Гиперборейскую. По характеру геологического развития они подразделяются на две крупные группы: западную — приатлантическую, объединяющую Северо-Американскую, Эриа, Русскую и Баренцеву древние платформы, и восточную — восточноазиатскую, включающую Китайскую, Сибирскую и Гиперборейскую древние платформы. Они различаются прежде всего тем, что в приатлантической группе древних платформ отчетливо индивидуализируются протоплатформенная и фанерозойская платформенная мегастадии, разделенные крупными тектоническими перестройками и перерывом в осадконакоплении на рубеже среднего и позднего рифея, а в восточно-азиатской группе древних платформ эти две мегастадии сливаются в один непрерывный протерозойско-фанерозойский платформенный мегацикл.

В пределах Северо-Американской древней платформы после средне-рифейской структурной перестройки в течение всего позднего рифея происходили сводовые поднятия, фиксируемые крупным позднерифейским перерывом в осадконакоплении. Фанерозойское погружение платформенных плит здесь началось лишь в среднем или даже в позднем кембрии.

Западная часть Северо-Американской древней платформы в течение всего палеозоя медленно, но устойчиво, практически почти непрерывно, погружалась и была заполнена обширными мелководными морскими бассейнами, на дне которых накапливались карбонатные, в значительной мере органические, и меньше карбонатно-терригенные отложения. В девоне в пределах Великих равнин Канады временами происходило значительное обмеление морского бассейна и местами смена морских условий лагунными, в которых осаждались эвапоритовые осадки.

В мезозое и кайнозое области платформенного прогибания значительно сократились и локализовались в предгорной зоне растущих Северо-Американских Кордильер. Эти предгорные прогибы в мезозое и кайнозое заполнялись прибрежно-морскими и континентальными преимущественно терригенными отложениями, коррелятными размывавшимся поднятиям Скалистых гор и Кордильер.

На юго-восточной окраине Северо-Американской древней платформы и местами на северо-востоке, в пределах Канадского щита (в Гудзонском бассейне и др.), в раннем и среднем палеозое происходило прогибание, сопровождавшееся накоплением прибрежно-морских карбонатно-терригенных и меньше карбонатных отложений. В среднем палеозое морские бассейны значительно обмелели и в их пределах росли слаборазмывавшиеся низкие острова. В результате в составе прибрежно-морских отложений этого возраста возросла роль терригенных осадков, а в позднем силуре местами накапливались эвапориты. В среднем и позднем девоне в Преаппалачской предгорной впадине отлагались преимущественно континентальные, в том числе красноцветные, терригенные осадки, к северо-западу, в глубь платформы, постепенно сменявшиеся прибрежно-морскими тонкокластическими терригенными и карбонатно-терригенными образованиями.

В позднем палеозое на преобладающей центральной и восточной частях Северо-Американской платформы развивались крупные слаборазмывавшиеся сводовые поднятия. Лишь в отдельных понижениях — синеклизах (Иллинойской, Аллегенской и др.) в среднем и позднем карбоне, а в Аллегенской синеклизе также унаследованно в ранней перми происходило накопление паралических угленосных карбонатно-терригенных толщ. В мезозое и кайнозое преобладающая площадь Северо-Американской платформы, за исключением прикордильерских предгорных прогибов, представляла собой обширное слаборазмывавшееся сводовое поднятие.

Геологическое развитие древней платформы Эриа в палеозое, по-видимому, было сходным с таковым Северо-Американской древней платформы, о чем можно судить по сохранившимся реликтам палеозойских платформенных толщ Северо-Западной Шотландии, на смежных Гебридских островах и на юго-востоке США, в пределах штатов Джорджия и Флорида. В предполагаемой юго-западной части этой древней платформы затем, по-видимому, происходило в основном унаследованное от палеозоя медленное, но устойчивое платформенное прогибание, сопровождавшееся накоплением здесь мощных прибрежно-морских и меньше континентальных терригенных и карбонатно-терригенных толщ мезозоя и кайнозоя, на севере трансгрессивно перекрывших палеозойские складчатые сооружения Юго-Западных Аппалачей и Уачита. В результате сформировалась Примексиканская молодая платформа, платформенный чехол которой на северо-западе постепенно по латерали переходит в сходные прибрежно-морские и меньше континентальные терригенные образования Прикордильерского предгорного прогиба западной окраины Северо-Американской древней платформы.

По северо-западной окраине древней платформы Эриа в мезозое и кайнозое функционировал тесно связанный на юго-западе с плитой Примексиканской квазиплатформы предгорный прогиб, на северо-западе трансгрессивно накладывавшийся на соседние краевые участки палеозойских склад-

чатых сооружений Аппалачей и Восточной Гренландии. Этот предгорный прогиб заполнялся прибрежно-морскими и меньше континентальными преимущественно терригенными отложениями. Морские бассейны Примексиканской квазиплатформы в позднем мезозое и кайнозое на юге соединялись с геосинклинальными морскими бассейнами тектонического мегапояса Тетис.

На преобладающих центральной и восточной частях Русской древней платформы в позднем рифее развивались крупные прогибы, разделявшиеся слабаразмывавшимися поднятиями. В прогибах накапливались прибрежно-морские преимущественно терригенные в значительной мере тонкокластические отложения. В центральной полосе северо-восточного простирания, расположенной непосредственно к юго-востоку от Балтийского моря, платформенное прогибание, сопровождавшееся накоплением в прибрежно-морских и лагунных условиях тонкокластических терригенных осадков, унаследованно продолжалось и в первой половине раннего кембрия.

По западной окраине Русской древней платформы, в ее Английско-Скандинавской части, позднерифейские толщи выпадают из разреза и платформенное прогибание и осадконакопление начинается позднее, с раннего кембрия. В кембрии здесь на дне платформенного морского бассейна отлагались преимущественно прибрежно-морские песчано-глинистые и меньше карбонатно-терригенные осадки. В ордовике и силуре морской бассейн приобретает все более открыто-морской характер и в его пределах все большую роль получает карбонатное и граптолитоглинистое осадконакопление. Карбонатное осадконакопление в ордовике и силуре особенно большую роль играло в районе Балтийского моря. Восточнее, в центральной части Русской древней платформы, после крупного перерыва в осадконакоплении, охватывавшего средний и поздний кембрий, в ордовике и силуре накапливались прибрежно-морские карбонатно-терригенные отложения.

В восточной части Русской древней платформы после позднерифейского терригенного осадконакопления во впадинах в течение всего кембрия, ордовика и силура господствовали сводовые поднятия и осадконакопления не происходило.

В раннем девоне в пределах всей Русской древней платформы господствовал геократический режим, явившийся отражением орогенических процессов в каледонских складчатых областях. В это время на Русской платформе функционировали размывавшиеся глыбовые поднятия и располагавшиеся между ними впадины, заполнявшиеся континентальными красноцветными терригенными толщами. В среднем девоне на Русскую платформу вновь проникают морские трансгрессии, особенно широко распространившиеся в ее пределах в позднем девоне, когда области погружения и седиментации значительно расширились и заполнялись прибрежно-морскими карбонатно-терригенными отложениями.

Сходные прибрежно-морские и меньше континентальные условия сохранялись на большей части Русской платформы также в течение всего карбона. В раннем и среднем карбоне местами, особенно в Московской синеклизе, накапливались также паралические угленосные карбонатно-терригенные отложения.

На юге Русской платформы в краевых прогибах, располагавшихся севернее раннегерцинских складчатых сооружений, в среднем и позднем

карбоне накапливались мощные угленосные паралические карбонатно-терригенные толщи.

Позднегерцинские орогенические процессы в складчатых герцинидах обусловили на Русской платформе появление новой крупной геократической эпохи, охватывавшей пермский и триасовый периоды. В центральных частях Русской платформы в это время функционировали крупные слабаразмывавшиеся сводовые поднятия, а в краевых частях на юго-западе, юге и востоке по соседству с горноскладчатыми сооружениями герцинид — крупные области прогибания и преимущественно континентального осадконакопления. В ранней перми здесь происходила постепенная смена прибрежно-морских условий лагунными, в которых широко проявился процесс образования эвапоритовых, в значительной мере соленосных толщ. В поздней перми и триасе повсеместно преобладало накопление континентальных красноцветных терригенных отложений.

Продолжавшееся унаследованно погружение этих областей в юре, мелу и кайнозое сопровождалось морскими трансгрессиями с юга, из мегапояса Тетис. В это время здесь накапливались преимущественно прибрежно-морские терригенные и меньше карбонатно-терригенные отложения. Во внутренних частях Русской платформы в это время господствовали геократические условия. Лишь в отдельные отрезки времени в их пределы, особенно в синеклизы типа Московской, трансгрессировало море.

Прибрежно-морские осадочные толщи мезозоя и кайнозоя южных районов Русской платформы к югу постепенно сменяются мезозойско-кайнозойским осадочным чехлом квазиплатформ Западной Европы и Скифско-Туранской плиты. Последняя на северо-востоке через Тургайский пролив соединяется с крупнейшей на Земле Западно-Сибирской молодой платформой. Плиты этих молодых платформ Евразии, как и охарактеризованная выше Примексиканская плита, а также мезозойско-кайнозойские прогибы в пределах древних платформ в мезозое и кайнозое заполнялись в основном прибрежно-морскими кремнисто-терригенными на севере и карбонатно-терригенными на юге толщами.

Фанерозойская геологическая история Баренцевой платформы имеет большое сходство с Русской. Восточная и северная части Сибирской древней платформы испытывали устойчивое медленное погружение и были заняты морскими бассейнами в течение всего (на юге начиная с раннего, а севернее со среднего) протерозоя, кембрия и меньше ордовика и силура и заполнены карбонатными и карбонатно-терригенными отложениями. На западе Сибирской платформы платформенное прогибание началось позднее — в рифее, когда здесь отлагались преимущественно континентальные в значительной мере красноцветные терригенные и меньше прибрежно-морские карбонатно-терригенные образования. В первой половине раннего кембрия здесь в лагунных условиях происходило накопление доломитовых и эвапоритовых в значительной мере соленосных толщ. Лишь во второй половине раннего и в начале среднего кембрия здесь окончательно утвердились проникшие с севера и востока морские условия, в которых отлагались карбонатно-терригенные осадки.

Во второй половине среднего и в позднем кембрии на западе Сибирской платформы вновь возобладала регрессия моря, сопровождавшаяся накоп-

лением пестроцветных терригенных и карбонатно-терригенных отложений верхоленской свиты и ее аналогов. В ордовике здесь вновь происходила небольшая морская трансгрессия с осаджением в прибрежно-морских условиях карбонатно-терригенных отложений.

В силуре, а затем в девоне, карбоне и перми происходит постепенное сокращение областей прогибания в пределах Сибирской платформы до размеров Тунгусской синеклизы и отступление моря к северу, где на севере Таймыра и соседних островах Северной Земли морские условия сохранились практически до конца палеозоя.

В позднем палеозое в основном в пределах Тунгусской синеклизы накапливались паралические и меньше континентальные угленосные карбонатно-терригенные и терригенные толщи. Затем в триасе здесь происходили интенсивные субаэральные извержения базальтоидов траппового типа. На северо-востоке Сибирской платформы и в триасе сохранялись прибрежно-морские условия с накоплением преимущественно терригенных толщ. Триасовый морской бассейн северо-востока платформы на востоке имел непосредственную связь с морскими бассейнами Верхояно-Чукотской геосинклинальной области.

В юре и мелу на западной, северной и восточной окраинах Сибирской платформы, так же как и по окраинам Русской платформы, существовали области прогибания, в которых по латерали и вертикали чередовались прибрежно-морские, лагунные и континентальные условия преимущественно терригенного осадконакопления. На западной окраине Сибирской платформы мезозойско-кайнозойские толщи к западу постепенно переходят в мезозойско-кайнозойский осадочный чехол Западно-Сибирской квазиплатформы.

На юге Сибирской платформы, к северо-востоку и северу от размывавшихся горных поднятий Восточного Саяна, Забайкалья и Станового хребта в юре и мелу развивалась серия предгорных впадин, заполнявшихся континентальными угленосными терригенными толщами.

На Китайской древней платформе платформенное прогибание началось также неодновременно в разных местах: от раннего или среднего до позднего протерозоя. Оно унаследованно продолжалось также в кембрии и первой половине ордовика. В это время здесь накапливались преимущественно морские карбонатные и меньше кварцево-песчаные отложения.

После крупного перерыва в осадконакоплении, на значительных участках охватывавшего весь средний палеозой, в позднем палеозое здесь господствовали геократические условия, в которых ограниченные размывавшимися поднятиями впадины заполнялись преимущественно континентальными терригенными, в значительной мере угленосными, толщами. На юге Китая местами в конце палеозоя и триасе происходили морские трансгрессии, обусловившие накопление в это время карбонатных и карбонатно-терригенных отложений. На преобладающей же площади Китая в триасе господствовали размывавшиеся поднятия с небольшими впадинами среди них, заполнявшимися красноцветными континентальными терригенными толщами.

Затем в юре, мелу и кайнозое в отдельных впадинах среди размывавшихся поднятий происходило накопление, нередко довольно мощных континентальных терригенных толщ. Местами в пограничных с Тихоокеанским мегапоясом районах временами происходили небольшие морские трансгрессии.

Китайская древняя платформа в отличие от остальных древних платформ Лавразии характеризуется повышенной подвижностью. В ее пределы из Центральноазиатского палеозойского складчатого пояса и из Тихоокеанского тектонического мегапояса вклиниваются удлиненные в субширотном и субмеридиональном направлениях вдоль крупных глубинных разломов внутриплатформенные палеозойские и мезозойские складчатые сооружения, разбивающие ранее единую Китайскую древнюю платформу на серию крупных платформенных массивов: Северо-Китайскую древнюю платформу, Южно-Китайскую древнюю платформу, Тибетский, Таримский и другие массивы. Сравнительно небольшие платформенные массивы Китайской древней платформы в отличие от других крупных древних платформ Лавразии характеризуются значительно большей напряженностью их платформенных структур.

Гондвана в отличие от гетерогенно построенной Лавразии с присущим для нее преимущественно талассократическим режимом в неогее характеризовалась в основном геократическими условиями, представляя собой единый обширный монолитный материк. Лишь ее окраины, пограничные с обрамлявшими тектоническими мегапоясами, временами, особенно в раннем палеозое, испытывали устойчивое погружение и в их пределы из соседних мегапоясов трансгрессировало море.

Большие центральные части Гондваны представляли собой слабозамывавшиеся сводовые поднятия, среди которых в позднем палеозое и мезозое функционировали крупные внутриконтинентальные впадины типа Карру в Южной Африке, заполнявшиеся континентальными терригенными, в значительной мере угленосными, толщами.

Начало формирования горного рельефа и межгорных впадин в позднем карбоне в значительной мере обусловило широкое распространение в пределах Гондваны оледенения. В эту гондванскую эпоху в краевых частях Гондваны, на западе Южно-Американской древней платформы и особенно на севере Аравийско-Африканской древней платформы, в пределах Сахары, происходило постепенное сокращение и отступление в сторону тектонических мегапоясов краевых морских трансгрессий и постепенное расширение к северу областей континентального терригенного осадконакопления (нубийских песчаников в Северной Африке и др.). Временами же прогрессирующая регрессия моря здесь приостанавливалась и сменялась кратковременными морскими трансгрессиями далеко в глубь материка.

В юре начался процесс новейшей океанизации — распад Гондваны на пять современных материков с Индийским и южной частью Атлантического океанов между ними. С этими процессами были связаны обильные базальтоидные излияния траппового типа.

В юре, мелу и кайнозое в центральных частях современных Южно-Американской, Аравийско-Африканской и Индостанской древних платформ сохранялись геократические условия, а в прибрежных с новообразованными океанами районах происходили неоднократные морские трансгрессии.

На юге и юго-востоке Гондваны, в пределах современных Антарктиды и Австралии, гондванская эпоха развития внутриконтинентальных впадин, заполнявшихся континентальными терригенными толщами, началась значительно раньше — еще в силуре. Здесь также, особенно в Антарктиде,

значительно представлены толщи юрских траппов, свидетельствующие о начале океанизации в среднем мезозое.

Расширение и углубление Индийского океана и южной части Атлантического океана происходили в несколько этапов, о чем свидетельствуют излияния деканских траппов в позднем мелу и палеоцене, плиоцен-четвертичные излияния базальтоидов траппового типа, продолжающиеся и поныне в прибрежных с Индийским океаном районах Южной Австралии и Антарктической древней платформы и т. д. О совсем недавнем, продолжающемся и в настоящее время, расширении Индийского океана говорят факты трансгрессивного затопления водами его прибрежных морей и заливов неогеновых складчатых сооружений и плиоцен-четвертичных предгорных впадин соседних районов мегапояса Тетис и Тихоокеанского тектонического мегапояса.

Последняя — плиоцен-плейстоценовая — волна новейшей океанизации широко распространилась также в пределы Лавразии и тектонических мегапоясов. В это время произошло формирование северной части Атлантического океана, Северного Ледовитого океана и внутриконтинентальных морей Альпийского сектора мегапояса Тетис в пределах Лавразии и тектонического мегапояса Тетис, а также восточноазиатских окраинно-материковых морей и краевых океанических котловин Тихого океана в пределах Тихоокеанского тектонического мегапояса.

Таким образом, выясняется, что платформенное развитие является ведущим типом геологического развития Земли. Оно происходило повсеместно в течение всей геологической истории, начиная с позднего архея или раннего протерозоя. Области древних платформ с устойчивым платформенным геотектоническим режимом в панплатформенной и геосинклинальной мегастадиях занимают преобладающие площади современных территорий и охватывали еще большие площади в течение всей геологической истории до начала процессов новейшей океанизации в среднем мезозое.

Геосинклинальный процесс в типичном своем выражении был значительно проявлен в неогее. Но, как выясняется, он активизировался локально в нешироких зонах, приуроченных к крупным тектоническим разломам, разбивавшим в палеозое тело древней панплатформы Лавразии на семь крупных самостоятельных древних платформ.

Кроме того, в течение всего неогеея функционировали более крупные тектонические пояса Тетис и Тихоокеанский. В рифее и палеозое они характеризовались длительным медленным, но устойчивым прогибанием субплатформенного типа, а в мезозое и кайнозое явились вместилищем более узких геосинклиналей, разделенных срединными массивами. Следовательно, геосинклинальные процессы являются вторичными и резко подчиненными по распространенности и времени проявления ведущим платформенным процессам.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Белоусов В. В. Основные вопросы геотектоники. М., Госгеолтехиздат, 1962. 607 с.
2. Богданов Н. А. Палеозой востока Австралии и Меланезии.— Тр. ГИН АН СССР, 1967, вып. 181. 179 с.
3. Божко Н. А. К стратиграфии и тектонике синеклизы Вольта и Акварим-Тоголезской (Атакорийской) блоково-складчатой зоны.— В кн.: Геология и полезные ископаемые стран Африки. Л., Недра, 1967, с. 20—37.
4. Божко Н. А. Мозамбикский пояс и некоторые особенности верхнедокембрийских активизированных зон Африки.— Геотектоника, 1970, № 6, с. 35—51.
5. Браун Д., Кэмпбелл К., Крук К. Геологическое развитие Австралии и Новой Зеландии. М., Мир, 1970. 348 с.
6. Воскресенский И. А., Кравченко К. Н. Очерк геологии Пакистана. М., Недра, 1971. 168 с.
7. Гарецкий Р. Г., Яншин А. Л. Чехол молодых платформ.— В кн.: Тектоника Евразии. М., Наука, 1966, с. 300—320.
8. Геологическое строение СССР. Т. I. Стратиграфия. М., Недра, 1968, с. 436—440.
9. Геологическое строение СССР. Т. II. Тектоника. М., Недра, 1968, с. 508—512.
10. Гунн Б. М. Геологическое строение Антарктиды и корреляция ее стратиграфических разрезов.— В кн.: Новейшие геологические исследования в Антарктиде. М., Мир, 1966, с. 15—33.
11. Дюбретре Д. Северо-Восточная Африка и Аравийский полуостров.— В кн.: Тектонические карты континентов на 22-й сессии МГК. М., Наука, 1967, с. 111—115.
12. Елизаров Ю. З., Крятов Б. М., Тимофеев В. Д. К вопросу корреляции докембрия Западной Африки.— В кн.: Геология и полезные ископаемые стран Африки. Л., Недра, 1967, с. 5—19.
13. Журавлев В. С. Чехол древних платформ.— В кн.: Тектоника Евразии. М., Наука, 1966, с. 267—299.
14. Зонненберг Ф. Боливия и Анды.— В кн.: Кордильеры Америки. М., Мир, 1967, с. 25—42.
15. Колотухина С. Е. Основные черты тектонического развития Южно-Американского континента.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1968, № 8, с. 18—30.
16. Корневский Н. В. Основные черты геологии и вулканизма Африки.— В кн.: Геология и полезные ископаемые стран Африки. Л., Недра, 1967, с. 38—53.
17. Кришнан М. С. Геология Индии и Бирмы. М., Изд-во иностранной литературы, 1954. 424 с.
18. Крятов Б. М., Елизаров Ю. З., Тимофеев В. Д. Основные рудные формации докембрия Западной Африки.— В кн.: Геология и полезные ископаемые зарубежных стран Африки. Л., Недра, 1967, с. 54—66.
19. Кэй М. Геосинклинали Северной Америки. М., Изд-во иностранной литературы, 1955. 129 с.
20. Ли Сы-Кан. Геология Китая. М., Изд-во иностранной литературы, 1952. 519 с.
21. Мазарович А. Н. Основы региональной геологии материков. Ч. II (Южные материки и океаны). М., Изд-во МГУ, 1952. 139 с.
22. Месро Ж. Центральная Африка.— В кн.: Тектонические карты континентов на 22-й сессии МГК. М., Наука, 1967, с. 125—135.
23. Основы тектоники Китая/ Пер. с кит. под ред. Н. В. Тупицына. М., Госгеолтехиздат, 1962. 526 с.
24. Павловский Е. В., Марков М. С. Некоторые общие вопросы геотектоники (о необратимости развития земной коры)— В кн.: Тр. ГИН АН СССР. М., Изд-во АН СССР, 1963, с. 9—53.
25. Палей И. П. Области дорифейских складчатостей.— В кн.: Тектоника Евразии. М., Наука, 1966, с. 32—47.
26. Полистер Д. У. Восточная Африка.— В кн.: Тектонические карты континентов на 22-й сессии МГК. М., Наука, 1967, с. 120—124.

27. Равич М. Г., Каменев Е. И. Кристаллический фундамент Антарктической платформы. Л., Гидрометеоздат, 1972. 657 с.
28. Рей Д. К. Тектоническая карта Индии.— В кн.: Тектонические карты континентов на 22-й сессии МГК. М., Наука, 1967, с. 63—74.
29. Силицын В. М. Турфан-Хамийская впадина и Гашуньская Гоби. М., Изд-во АН СССР, 1957. 108 с.
30. Соболевская В. Н. Основные черты тектонического развития Австралии.— Геотектоника, 1965, № 5, с. 71—90.
31. Соболевская В. Н. Тектоника и общие закономерности становления и развития эпипалеозойских платформ. М., Наука, 1973. 259 с.
32. Сужи Ж. Западная Африка.— В кн.: Тектонические карты континентов на 22-й сессии МГК. М., Наука, 1967, с. 116—119.
33. Тугаринов А. И. Геохронология Западной Африки и Северо-Восточной Бразилии.— Геохимия, 1967, № 11, с. 57—61.
34. Турскина В. В. Тектоника нефтегазоносных областей северной части Африканской платформы.— В кн.: Геология и полезные ископаемые зарубежных стран. Африка. Л., Недра, 1967, с. 93—102.
35. Тектоника полярных областей Земли / Б. Х. Егизаров, М. Г. Равич, Н. П. Атласов и др. Л., Недра, 1972. 88 с. (Объяснительная записка к тектонической карте полярных областей Земли м-ба 1:10 000 000).
36. Хаин В. Е. Региональная геотектоника. Северная и Южная Америка, Антарктида и Африка. М., Недра, 1971. 548 с.
37. Хуан Бо-цинъ. Основные черты тектонического строения Китая. М., Изд-во иностранной литературы, 1952. 163 с.
38. Шуберт Ю. А., Фор-Мюре А. Тектоническая карта Африки.— В кн.: Геология и полезные ископаемые зарубежных стран. Африка. Л., Недра, 1967, с. 75—82.
39. Эфферо-Дюклу А. Анды Западной Аргентины. Кордильеры Америки. М., Мир, 1967, с. 7—24.
40. Almond D. C. Structure and metamorphism of the basement complex of north-east Uganda.— Inst. of Geol. Sciences. Overseas Geol. and Min. Res. London, 1969, v. 10, N 2, p. 146—163.
41. Van Backstrom I. W. The geology and mineral deposits of the Riemsasmaak area. Northwest Cape Province.— Annals of the Geol. Survey, 1967, vol. 6, p. 43—54.
42. Barrère J., Slansky M. Notice explicative de la Carte géologique au 2 000 000 de l'Afrique Occidentale.— Mémoires du Bureau de Recherches géologiques et minières. Paris, 1965, N 29, 120 с.
43. Berry W. B. N., Boucot A. J. Correlation of the North American Silurian Rocks.— Geol. Soc. Amer. Special Paper. Boulder, Colorado, 1970, N 102, 289 p.
44. Berthelsen A., Noe-Nygaard A. The Precambrian of Greenland.— In.: The Precambrian. New York, Interscience, 1965, v. 2, 198 p.
45. Beus S. S. Paleozoic stratigraphy of Samaria Mountain. Idaho Utah.— AAPG, Bull., 1968, vol. 52, N 5, p. 782—808.
46. Bissell H. I. Ely, Arcturus and Park City groups (Pennsylvanian—Permian) in Eastern Nevada and Western Utah.— AAPG, Bull., 1964, vol. 48, N 5, p. 565—636.
47. Black R. Sur l'ordonnance des chaînes métamorphiques en Afrique occidentale.— Chronique des mines et de la recherche minière. Paris, 1967, an. 35, N 364, с. 225—338.
48. Black R., Girod M. Late Paleozoic to recent igneous activity in West Africa and its relationship to basement structure.— In.: African magmatism and tectonics. Edinburgh, Oliver and Boyd, 1970, p. 183—210.
49. Brown G., Jackson R. The Arabian shield. Int. Geol. Congr. Rept., 21-st Sedl. Norden, Pt. 9, The Pre-Cambrian Stratigraphy and Correlations. Copenhagen, 1960, 206 p.
50. Cahen L., Shelling N. The Geochronology of Equatorial Africa. N. Holland Publ, Amsterdam, 1966. 195 p.
51. Caulet U. Les sédiments organogènes du Precontinent Algérien.— Mém. Mus. Nat. d'hist. nat. Nouvelle série C, Sciences de la Terre. Paris, 1972, t. XXVI, 289 p.
52. Ch. Schuchert. Stratigraphy of the Eastern and Central United States. New York, 1943. 1013 p.
53. Chekoweth. Early Paleozoic overlap Southern mid-continent United States.— AAPG. Bull., 1968, vol. 52/9, p. 1670—1688.

54. *Condon M. A.* The geology of the Carnarvon Basin, Western Australia. P. I. Permian stratigraphy. Commonwealth of Australia.— Depart. Nat. Developm. Bureau of mineral resources, Geology and geophysics Bull. 1965, N 77, 82 p.
55. *Cox K. G.* Tectonics and vulcanism of the Karroo period and their bearing on the postulated fragmentation of Gondwanaland.— In.: African magmatism and tectonics. Edinburgh, Oliver and Boyd, 1970, p. 211—235.
56. *Cumming L. M.* Operation on str. of Bello Islo. Quebec and Newfoundland-Labrador. Rep. of Act. P. A. 1969.— Geol. Survey of Canada, Paper 70-1, Ottawa, 1970.
57. *Dahlstrom C. D. A., Daniel R. E., Hendraon G. G.* The Lewis thrust at Fording Mountain, British Columbia.— J. of the Alberta Society of Petrol. Geol., 1962, vol. 10, N 7, p. 373—395.
58. *David T. W. E.* The geology of the Commonwealth of Australia. Three volumes. v. 1. Historical Geology. London, 1950, 747 p.; v. 2. Physiography. 618 p., Pl. 28, Figs. 164, 2. Maps. of Australia (11 sections. on 4 sheets), and Australian. New Guinea (1 section).
59. *Davidson A.* Precambrian geology. Kaminak Lake map-area, district of Keewatin.— Geol. Survey of Canada, Paper 69—51. Ottawa, 1970, 27 p.
60. *Davidson E. S.* Geology of the Circle Cliffs Area. Garfield and Kane Counties. Utah.— Geol. Survey. Washington, 1967, Bull. 1229, 140 p.
61. *Dineley D. L., Williams B. P.* Sedimentation and Paleogeology of the Devonian Eacuminac Formation and Related Strata.— In.: Late Paleozoic and Mesozoic Continental Sedimentation, Northwestern North America, Eacuminac Bay. Quebec, 1960, p. 212—269.
62. *Dominiques C. M.* Observations géologiques nouvelles du Paraguay oriental.— Compte Rendu Acad. Sci. Ser. D. Paris, 1966, t. 267, p. 1689.
63. *Drysdall A. R., Weller R. K.* Karoo sedimentation in Northern Rhodesia.— Transactions of the Geol. Soc. of South Africa. Johannesburg, 1966, vol. LXIX, p. 39—70.
64. *Eade K. E.* Ennaden Lake and Nueltin Lake map-areas, district of Keewatin (65 c and 65B West Half). Report of activities, Part A, 1969.— Geol. Survey of Canada, Paper 70-1, Ottawa, 1970.
65. *Eremenko N. A.* Deep faults and the tectonic framework of the Indian Peninsula.— In.: Proc. symposium on Upper Mantle Proj. Geoph. Res. Board. Nat. Geoph. Res. Inst. Hyderabad, 1967, p. 15—26.
66. *Thiagaraj R.* Kadapah and Karnul formations, Andhra Pradesh. India.— In.: Rep. 22 ses. Int. Geol. Congr. Part. 10, sect. 10. New Delhi, 1964, p. 231—244.
67. *Flawn P. T., Goldstein A., King Ph. B., Weaver E.* The Ouachita system.— The Univ. of Texas, Austin, N 6120, 1961. 401 p.
68. *Ford G. P.* Cincinnati geology in Southwest Hamilton County, Ohio.— AAPG, Bull., 1967, vol. 51, N 6, p. 818—936.
69. *Gibson D. W.* Triassic stratigraphy between Athabasca and Brazeau rivers of Alberta.— Geol. Surv. Canada, Paper 68—71. 84 p.
70. *Gilluly J.* The tectonic evolution of the Western United States.— Quart. J. Geol. Soc. London, 1963, vol. 119, p. 2, N 474, p. 133—174.
71. *Ham W. E., Wilson J. L.* Paleozoic epeirogeny and orogeny in the Central United States.— American Journal of Science, 1967, vol. 265, N 5, p. 339—407.
72. *Harrison W.* Geology of Marion County, Indiana, Bloomington, State of Indiana. Dep. of conservation.— Geol. Surv. Bull., 1963, N 28, 78 p.
73. *Hoffmann-Rothe I.* Zur Stratigraphie und Tektonik des Paläozoikums der algerischen Ostsahara.— Geol. Rundschau, 1965, Bd. 55, H. 3, p. 736—774.
74. *Hudeley H., Belmonte Y.* Carte géologique de la République Gabonaise. au. 1/1 000 000. Notice explicative.— Memoires du B. R. G. M. Paris, 1970, N 72. 192 p.
75. *Jacobsen W. B. G.* New results on the stratigraphy and structure of the Rhodesian Lomagundides.— Geol. Rundschau. Stuttgart, 1959, Bd. 58, H. 3.
76. *Patterson J. R.* Ordovician stratigraphy and correlation in North America.— AAPG, Bull., 1961, 45, N 8, p. 1364—1377.
77. *King B. C.* Vulcanicity and rift tectonics in East Africa.— In.: African magmatism and tectonics. Edinburgh, Oliver and Boyd, 1970, p. 263—283.
78. *King Ph. B.* The evolution of North America.— In.: Princeton Univ. Press, 1959. 189 p.
79. *Lange F. W., Petri S.* The Devonian of the Parana basin.— In.: Problems in Brazilian Devonian Geology. Boletim Paranaen de Geociencias, N 21—22. Curitiba, 1967, p. 5—55.

80. *Levorsen A. J.* Geological Map of South America.— In.: South American Geological Map. Committee, Geol. Soc. America, New York, 1950.
81. *Liddle R. A.* The geology of Venezuela and Trinidad. 2-d ed. New York, 1964. 890 p.
82. *Lineback J. A.* Stratigraphy of the New Albany Shale in Indiana.— Geol. Surv. Bloomington, Bull. 44, 1970. 73 p.
83. *Machielse R.* Devonian Algae and their contribution to the Western Canadian sedimentary Basin.— Bull. of Can. petrol. Geol. Lune, 1972, vol. 20, N 2, p. 187—237.
84. *Macqueen R. W., Bamber E. W.* Stratigraphy of Banf. formation and Lower Rundle group (Mississippian), Southwestern Alberta.— Geol. Surv. of Can., paper 67-47. Ottawa, 1967. 37 p.
85. *Macquenn E. W.* Lower Paleozoic Stratigraphy and sedimentology, Eastern Mackenzie M.-s. Northern Franklin M.-s. Rep. act. P. A., 1969. Geol. Surv. of Can. Paper 70-1. Ottawa, 1970.
86. *Mallick D. I. J.* The stratigraphy and the structural development of the Mpande Dome, Southern Zambesia.— Transactions of the Geol. Soc. of South. Africa. Johannesburg, 1966, vol. 69, p. 211—230.
87. *Mc Candless G. C.* The general geology of the Northern Guayana Shield in Venezuela.— In.: Report of the 22-d session India, 1964, part X. Proceedings of section 10. Archaeian and Precambrian Geology, New Delhi, 1964, p. 339—354.
88. *Mossop G. D.* Origin of the peripheral rim, Redwater reef, Alberta.— Bull. of Canadian Petroleum Geology, N 2, 1972, vol. 20, p. 238—280.
89. *Roberts H. G., Gemuts J., Halligan R.* Adelaidean and Cambrian stratigraphy of the Mount Ramsay 1:250 000 sheet area, Kimberley region. Western Australia.— Geol. Surv. of Western Australia, report N 150, Canberra, 1972. 72 p.
90. *Sanders L. D.* The geology of the contact between the Nyanza shield and the Mozambique Belt in Western Kenya.— Geol. Surv. Kenya, 1965, Bull., N 7. 45 p.
91. *Sarkar S. N., Polkanov A. A., Gerling E. K., Chukrov F. V.* Precambrian geochronology of peninsular India.— In.: Rep. 22 ses. Int. Geol. Congr. Part X, sec. 10. New Delhi, 1964, p. 102—130.
92. *Shazly E. M.* On the classification of the Precambrian and other rocks of magmatic affiliation in Egypt.— In.: Int. Geol. Congr. Part X. sect. 10. New Delhim, 1964, p. 88—101.
93. *Sloss L. L.* Tectonic Cycles of the North American Craton. Symposium on Cyclic Sedimentation.— State geological Surv. of Kansas, Bull. 169. Lawrence, 1964, vol. 11, p. 449—460.
94. *Stockwell C. H.* Ahe determinations and geological studies. Geol. Surv. Can. Paper 63-17, p. 2. Ottawa, 1963. 140 p.
95. *Swardt A. M. de., Drysdall A. R.* Precambrian geology and structure in Central Northern Rhodesia.— Mem. Geol. Surv. N. Rhodesia, Lusaka, 1964, N 2. 82 p.
96. *Du Toit A. L.* Geology of South Africa. 3-ed. 1954, 611 p.
97. *Wells A. T., Stewart A. J., Skwarko S. K.* Geology of the South-Eastern Part of the Amadeus Basin, Northern Territory.— In.: Commonwealth of Austral. Report. 88, Canberra, 1966. 60 p.
98. *Wiesner K.* Wergleichende Beobachtungen an Geologie und Tektonik in Eritrea und Harrar-W (Äthiopien). Geol. Rundschau. Stuttgart, 1970, Bd. 59, H. 2, S. 391—408.
99. *Withroms.* Depositional environmente of Pennsylvanian Red Lork Sandstone, Northeastern Anadarko Basin, Oklahoma.— The AAPG. Bull., 1968, vol. 5219, p. 1638—1654.
100. *Zenz A. C.* Ordovician to Devonian history of Northern Yukon and adjacent district of Mackenzie.— Bull. of Can. Petrol. Geol., 1972, vol. 20, N 2, p. 321—361.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие	3
Глава I. ТЕКТОНИКА ДРЕВНИХ ПЛАТФОРМ ЛАВРАЗИИ	10
Северо-Американская (Лаврентьевская) платформа	11
Платформа Эриа	23
Русская платформа	27
Баренцева платформа	43
Сибирская платформа	45
Гиперборейская платформа	58
Китайская платформа	62
Выводы	78
Глава II. ТЕКТОНИКА МОЛОДЫХ ПЛАТФОРМ (КВАЗИПЛАТФОРМ) ЛАВРАЗИИ	88
Примексиканская квазиплатформа	—
Квазиплатформы Западной Европы	90
Скифско-Туранская квазиплатформа	91
Западно-Сибирская квазиплатформа	93
Прикаспийская квазиплатформа	97
Выводы	98
Глава III. ТЕКТОНИКА ДРЕВНИХ ПЛАТФОРМ ГОНДВАНЫ	101
Южно-Американская платформа	—
Аравийско-Африканская платформа	108
Индостанская платформа	125
Австралийская платформа	131
Антарктическая платформа	139
Выводы	142
Глава IV. ОСНОВНЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ ПЛАТФОРМ	144
Список литературы	155

Игорь Николаевич Казаков

**ТЕКТОНИКА
И ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ РАЗВИТИЕ
ДРЕВНИХ И МОЛОДЫХ ПЛАТФОРМ**

Редактор издательства В. Г. Чирков
Переплет художника П. П. Николаева
Технический редактор И. Г. Сидорова
Корректор В. Н. Малахова

ИБ № 5236

Сдано в набор 15.11.83. Подписано в печать 06.04.84. М-38072. Формат 60×90¹/₁₆. Бумага офсетная. Гарнитура литературная. Печать офсетная. Усл. печ. л. 10,0. Усл. кр.-отт. 10,0. Уч.-изд. л. 12,36. Тираж 830 экз. Заказ № 2277/1357. Цена 2 р. 30 к.

Ордена «Знак Почета» издательство «Недра». Ленинградское отделение. 193171, Ленинград, С-171, ул. Фарфоровская, 12.

Типография № 2 Ленуприздата, 191104, Ленинград, Литейный пр., 55.

27/55

4507

103

—
2