

**МИНИСТЕРСТВО ОБРАЗОВАНИЯ И НАУКИ
РЕСПУБЛИКИ КАЗАХСТАН**

**Казахский национальный технический университет
имени К. И. Сатпаева**

**Н. Сеитов
Я. К. Аршамов**

РЕГИОНАЛЬНАЯ ГЕОЛОГИЯ

**Рекомендовано Научно-методическим советом
университета в качестве учебного пособия**

Алматы 2015

УДК 551(075.8)

ББК 26.3я73

С 29

Рецензенты:

Э. Ю. Сейтмуратов, д-р геол.-минер. наук, чл.-корр. НАН РК

С. А. Нигматова, д-р геол.-минер. наук

Б. М. Абишев, канд. геол. минер. наук, доц.

Печатается по плану издания Министерства образования и науки Республики Казахстан на 2015 год

Сеитов Н.

С 29 Региональная геология: Учеб. пособие / Н. Сеитов, Я. К. Аршамов. – Алматы: КазНТУ, 2015. – 150 с. – Ил. Библиогр. – назв.
ISBN 978-601-228-769-1

Учебное пособие по учебному курсу «Региональная геология» подготовлено в соответствии с содержанием ГОСО РК, квалификационной характеристикой, типовой программой и учебным планом специальности 5В070600 «Геология и разведка месторождений полезных ископаемых» (бакалавриат). В нем раскрывается основное содержание курса, предусматривающее ознакомление студентов с особенностями геологического строения, историей геологического развития, закономерностями распространения месторождений полезных ископаемых в пределах обширной территории, занимаемой странами ближнего зарубежья (СНГ и Балтии). Учебное пособие предназначено для существенного расширения профессионального кругозора будущих геологов, что будет способствовать им успешно использовать полученные в рамках данного курса знания в своей профессиональной деятельности по изучению геологии и проведению поисков и разведки месторождений полезных ископаемых. Знание особенностей геологического строения территории стран, расположенных по соседству с республикой, даст возможность студентам провести сравнительное изучение тектонических структур республики с соседствующими и более качественно решить профессиональные задачи по установлению закономерностей развития структур различных рангов и распространения в них месторождений полезных ископаемых.

ISBN 978-601-228-769-1

© Сеитов Н.,

Аршамов Я. К., 2015

© КазНТУ, 2015

ВВЕДЕНИЕ

Данное учебное пособие подготовлено в соответствии с содержанием типовой программы учебной дисциплины, оно включает основные данные, необходимые для раскрытия содержания одноименного учебного курса.

Пособие состоит из семи разделов. В первом разделе учебного пособия рассмотрены основные вопросы, касающиеся понятия «региональная геология: указано, что под этим названием подразумеваются вопросы геологии применительно к территории соседствующих с нашей республикой стран СНГ и Балтии; показана решающая роль основной парадигмы в геологии в лице концепции «Тектоники литосферных плит» в решении региональных проблем геологии; рассмотрены вопросы тектонического районирования рассматриваемой территории.

Остальные шесть разделов учебного пособия посвящены раскрытию особенностей геологического строения тектонических структур, районированных по принципу определения времени завершающей фазы складчатости и располагающихся в пределах рассматриваемой территории. Так, поочередно рассмотрена геология древних платформ, областей рифейско-палеозойской, мезозойской, кайнозойской (альпийской) складчатостей, а также геология ряда эпипалеозойских плит и Крайних морей Тихоокеанского и Арктического поясов Дальнего Востока и Северо-востока Азиатского континента. При этом каждая рассмотренная структура охарактеризована по пяти позициям: 1) место расположения структуры в пределах Евразийского материка; 2) границы структуры; 3) основные структурные элементы; 4) стадии развития структуры; 5) полезные ископаемые.

1. ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ ОБ УЧЕБНОЙ ДИСЦИПЛИНЕ «РЕГИОНАЛЬНАЯ ГЕОЛОГИЯ»

1.1. Цели и задачи учебного курса «Региональная геология»

Учебная дисциплина «Региональная геология» является одной из специальных дисциплин, вошедших в учебный план и обязательных к изучению. Дисциплина преследует цель – ознакомить студентов с особенностями геологического строения, историей геологического развития, закономерностями распространения месторождений полезных ископаемых и их геологической позицией в земной коре обширной территории, занимаемой странами ближнего зарубежья (СНГ и Балтии). Изучение данной дисциплины существенно расширяет профессиональный кругозор будущих геологов, что будет способствовать им успешно использовать полученные в рамках данного курса знания в своей профессиональной деятельности по изучению геологии и проведению поисков и разведки месторождений полезных ископаемых. Знание особенностей геологического строения территории стран, расположенных по соседству с республикой, даст возможность студентам провести сравнительное изучение тектонических структур республики с соседствующими и более качественно решить профессиональные задачи по установлению закономерностей развития структур различных рангов и распространения в них месторождений полезных ископаемых.

В рамках данного курса будет показано разнообразие геологического строения территории стран СНГ, а также характер распространения и стратиграфический уровень расположенных в ней многочисленных месторождений полезных ископаемых, что позволит студентам провести сравнительный анализ месторождений республики со сходными месторождениями соседних стран и принять более качественное решение в своей будущей профессиональной деятельности.

В ходе освоения дисциплины посредством слушания лекционного курса, проведения лабораторных занятий и самостоятельной работы студентов они обязаны постоянно

работать со специальной литературой, касающейся геологии обширной территории Евразийского материка, занимаемой странами СНГ и Балтии. Это позволит им более качественно освоить учебный материал. Одной из важных целей изучения дисциплины является привитие студентам навыков по работе с различными геологическими и тектоническими картами регионального масштаба. По результатам освоения курса студент должен уметь читать любую геологическую карту и построить тектонические схемы, а также геолого-структурные профили и разрезы по этим картам. По результатам анализа самой региональной карты и приложенных к ней разрезов и стратиграфической колонки студент должен уметь поэтапно восстановить историю геологического развития отображенной на карте структур земной коры. Привитие студентам навыков по работе со специальной литературой по региональной геологии и использованию ее в своей профессиональной деятельности также является одной из немаловажных задач изучения дисциплины.

В результате изучения учебного курса студент должен освоить и четко охарактеризовать региональные структуры земной коры изученной территории по четырем позициям: 1) принцип тектонического районирования региональных структур; 2) границы каждой рассмотренной структуры; 3) особенности геологического строения структуры в аспекте ее стратиграфии и тектоники (истории развития); 4) полезные ископаемые структуры.

1.2. Основные положения «Тектоники литосферных плит (ТЛП)» – главной парадигмы современной геологической науки

Благодаря достижениям геологической науки последних десятилетий, прежняя парадигма геологии в лице "Учения о геосинклиналях" канула в лету, и на смену ей пришла новая геотектоническая концепция "Тектоника литосферных плит (ТЛП)", или "Новая глобальная тектоника (НГТ)", являющаяся

ныне главной парадигмой геологической науки. Однако в рамках "Учения о геосинклиналях" долгое время накапливался огромный фактический материал о строении платформ и складчатых областей, что является главным достоинством этой прежней парадигмы. Тем не менее, в последние десятилетия с позиции ТЛП (НГТ), пропагандирующей ведущую роль горизонтальных движений литосферных блоков в заложении, развитии и становлении тектонических структур континентов, появилось много новых данных, позволивших уточнить ряд положений геосинклинальной концепции. В первую очередь – это оценка огромной роли горизонтальных движений литосферы в формировании складчатых поясов континентов; сопоставимость развитой в этих поясах офиолитовой формации с образованиями океанической коры, а мощных известково-щелочных вулканических серий – с производными островных дуг и краевых вулканических поясов и т. д. Эти и другие представления лежат в основе тектоники литосферных плит.

Чтобы читатель еще раз уточнил содержание современной парадигмы геологической науки, кратко охарактеризуем основные положения "Тектоники литосферных плит (ТЛП)".

1. Верхняя оболочка Земли представлена литосферой (земная кора + литосферная мантия) и астеносферой (нижняя часть верхней мантии в состоянии частичного плавления). Литосфера – относительно жесткая оболочка Земли, состоящая из совокупности горных пород разного состава. Она имеет мощность порядка 50–200 км; ее верхняя часть способна к хрупким и пластическим деформациям, а нижняя – только к пластическим. Еще более пластичной является астеносфера; предполагается, что литосфера может скользить по ней.

2. Современная литосфера разбита на семь крупных, способных перемещаться «литосферных плит». Каждая из "плит" по особенностям своего разреза может оказаться целиком континентальной, целиком океанической или комбинированной (половина – океаническая, другая половина – континентальная). Выделяется также порядка десяти мелких плит.

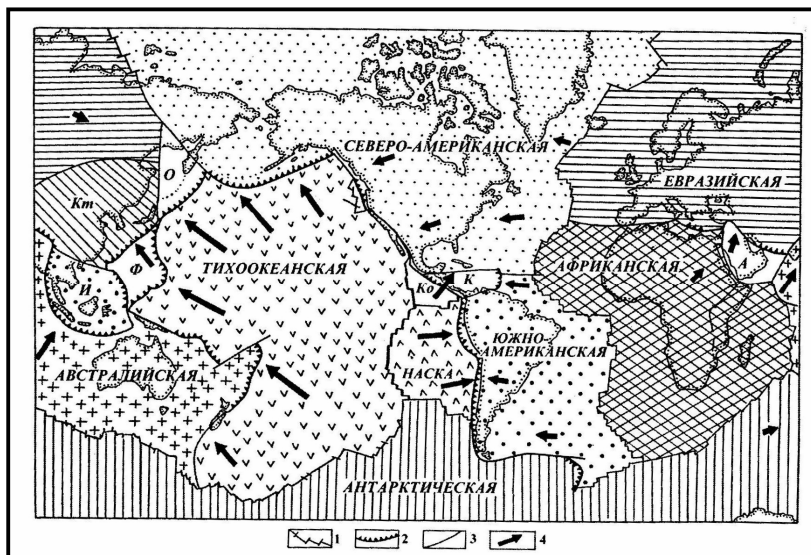


Рис. 1.1. Литосферные плиты Земли:

Среди малых плит и микролит: X – Хуан-де Фука; Ko – Кокос;

K – Карибская; А – Аравийская; Kт – Китайская;

И – Индокитайская; О – Охотская; Ф – Филиппинская

Условные обозначения: 1 – дивергентные границы (оси спрединга);

2 – конвергентные границы (зоны субдукции, реже – зоны коллизии);

3 – трансформные разломы и прочие границы; 4 – векторы «абсолютных» движений литосферных плит (в координатах горячих точек), по Дж. Минстеру, Т.Джордану (1978), с дополнениями; максимальная скорость около 10 см/год

3. Плиты перемещаются относительно друг друга (в горизонтальном направлении). Эти перемещения реализуются за счет деформаций, происходящих на их границах. Скорость движения плит колеблется в среднем от нескольких см до 10–14 см/год, что обеспечивает огромные суммарные значения перемещения (до тысяч километров в течение нескольких геологических эпох).

4. В зонах, где края соседних плит расходятся, возникают структуры растяжения – рифты: на континентах – зоны типа Восточно-Африканских рифтов, переходящие в «щели»

типа Красного моря; в океанах – океанические рифты, протягивающиеся вдоль срединно-океанических хребтов и рассекающих их. Горячий материал астеносферного слоя верхней мантии поднимается в виде магматических расплавов по возникающим рифтам – щелям, при этом образуются толеитовые базальты, кремнистые осадки, диабазовые дайки, габбро и ультрабазиты. Совокупность указанных разновидностей объединяется в офиолитовую формацию, фрагменты которой довольно часто отмечаются в пределах складчатых поясов континентов, указывая на их "былую океаническую природу".

5. В зонах, где края литосферных плит сходятся друг с другом, наблюдается обратное явление: поглощение, или субдукция вновь образованной океанической литосферы под континентальную плиту; возникает островная дуга. На месте, где пододвигаемый океанический край плиты погружается в мантию, возникает глубоководный желоб; океанические формации, смещающиеся по направлению движения океанической плиты, наращивают ее фронтальную часть. Этот процесс называется *обдукцией*. Траектория погружающейся плиты отмечается наклонной зоной (угол наклона порядка 60°) глубоководных землетрясений, прослеживаемых до глубины 700 км. Над участком зоны землетрясений, отвечающим глубинам порядка 100 км, возникает пояс вулканов с характерной андезитовидной, известково-щелочной магмой. Предполагается, что этот вулканизм – результат частичного плавления водонасыщенных пород погружающихся океанических плит.

6. В результате субдукции может происходить полное поглощение океанической литосферы, разделяющей два континента. Предполагается, что континенты могут столкнуться друг с другом, при этом происходит коллизия – столкновение континентов. Коллизия приводит к складчатости, формированию тектонических покровов, возникновению орогенов.

7. Граница разрыва и расхождения литосферных плит называется *дивергентной границей плит*, им свойственны деформации растяжения. Граница столкновения литосферных плит получило название *конвергентной границы*. Им свойственны деформации сжатия.

Восстановление древних границ литосферных плит, древних континентов, реликтов исчезнувших океанических впадин, островных дуг и т. п. является сложнейшей задачей и становится возможным благодаря наличию эталонных формаций – индикаторов былых геотектонических (геодинамических) событий.

Таким образом, ныне считается, что основным направлением эволюции земной коры является в каждом отдельном цикле ее развитие от океанической к континентальной, накопление в коре все большего объема сиалического вещества. Поэтому процесс формирования складчатых структур континентов в новой интерпретации (с учетом достижений "Тектоники литосферных плит") ныне рассматривается как направленное развитие структуры, смысл которого определяется "перерождением" былой недислоцированной океанической коры в сильно дислоцированную континентальную. Такая направленность развития континентальных складчатых структур функционирует, вероятно, по крайней мере, с позднего рифея (последний 1 млрд лет истории Земли).

1.3. Основы тектонического районирования территории стран СНГ и Балтии

В основу выделения естественных элементов геологического строения территории стран СНГ и Балтии положен возраст тектонических движений, в результате которых подвижные (подвижные области ранее назывались *геосинклинальными областями*) области превратились в платформы. Данный метод тектонического районирования разработан в бытность господства геотектонической концепции "Учения о геосинклиналях", однако он с успехом используется и сегодня – в период господства ТЛП, поскольку время прекращения активных (орогенических, или складчатых) тектонических движений и переход к пассивным (эпейрогеническим, или колебательным) движениям является переломным моментом в истории развития любой тектонической структуры, независимо от используемой парадигмы. Разрастание дна океанической структуры (спрединг), пододвигание океанической литосферы под

континентальную (субдукция) и столкновение континентальных берегов бывшей океанической структуры (коллизия) являются процессами, вызванными активными тектоническими движениями. Однако после коллизии и образования орогенических (горных) систем данная область "успокаивается" и переходит в платформенный этап своего развития. Соответственно именно время завершения орогенических (коллизионных) событий является переломным моментом становления складчатой структуры, сформированной в результате преобразования океанической коры в континентальную через кору переходного типа. Как бы то ни было, эпохи превращения бывших подвижных структур в платформы в истории Земли являются очень важными, потому что после них коренным образом изменяется характер геологических процессов.

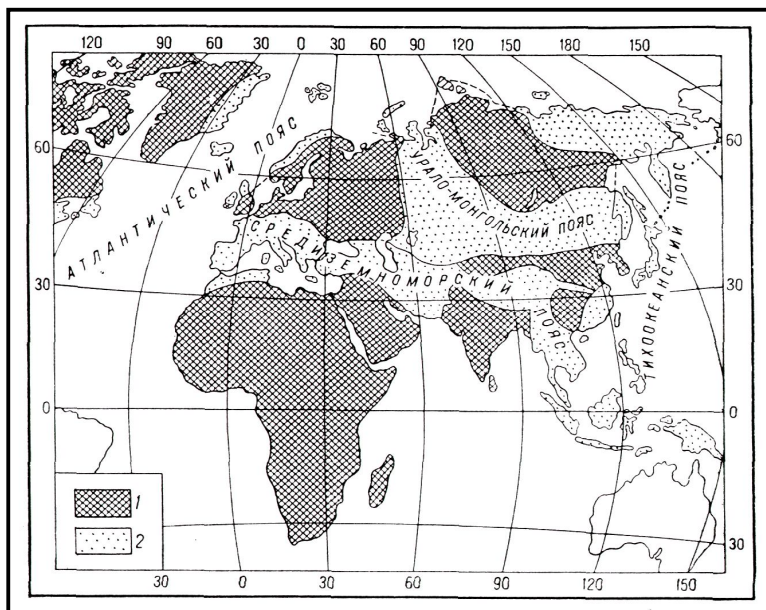


Рис. 1.2. Схема расположения складчатых поясов Евразии
(по М. В. Муратову):

1 – древние платформы; 2 – геосинклинальные складчатые пояса

В пределах территории стран СНГ и Балтии устанавливаются следующие структурные элементы, районированные по указанному выше принципу: 1) древние платформы; 2) области позднепротерозойской и палеозойской складчатости и эпипалеозойские платформы; 3) области мезозойской складчатости и эпимезозойские платформы; 4) области кайнозойской складчатости и современные подвижные пояса.

Древние платформы. На территории стран СНГ и Балтии выделяются две древние платформы – Восточно-Европейская и Сибирская. Они представляют собой наиболее ранние области консолидации складчатых структур, формирование которых на архейском фундаменте началось в раннем протерозое и завершилось к началу палеозоя. В последующие периоды фанерозоя на древнем докембрийском кристаллическом фундаменте формировался платформенный чехол осадочных, в меньшей степени эффузивных пород (траппы). Тектонические движения на платформах, медленно развивающиеся и однородные для больших пространств, привели к пологим изгибам платформенного чехла. Платформы окаймляются складчатыми сооружениями различного возраста.

Области позднепротерозойских и палеозойских складчатостей и эпипалеозойских платформ (плит). Эти области целиком занимают пространство, разделяющее Восточно-Европейскую и Сибирскую платформы (Урал, Западно-Сибирская низменность), и распространяются в Казахстан и Среднюю Азию. На юг и юго-запад от Урала область палеозойских структур прослеживается в Предкавказье, Донбассе и Северном Крыму. Из Казахстана и Средней Азии палеозойская складчатая область широкой полосой уходит на восток в западную часть Монголии и Китая (Синцзян), в районы Алтая, Западного и Восточного Саяна, Забайкалья. В районе Таймыра позднепротерозойские складчатые структуры окаймляют с севера Сибирскую платформу.



Рис. 1.3. Схема тектонического районирования территории стран СНГ и Балтии:

- Древние эпиархейские и эпираннепротерозойские платформы:*
 1 – складчатый комплекс на поверхности (щиты, массивы);
 2 – платформенный чехол на континенте (а) и в океане (б); 8 – герцинские;
 9 – герцинские краевые прогибы Вулканические пояса; 10 – девонские;
 11 – каменноугольно-пермские; 12 – мезозойско-кайнозойские наложенные впадины; 13 – эпипалеозойские плиты. Тихоокеанский складчатый пояс:
 14 – области мезозойской (позднекиммерийской) складчатости:
 15 – срединные массивы; 16 – мезозойские складчатые области, наложившиеся на герциниды Урало-Монгольского пояса (а) и на древнюю платформу (б);
 17 – мезозойские краевые прогибы; 18 – позднемеловые (ларамийской) складчатости; 20 – области позднекайнозойской складчатости;
 Средиземноморский складчатый пояс; 21 – области альпийской складчатости;
 22 – позднекайнозойские краевые прогибы и межгорные впадины;
 23 – глубоководные желоба; 25 – действующие вулканы; 26 – предполагаемые границы областей разновозрастной складчатости; 27 – океанический рифт
Цифры в кружках обозначают главные структуры. Древние платформы:
 Восточно-Европейская; 1 – Балтийский щит, 2 – Украинский щит,
 3 – Русская плита, Сибирская платформа; 4 – Алданский щит,
 5 – Анабарский массив, 6 – Ленно-Енисейская плита, Урало-Монгольский пояс.
Складчатые области: 7 – Центрально-Казахстанская – Северо-Тянь-Шаньская,
 8 – Джунгаро-Балхашская, 9 – Южно-Тянь-Шаньская,
 10 – Уральская, 11 – Пайхойско-Новоземельская, 12 – Алтай-Саянская,
 13 – Енисей-Саяно-Байкальская. Эпипалеозойские плиты; 14 – Западно-Сибирская,
 15 – Туранская, 16 – Эпибайкальская Тимано-Печорская плита. Вулканические пояса, 17 – Казахстанский, 18 – Балхашский. Тихоокеанский складчатый пояс,
 складчатые области и системы: 19 – Верхояно-Колымская система.
 20 – Новосибирско-Чукотская система, 21 – Монголо-Охотская,
 22 – Сихото-Алинская, 23 – Корякская, 24 – Камчатско-курильская,
 25 – Сахалинская массивы, 26 – Колымский, 27 – Омогонский,
 32 – Охотско-Чукотский, 33 – Восточно-Сихото-Алинская, 34 – Таймыро-Северо-Земельская складчатая области; 35 – Восточный Карпат,
 36 – Горного Крыма, 37 – Кавказа, 38 – Копетдага, 39 – Памира,
 40 – Эпипалеозойская Скифская плита

Складчатые комплексы палеозоя слагают фундамент мезозойских и кайнозойских складчатых структур востока Азиатского материка: Монголо-Охотской и Сихотэ-Алинской складчатых областей, некоторых районов бассейна р. Колымы, о-ва Сахалина и п-ова Камчатки. На докембрийских и палеозойских складчатых структурах заложены области альпийской складчатости. Вся эта огромная площадь допалеозойских и палеозойских структур весьма неоднородна.

В ней выделяются области древних структур, где подвижный режим завершился до палеозоя – в позднем протерозое, или в начале палеозоя. Эти области главным образом окаймляют с юга Сибирскую платформу (области байкальской складчатости). В настоящее время эти структуры выходят на поверхность в Енисейском кряже, на Восточном Саяне, Хамар-Дабане, Байкальской горной стране.

В пределах Западно-Сибирской низменности, равнин Западного Казахстана, Каракалпакии, Ставропольского края складчатые структуры палеозоя и позднего протерозоя скрыты под мощным покровом мезозой-кайнозойских отложений. Они рассматриваются как эпипалеозойские плиты. Главные эпипалеозойские плиты в пределах области сочленения Восточно-Европейской и Сибирской древних платформ – Западно-Сибирская и Туранская. Они соединяются Торгайским прогибом. Третья эпипалеозойская плита – Скифская – окаймляет Восточно-Европейскую древнюю платформу с юга.

Среди структур палеозойского возраста выделяют более древние, где процесс активного развития структур завершился в раннем палеозое (конец ордовика, силур), на завершающих этапах каледонской складчатости – Западный Саян, Горная Шория, Центральный Казахстан, Северный Тянь-Шань, Таймыр. Для районов каледонской складчатости характерны обширные внутренние впадины: Тувинская, Минусинская, Тенизская, Шу–Сарысуйская и др. Ранние этапы развития таких впадин связаны с возникновением глубинных разломов, что привело к проявлению мощных излияний эффузивов. К областям позднепалеозойской (герцинской) складчатости относятся: Донбасс и Предкавказье, Урал, хр. Пай-Хой, Новая Земля, Алтай, Южный Тянь-Шань, Прибалхашье, большая часть фундамента Западно-Сибирской и Туранской плит. Кроме того, герцинские складчатые сооружения слагают основание молодых подвижных областей Кавказа, Памира, Забайкалья, Хабаровского края, Приморья и некоторых районов северо-востока Азиатского материка.

Области мезозойской складчатости и эпимезозойских платформ занимают большие пространства на северо-востоке Азии, включают Восточное Забайкалье, Приамурье, Сихотэ-

Алинь и Южное Приморье. Эти области с востока обрамляют древнюю Сибирскую платформу, а Забайкалье и Приамурье окаймляют позднепалеозойские структуры как в России, так и в Монголии и Китае. Не все участки мезозой в пределах России прошли одинаковую историю развития. Так, Верхоянский хребет и прилегающие к нему с востока районы на протяжении раннего палеозоя составляли окраину Сибирской платформы и лишь в позднем палеозое перешли к активному развитию. Однако главные фазы образования складчатых структур приходятся на конец мезозоя. Районы Северо-Востока обособляются в Верхояно-Чукотскую складчатую область. К югу от Сибирской платформы выделяется узкая Монголо-Охотская область, где эпоха активного развития продолжалась с протерозоя до середины мела. Выделяется третья область мезозой – Сихотэ-Алинская, где также длительно, с конца протерозоя и до середины мезозоя, развивался подвижный режим. В пределах мезозойских структур в результате каледонской складчатости и внедрения масс гранитоидов обособились отдельные массивы. В результате герцинской складчатости консолидировался ряд участков правобережья Амура и Аргуни. В мезозое сохранилась серия остаточных прогибов, окаймленных с севера горными сооружениями Станового хребта и Джугджура, а с юга – герцинидами Китая, Монголии и России (Забайкалье). Каледонские и герцинские структуры составляли основание этих подвижных структур. Главная эпоха мезозойского складкообразования (киммерийская складчатость) приходится на среднюю юру – ранний мел. В результате развивались поднятия антиклинорного типа и сопряженные с ними прогибы, заполненные терригенными, часто угленосными толщами. Более поздний этап развития области связан с появлением наложенных впадин.

Для самой южной части мезозой Сихотэ-Алинской складчатой области характерны мощные смятые в складки разрезы палеозоя и мезозоя, здесь известен докембрийский Ханкайский срединный массив. Завершающая фаза киммерийской складчатости проявилась в позднем мелу. Затем стали закладываться поднятия, разделяющиеся впадинами. Эпоха максимального развития впадин приходится на палеоген.

Области кайнозойской складчатости и современные подвижные пояса. На территории стран СНГ четко выделяются две складчатые области альпийской складчатости – Средиземноморская и Тихоокеанская. Для Тихоокеанского пояса типичны глубинные разломы, которые открывали путь массам магматических расплавов. Для Средиземноморского пояса глубинные разломы играют меньшую роль. Ведущими здесь являлись антиклинорные сводовые поднятия и разделяющие их прогибы (впадины).

Альпийские (кайнозойские) структуры Средиземноморского пояса прослеживаются в пределах территории стран СНГ от Карпат, через Горный Крым, Кавказ и Копетдаг к Памиру. Вдоль их северной окраины протягивается цепь прогибов. Все эти прогибы располагаются либо на складчатом палеозойском фундаменте, либо на кристаллическом допалеозойском фундаменте. Памир обрамлен депрессиями, которые выполнены мощными толщами мезозойского и кайнозойского возраста, смятыми в складки. Южнее полосы прогибов и депрессий располагаются антиклинории, ядра которых сложены палеозойскими и допалеозойскими структурами. Более активный (геосинклинальный) этап развития завершился в мезозое.

В Тихоокеанском поясе мезозойские и кайнозойские структуры разделяются полосой средних и кислых эффузивов. Она начинается на п-ове Чукотка, прослеживается к верховьям р. Анадырь, через города Магадан, Охотск протягивается к устью р. Уды. Далее эта полоса проходит вдоль восточного склона Сихотэ-Алиня и прослеживается за пределами территории России (Южная Корея, Юго-Восточный Китай и Вьетнам). Эффузивы слабо дислоцированы. Мощность их покровов 2000–3000 м. В полосе эффузивов присутствуют крупные и мелкие интрузии гранитоидов и монцонитоидов. В пределах России полоса эффузивов делится на три дуги – Чукотскую, Охотскую, Сихотэ-Алинскую. Очертания, размеры, обилие эффузивов напоминают современные островные дуги Тихого океана. Время начала излияния эффузивов и время заложения глубинных разломов датируются поздним мелом – палеогеном. Восточнее этой полосы глубинных разломов

находится область кайнозойских (альпийских) складчатых и современных подвижных структур (в прежнем понимании современных геосинклиналей), которая называется Ниппонской, или Восточно-Тихоокеанской. По-видимому, ее естественной восточной границей являются глубоководные впадины Тихого океана. На Камчатке и Корякском нагорье устанавливается ряд антиклинориев и разделяющих их впадин. Ядра антиклинориев сложены дислоцированными осадками верхнего палеозоя и мезозоя. Для впадин характерны мощные вулканические толщи. К началу антропогена (квартера) образовалась антиклинорная структура Сахалина, которая резко обрывается на север, к югу она расширяется и в районе о-ва Хоккайдо сливается с главной полосой кайнозойских структур, тянущихся вдоль края Тихоокеанской впадины от Японии на юг и северо-восток через Курилы к Камчатке.

2. ДРЕВНИЕ ПЛАТФОРМЫ

2.1. Восточно-Европейская платформа

Восточно-Европейская платформа большей частью входит в пределы территории стран СНГ и Балтии. Первая геологическая карта была составлена для европейской части России в 1892 г.; ее переиздание было осуществлено в 1915 году. Данная карта, включившая Урал и Кавказ, вошла в международную карту Европы. В пределах Восточно-Европейской платформы были установлены две системы, вошедшие в международную стратиграфическую шкалу – венд и пермь.

Границы платформы. Северная граница платформы проводится вдоль северного берега Скандинавского и Кольского полуостровов – от мыса Нордкап к южному окончанию Новой Земли. Восточная граница проходит вдоль западного склона Урала. Область Тиманского кряжа и Печорской низменности (Тимано-Печорский регион) входит полностью в состав Восточно-Европейской платформы. От Урала Тимано-Печорский район отделяется Предуральским краевым прогибом, выполненным пермскими отложениями. Предуральский краевой прогиб – четкий восточный рубеж платформы, отделяющий ее от Уральской складчатой области. Юго-восточная граница платформы проводится южнее п-ова Бозаши и г. Астрахани. Эта граница отделяет древнюю Восточно-Европейскую платформу от молодой, эпигерцинской Туранской плиты. Далее граница проходит южнее г. Ростова-на-Дону, огибая восточные выступы Украинского щита, прослеживается далее через Перекоп и устье Дуная. Донецкий бассейн, таким образом, включается в состав платформы. Далее граница следует вдоль Предкарпатского прогиба и, уходя за пределы Украины и Белоруссии, проходит вдоль Поморско-Куявского вала (Польша), по границе каледонских горных сооружений до мыса Нордкап (Скандинавский п-ов).

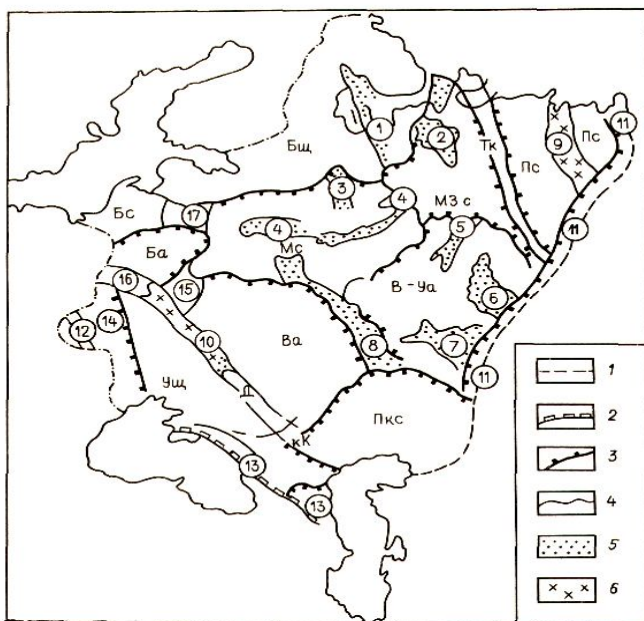


Рис. 2.1. Схема тектонического районирования Восточно-Европейской платформы (по В. Д. Наливкину и В. И. Кирикову, 1985):

1 – восточная граница платформы; 2 – граница Скифской плиты;

3 – границы основных структурных элементов платформы;

4 – границы авлакогенов; 5 – докембрийские авлакогены;

6 – палеозойские авлакогены;

1–10 (цифры в кружках) – авлакогены: 1 – Беломорский.

2 – Лешуконский, 3 – Воже-Лачский, 4 – Среднерусский,

5 – Казимский, 6 – Калтасинский. 7 – Серноводско-Абдулинский,

8 – Пачелмский, 9 – Печоро-Колвинский, 10 – Припятско-Донецкий;

11–13 (цифры в кружках) – предгорные прогибы: 11 – Предуральский,

12 – Предкарпатский; 13 – Предкавказский; 14 – Днестровский

перикратон. Щиты: Бш – Балтийский, Уш – Украинский Синеклизы:

Пс – Печорская. Мзс – Мезенская. Мс – Московская, Бс – Балтийская,

Пкс – Прикаспийская. Антеклизы: В-У – Воронежская.

Ба – Белорусская, В-Уа – Волга-Уральская. 15–17 (цифры в кружках)

– котловины – 15 – Жлобинская, 16 – Полесская, 17 – Латвийская.

Прочие структуры: кК – кряж Карпинского;

Д – Донбасс Тк – Тиманский кряж

Мощность земной коры Восточно-Европейской платформы составляет в среднем 40 км, изменяясь от 30 до 65 км. Мощность платформенного чехла – 0–23 км. Геофизические данные показали, что земная кора и верхняя мантия в районе Восточно-Европейской платформы имеют слоисто-блоковое строение. Выделяются геоблоки: архейско-нижнепротерозойские (Волго-Уральский, Украинский, Беломорский, Воронежский и др.) и верхнепротерозойские (Кольско-Мезенский, Ладожский, Прибалтийский).

Структурные элементы платформы. *Балтийский щит* располагается на северо-западе платформы, большая часть его находится вне пределов территории стран СНГ и Балтии (Норвегия, Финляндия, Швеция). Северная граница проводится по зоне разломов, отделяющих рифейские структуры от каледонских, и по береговой линии Кольского п-ова. Далее граница проводится по линии раздела докембрийских пород кристаллического фундамента с породами венда и раннего палеозоя, которыми начинается разрез чехла. Кроме восточного и юго-восточного обрамления, Балтийский щит почти повсеместно лишен осадочного чехла. Только осадки позднего протерозоя (рифей) в ряде районов выполняют отдельные грабены.

Украинский щит, в отличие от Балтийского, менее приподнят и частично покрыт мезо-кайнозойскими осадками. Северо-Восточная граница щита определяется сетью разломов, которая отделяет щит от Припятско-Донецкого авлакогена. Западный склон щита переходит в Днестровский перикратонный прогиб. На юге щит ограничивается глубинным разломом, отделяющим его от Скифской плиты.

Воронежская антеклиза почти полностью перекрывается мезозой-кайнозойскими отложениями. Антеклиза ограничена крупными глубинными разломами; на юго-западе Припятско-Донецким, а на севере – Пачелмским авлакогенами.

Пачелмский авлакоген – структура, разделяющая Воронежскую и Волго-Уральскую антеклизы. В северо-западном направлении авлакоген разветвляется и постепенно затухает. На юго-востоке авлакоген погружается в Прикаспийскую синеклизу, его затухание прослеживается в виде небольших приразломных поднятий – валов.

Белорусская антеклиза – наименьшая по размерам. Северная граница антеклизы условна. Южная граница определяется разломом, окаймляющим Припятско-Донецкий авлакоген. Западная граница находится за пределами стран СНГ, на востоке располагается Жлобинская котловина, отделяющая Белорусскую антеклизу от Воронежской.

Припятско-Донецкий авлакоген – наиболее сложная по строению структура. Борта авлакогена ограничены глубинными разломами, на юго-востоке авлакоген переходит в складчатую систему Донбасса. Вторая особенность авлакогена – большая глубина погружения фундамента (~21 км). Третья особенность авлакогена – широкое распространение солей на определенных стратиграфических уровнях, в результате чего проявляется соляная тектоника (диапиры, купола и т. д.).

Донбасс представляет собой складчатую систему, расположенную внутри древней платформы. С севера он ограничен Воронежской антеклизой, с юга – выступами кристаллического фундамента Украинского щита. К западу, Донбасс переходит в Припятско-Донецкий авлакоген, а к востоку – в *кряж Карпинского*, входящий в состав Скифской плиты. Фундамент платформы в пределах Донбасса глубоко погружен (до 25 км), а смятые в складки и разбитые разрывными нарушениями палеозойские отложения выведены на дневную поверхность. Отмечаются проявления магматизма.

Балтийская синеклиза образовалась в венде и раннем палеозое. В этот период она распространилась далеко к востоку и охватила всю южную часть территории более молодой Московской синеклизы. Она осложнена несколькими приразломными валами и многочисленными локальными поднятиями. От Московской синеклизы Балтийская синеклиза отделяется Латвийской котловиной.

Московская синеклиза – внутренняя синеклиза древней платформы. Под осевой частью синеклизы располагается Среднерусский авлакоген. В основании синеклизы – ответвления Пачелмского и Воже-Лачского авлакогенов. Основной этап обособления и прогибания Московской синеклизы относится к рифею и венду. В раннем палеозое она

открывалась в сторону Балтийской синеклизы, в среднем палеозое – в сторону Урала, к Приуральскому перикратону. В позднем палеозое и мезозое она не испытывала погружений. Московская синеклиза осложнена рядом нарушений.

Мезенская синеклиза представляет собой перикратонное погружение в сторону древней рифейской складчатой системы Тимана. Мезенская синеклиза выполнена, как и Московская, осадками рифея и венда, в ее основании – два авлакогена – Беломорский и Лешуконский. Северо-восточная граница определяется крупным разломом, проходящим вдоль западного склона Тиманского кряжа.

Тиманский кряж представляет собой неотектоническое поднятие, унаследованное от мезозойских поднятий. Его северо-восточное крыло – более пологое, осложненное сбросами. Фундамент Тимана в большей части сложен рифейскими толщами. Для Тимана характерно блоковое строение; блоки ориентированы вдоль оси простирания кряжа.

Печорская синеклиза также целиком расположена на рифейском фундаменте. Восточная граница определяется положением Уральской и Пай-Хойской складчатых систем, вдоль которых располагаются предгорные краевые прогибы. Чехол Печорской синеклизы в основном сложен палеозойскими и мезозойскими отложениями. В центральной части Печорской синеклизы находится Печоро-Колвинский авлакоген, заложенный в палеозое.

Волго-Уральская антеклиза – структура сложного строения; с запада и востока окружена сводами. Своды разделяются прогибами. Западная часть антеклизы относительно приподнята, а восточная граничит с Предуральским прогибом. Граница с Прикаспийской синеклизой вполне определена, границы с Московской и Мезенской синеклизами условны. В течение рифея, венда и раннего палеозоя антеклиза испытывала воздымание.

Предуральский прогиб на востоке ограничен Уральской складчатой областью, на западе – полосой пермских рифов. Предуральский прогиб по простиранию разделен на шесть впадин, ограниченных поднятиями и оконтуривающими их разломами.

Прикаспийская синеклиза принадлежит к редкому типу платформенных структур. Ее современными аналогами можно считать южную часть Каспийского моря, а за пределами стран ближнего зарубежья – впадину Мексиканского залива. Особенности Прикаспийской синеклизы следующие: громадная мощность осадочного чехла (до 23 км), почти полная редуцированность гранитного слоя в фундаменте синеклизы, округлые очертания, многочисленные соляные купола. Она осложнена рядом сводов и впадин, соляными куполами различных размеров и формы.

Строение кристаллического фундамента платформы.

Фундамент платформы слагают раннеархейско-среднепротерозойские образования. Наиболее древний катархейский комплекс известен в пределах *Балтийского щита* на Кольском полуострове и представлен древнейшими гранитоидами. Они перекрываются *беломорской серией* раннеархейского возраста, представленной глубокометаморфизованными осадочно-вулканогенными толщами. На *Украинском щите* в Приднепровском блоке развита *конкско-верховцевская серия*, которая по составу пород и абсолютным датировкам сопоставляется с беломорской серией. Обе серии метаморфизованы в условиях гранулитовой фации. В качестве характерных особенностей архейских метаморфических комплексов отмечается их поразительная однородность на огромных пространствах. Это свидетельствует об однородности тектонического режима в раннем архее. Средне-позднеархейские отложения наиболее детально изучены на Карельском перешейке, где они объединены в "лопийский отдел (лопий)". "Лопий" охарактеризован тремя сериями (снизу вверх): гимольской, парандовской, тишкозерской. В основании *гимольской серии* Западной Карелии залегают базальные конгломераты и аркозовые песчаники, затем метавулканиды базальтового и андезитобазальтового состава с подчиненными прослоями слюдяных, графитовых и филлитовидных сланцев, среди которых встречаются прослои железистых кварцитов. Выше залегают породы второго осадочно-вулканогенного цикла; в основании – вулканиты (лавы, туфы) преимущественно риолитового и

дацитового состава, которые выше по разрезу сменяются амфибол-биотитовыми кристаллосланцами, содержащими пачки железисто-кремнистых сланцев. Вышележащие – *парандовская* и *тишкозерская серии* – распространены только в Центральной и Юго-Западной Карелии. Аналоги "лопия" имеются и на Кольском полуострове. Принципиальное сходство с карельскими разрезами "лопия" обнаруживают разрезы михайловской серии *Воронежской антеклизы* и конско-верховецкой серии *Украинского щита*.

Выше "лопия" залегают отложения "сумия". "Сумийскому времени" соответствуют *тунгудско-надвойская серия* (Карелия) и *тундровая серия* (Кольский полуостров). В составе вулканических толщ этих серий отмечаются зеленокаменные породы – метадиабазы, диабазовые метапорфириты, туфы и туффиты, преобразованные в различные зеленые актинолит-альбит-хлоритовые сланцы. Изредка встречаются аркозы, конгломераты и карбонатные породы. С шовными прогибами связаны также кремнисто-железистые отложения (джеспилиты), которые развиты в южных районах Восточно-Европейской платформы (*Криворожская зона, Украинский щит и Воронежский кристаллический массив*). В этих районах широко распространена *криворожская серия* и сопоставляемая с ней *курская серия*. Эти серии представлены амфиболитами, аркозово-филлитовыми породами, джеспилитами, песчано-сланцево-карбонатными толщами.

Нижнепротерозойские отложения Центральной Карелии подразделяются снизу вверх на "ятулийские", "суйсарские" и "вепские". "*Ятулийские отложения* (ятулий)" залегают трансгрессивно со стратиграфическим и угловым несогласием на разных горизонтах архея, представлен кварцевыми конгломератами и песчаниками, кварцитами, известняками и доломитами, графитосодержащими сланцами, шунгитами, вулканитами спилит-диабазово-базальтового состава. "*Суйсарские отложения*" представлены пикрит-диабазовым комплексом, который залегает в грабенах, ограниченных глубинными разломами. В постсуйсарское время вулканическая деятельность замерла, на обширных площадях получили

развитие процессы эрозии, происходила пенепленизация «ятулийского материка». По периферии *Балтийского щита* возникли тектонические депрессии, в которых отлагались осадки платформенного типа. Эти отложения соответствуют "вепсию". "*Вепские отложения*" представлены мощной (до 1000 м) толщей ритмично-переслаивающихся глинистых, песчано-глинистых сланцев и песчаников.

К рифейскому времени кристаллический фундамент платформы практически завершил свое формирования. Дальнейшее развитие платформы характеризуется менее активными тектоническими движениями, создающими промежуточный между фундаментом и чехлом образования авлакогенов. Авлакогены и грабены распространены в центральных частях платформы. На периферии расположены пологие перикратонные прогибы. В пределах Тимана выделяются две зоны распространения рифейских образований: западная и восточная. В западной зоне развиты сильно метаморфизованные терригенно-карбонатные породы. В восточной зоне к рифею отнесены мощные толщи смятых в складки слюдистых и слюдисто-кварцевых сланцев с прослоями метавулканитов. Большинство авлакогенов выполнено осадочными терригенными формациями, иногда отмечаются прослои карбонатов, лавовые покровы и туфобрекчии основного состава.

К началу *венда* на Восточно-Европейской платформе произошла структурная перестройка; области развития рифейских и вендских толщ не совпадают. Так, в Волынской прогибе в районе г. Бреста *волынская серия* нижнего венда распространена значительно шире рифея. По составу пород (по набору формаций) нижний венд также резко отличается от рифея. В венде выделяются формации: 1) терригенно-карбонатная марганцево-носная, представленная доломитами и пестроцветными песчаниками; 2) пестроцветная песчано-глинистая; 3) ледниковая, сложенная продуктами наземного оледенения (тиллиты, песчаники, аргиллиты); 4) трапповая, развитая на юго-западе платформы и состоящая из продуктов наземного вулканизма (базальты, реже туфы среднего и кислого состава).

Разрезы платформенного чехла. Историю формирования чехла платформы можно расчленить на *пять этапов*.

1. Поздневендский этап. Восточно-Европейская платформа в позднем венде впервые покрылась платформенным чехлом, не связанным с грабенами и авлакогенами. В основании позднего венда залегает континентальная конгломерато-песчано-алевритовая формация, накапливавшаяся в пониженных участках рельефа. Выше континентальная формация сменяется морской вулканокласто-алевролитоглинистой формацией. Выше прослеживается песчано-глинистая морская формация, которая распространена повсеместно в отрицательных структурах. Завершается разрез позднего венда вновь континентальными песчано-глинистыми отложениями, в которых встречаются загипсованные, баритоносные горизонты с обилием гематита. Отложения позднего венда на платформе формировались в условиях стабилизации платформы. Осадочный чехол позднего венда, в отличие от раннего, формировался за счет привноса пирокластического и терригенного материала из окружающих складчатых областей. К концу венда, по-видимому, установился сухой и жаркий климат (загипсованность осадков, обилие гематита).

2. Раннекембрийско-раннеэифельский этап. В истории формирования осадочного чехла платформы раннекембрийско-раннеэифельский этап был временем, когда платформа была относительно высоко приподнята, а более погруженные области осадконакопления занимали сравнительно незначительную площадь. В *трансгрессивную стадию* этого этапа формировались формации: морская алевролитоглинистая (толща «синих» глин, которые по простиранию переходят в глины с линзовидными прослоями алевролитов и песчаников); морская алевролитопесчаная (песчаники со следами ползания червей (фукоидные песчаники); морская сланцево-песчаная фосфоритоносная (фосфоритоносные песчаники, диктионемовые сланцы и глауконитовые фосфоритоносные песчаники); прибрежно-морская песчаная (толща белых кварцевых песчаников). *Инундационная стадия* развития этапа была весьма продолжительной (O₁–S). В эту стадию формировались морская глинисто-карбонатная формация (известняки, доломитизированные и глинистые) и морская известняково-доломитовая формация (терригенные морские отложения, мергельно-известняковая толща силура).

В *регрессивную стадию* началось накопление *лагунно-морских формаций*, которые развиты на меньшей территории, чем формации инундационной стадии. Формирование лагунно-морских формаций происходило в остаточных бассейнах, образовавшихся в результате регрессии моря. В *эмерсивную стадию* образуются терригенные, континентальные красноцветные отложения, преимущественно раннедевонского возраста.

3. Позднейфельско-каменноугольный этап. Этот этап охватывает возрастной интервал от среднего девона (позднего эйфеля) до карбона включительно. По сравнению с предыдущим этапом поднятие платформы сменилось общим погружением и значительным расширением областей осадконакопления.

Трансгрессивная и инундационная стадии этого этапа характеризуются формированием следующего набора формаций: *морская терригенно-карбонатная* (известняки и доломиты с прослоями мергелей, аргиллитов, алевролитов и песчаников); *формация доманикового типа* (относительно глубоководные темно-серые, почти черные карбонатно-глинистые, сильно битуминозные породы, выше – мергели, известняки и доломиты); *глинисто-сульфатно-карбонатная формация* (ритмично чередующиеся пачки карбонатного, глинисто-мергельного и сульфатно-карбонатного состава); *калиеносная формация* (пласты калиевой соли и глин); *прибрежно-морская, песчано-глинистая, бокситово-угленосная формация* (глины, алевролиты и пески с прослоями известняков); *морская известняковая формация* (песчаники, алевролиты, пески с косой слоистостью дельтового типа); *рифогенная субформация* (поздний карбон–артинский век) (мшанково-гидрактиниевые рифы «барьерного» типа).

4. Раннепермский-раннетриасовый этап. Прошедшим этапом закончился цикл стабильного погружения платформы (трансгрессивная и инундационная стадии) и начался этап регрессии бассейна, который был обусловлен преобладанием восходящих движений. В этот этап в различных регионах платформы формировались: *морская сульфатно-карбонатная формация* (P_{a-ar}), *соленосная и терригенная красноцветная формация* (P_{ar-s}), *лагунно-континентальная пестроцветная*

карбонатно-терригенная формация (P_1-kz), лагунно-морская сероцветная терригенно-карбонатная формация (P_2kz). континентальная пестроцветная карбонатно-терригенная формация (P_2t), континентальная пестроцветная терригенная формация (Tt).

5. Мезозой-кайнозойский (альпийский) этап. Альпийский этап развития платформы охватывает время от позднего триаса до четвертичного. Этап характеризуется формированием осадочных пород различного состава и генезиса, отлагавшихся в различных же частях платформы.

Итак, в развитии Восточно-Европейской платформы намечаются определенные этапы сменяющих друг друга тектонических режимов: *первично-коровый* режим (катархейский, древнее 4000–3500 млн лет); *прогеосинклинальный* (архейско-среднепротерозойский) режим (3500–2300 млн лет назад); *протоорогенный* режим (2300–1650 млн лет назад); *авлакогенный* режим (1650–680 млн лет назад) и *плитный* режим (680 млн лет назад и до настоящего времени).

Полезные ископаемые платформы. С дорифейским фундаментом связан целый ряд месторождений.

Железо. Большинство месторождений железа относится к формации железорудных кварцитов и связанных с ними окисленных руд в зоне выветривания. Наиболее многочисленны эти месторождения на Украинском щите и Воронежской антеклизе (месторождения Кривого Рога и Курской магнитной аномалии).

Хромиты. Хромиты известны в структурах фундамента платформы и связаны с базитами и ультрабазитами. Хромитовые руды выявлены на Воронежской антеклизе и в западной части Украинского щита.

Никель, медь. В фундаменте платформы медно-никелевые месторождения связаны с биотит-гипербазитовым магматизмом. Это месторождения Кольского полуострова на Балтийском щите (районы Печенги, Имандра, Куолярви, Ветреного Пояса, Воронежской антеклизы). *Серный колчедан.* Месторождения пирит-пирротиновых руд связаны со спилит-кератофирами Балтийского щита. *Свинец – цинк.* Эта ассоциация металлов связана с участками фундамента, ограниченного авлакогенами. Оруденение известно в восточной части Балтийского щита и связано с кварц-барит-кальцитовыми

жилами. На Воронежской антеклизе свинец и цинк связаны с сульфидоносными кварцевыми жилами. *Олово, вольфрам, молибден, цирконий*. Эти металлы широко распространены на щитах платформы (Карелия, Приазовье). Месторождения и рудопоявления этих металлов концентрируются в скарнах. *Мусковит, керамическое сырье* связаны с формациями мусковитовых пегматитов. Слюдоносные пегматиты тяготеют к побережью Белого моря (Северная Карелия). Их обрамляет область керамических пегматитов. На Украинском щите развиты редкометалльно-полевошпатовые пегматиты (Приазовье). *Флогопит*. Месторождения флогопита связаны с ультраосновными щелочными породами и карбонатами палеозоя, секущими дорифейский фундамент. Наиболее известны месторождения Карелии (Ковдор, Вуориярви). *Глиноземистое сырье*. Глиноземистые минералы широко распространены в фундаменте платформы (Балтийский, Украинский щиты, Воронежская и Белорусская антеклизы). *Графит* связан с графитовыми гнейсами и сланцами. Месторождения графита известны на Украинском щите (Приазовье, Подолия).

В платформенном чехле венд – раннего кембрия – раннего эйфеля также известны месторождения черных, цветных металлов, углей, нефти и т. д.

Железо. Широко распространены осадочные руды позднеэйфельско-раннетриасового этапа, которые формировались на всех его стадиях. Это руды Тимана, Воронежской антеклизы и Московской синеклизы. Им свойственна ассоциация с бокситами (ранний карбон).

Марганец. Месторождения марганца в отложениях венда связаны с впадинами внутриконтинентальных водоемов того времени. Месторождения марганца тяготеют к склонам Украинского щита, породы которого главным образом служили источником рудного вещества. Имеется и второй тип месторождений марганца, который приурочен к зонам перехода Восточно-Европейской платформы в Предуральский и Предкарпатский прогибы.

Титан. Титановые россыпи пролювиально-дельтового и прибрежно-морского типа распространены в средне-позднепалеозойском этапе развития платформы. Они известны на Тимане, по обрамлению Воронежской антеклизы, на южном и

северо-западном крыльях Московской синеклизы. Прибрежно-морские россыпи широко распространены и образовались на всех стадиях мезозойско-кайнозойского этапа развития платформы.

Бокситы приурочены к формациям трансгрессивной и инундационной стадий средне-позднепалеозойского этапа и трансгрессивной стадии мезозойско-кайнозойского этапа. Визейские бокситы известны на склонах Воронежской антеклизы, в Припятском прогибе и на Тимане.

Самородная сера. Месторождения серы известны в Донбассе, в Днепровско-Донецкой и Причерноморской впадинах, в Прикарпатском прогибе. Сера связана с отложениями соленосных формаций кунгурского и уфимского веков. *Фосфориты.* Формирование фосфоритов происходило в течение плитного этапа развития платформ. Самые древние фосфориты приурочены к позднему венду. Месторождения фосфоритов известны на западном склоне Украинского щита в долине р. Днестр.

Уголь. С отложениями боксито-угленосной формации раннего карбона связаны угленосные отложения (Подмосковный бассейн). Угли широко распространены в Припятско-Днепровской, Донецкой впадинах и в Львовском прогибе.

Горючие сланцы связаны с юрскими отложениями, распространены в восточной части платформы. *Каменная соль* связана с мелководно-морскими отложениями.

2.2. Сибирская платформа

Сибирская платформа полностью входит в территорию России. В отличие от Восточно-Европейской платформы, где господствуют равнинные формы рельефа, на Сибирской преобладают возвышенности и плато. На Сибирской платформе разработаны ярусные подразделения кембрия, описаны опорные разрезы пограничных отложений венда–кембрия, ордовика, силура и ряда других систем, изучены проявления позднепротерозойской или байкальской складчатости. Термин Сибирская платформа был введен академиком А. А. Борисяком в 1923 году.

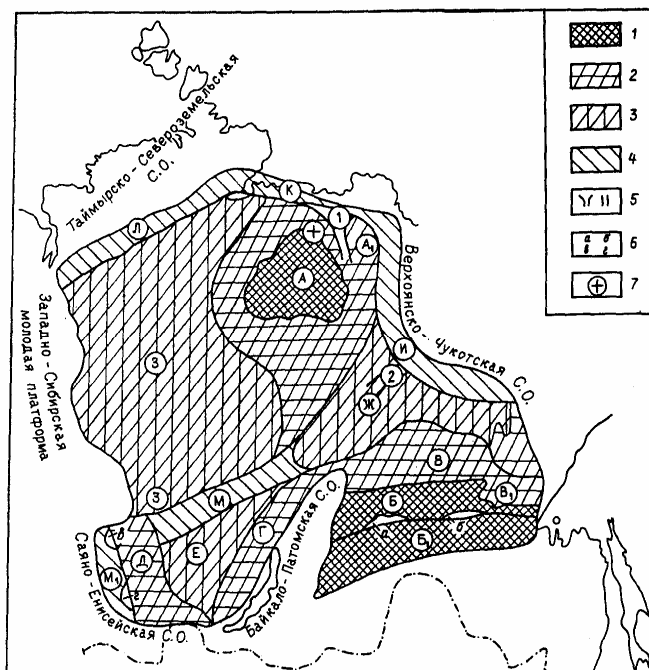


Рис. 2.2. Схема тектонического районирования
Сибирской платформы:

- 1 – щиты и поднятия: А – Анабарский, А₁ – Оленекское, (Б – собственно Алданский щит, Б₁ – Становая область);
 2 – погружения склонов щитов и древних складчатых областей:
 В – Среднеленская моноклиза; В₁ – Юдомо-Майская впадина.
 Г – Прибайкальская моноклиза, Д – Приенисейская моноклиза;
 3 – синклизы: Е – Ангара-Тасеевская; Ж – Вилюйская; З – Тунгусская;
 4 – прогибы: И – Приверхоянский, К – Лено-Анабарский,
 Л – Хатанго-Пясинский (Енисей-Хатангский), М – Ангара-Вилюйский,
 М₁ – Присянский; 5 – авлакогены (цифры в кружках): 1 – Уджинский,
 2 – Вилюйский, 3 – Иркинцевский; 6 – впадины: а – Чулманская,
 б – Токинская, в – Рыбинская, г – Иркутская; 7 – Попигаийская
 астроблема: С.о – складчатая область

Положение и границы платформы. Платформа занимает центральную и северную часть Восточной Сибири и расположена между Енисеем на западе и Леной и Алданом на востоке. На западе

эта территория граничит с Западно-Сибирской плитой, на юго-западе и юге окружена горными сооружениями Енисейского кряжа – системой Восточных Саян (Саяно-Енисейской складчатой областью) и Байкало-Патомским нагорьем, с востока – Верхоянским хребтом (Верхоянско-Чукотская складчатая область). На севере платформа ограничивается Таймырско-Североземельской складчатой областью. Сибирская платформа охватывает площадь более 4 млн км².

Схема тектонического районирования Сибирской платформы. В строении Сибирской платформы выделяются щиты, поднятия, синеклизы, моноклизы, прогибы, авлакогены, наложенные впадины и др.

Анабарский щит некоторые исследователи рассматривают как часть Анабаро-Оленекской антеклизы, которая окружена с запада Тунгусской синеклизой, с юга – Виллойской, с севера и востока – соответственно Ленско-Анабарским и Предверхоянским прогибами. В пределах Анабаро-Оленекской антеклизы выделяют два крупных поднятия – собственно Анабарский щит и Оленекское поднятие. В пределах Анабарского щита обнажаются архейские метаморфические комплексы. Склоны Анабарского щита полого понижаются на запад, юг и восток и более круто обрываются на север. Они осложнены поднятиями и впадинами, образованными отложениями нижнего палеозоя. На севере Анабарского щита располагается крупнейшая в мире Попигайская астроблема – метеоритный кратер палеогенового возраста.

Оленекское поднятие имеет почти изометричную округлую форму. Оно сложено рифейскими, вендскими и кембрийскими отложениями, залегающими на раннепротерозойском фундаменте, и разбито серией многочисленных разломов. Выделяется ряд мульд и поднятий более мелкого масштаба.

Алданский щит ограничен на западе позднепротерозойскими складчатыми структурами Байкало-Патомского нагорья. На юге граница щита проводится по зонам шовных разломов, отделяющих его от структур рифейского и венд-раннепалеозойского возраста. К северу Алданский щит полого погружается под отложения *Среднеленской моноклизы*. Щит сложен раннеархейскими высокометаморфизованными комплексами, а также позднеархейскими комплексами зеленокаменных прогибов.

Тунгусская синеклиза – крупнейшая структура платформы, выполненная туфолавыми образованиями нижнего триаса, мощность которых изменяется от 500 м на юге до 2000 м в центральной и северной частях синеклизы. Синеклиза – огромная отрицательная структура, вовлеченная в современное сводовое поднятие, образующее плато Путорана. Отложения нижнего триаса залегают на различных платформенных структурах, представленных палеозойскими отложениями, участвующими в строении основания синеклизы. Синеклиза ограничивается с запада зоной Енисейских разломов, с которой связан ряд валов и мульд, протянувшихся от Туруханска до Норильска. На северо-востоке Тунгусская синеклиза ограничена Анабаро-Оленекской антеклизой, на севере – Хатанг-Пясинским, а на юге – Ангаро-Вилуйским прогибами. В пределах синеклизы на северо-западе, в центре и на юге выделяются крупные впадины.

Вилуйская синеклиза выполнена юрскими и меловыми отложениями, мощность которых достигает нескольких тысяч метров. Северо-западные, южные и юго-восточные крылья синеклизы пологие и ограничены Анабаро-Оленекской антеклизой, Средне-ленской моноклизой, на западе она сливается с Ангаро-Вилуйским прогибом.

Средне-ленская моноклиза расположена к северу от Алданского щита на постепенно погружающемся архейском фундаменте. Моноклиза слагается отложениями рифея, венда, кембрия, а на западе – ордовика, силура и девона. Далее к северу отложения Средне-ленской моноклизы погружаются под юрские отложения южного крыла Вилуйской синеклизы.

Прибайкальская моноклиза расположена вдоль западной окраины Байкало-Патомского поднятия, с которыми граничит по серии разломов и надвигов. Моноклиза слагается мощной толщей венда, кембрия и ордовика, которая погружается к северо-западу, западу, ограничиваясь Тунгусской и Ангаро-Тасеевской синеклизами.

Ангаро-Тасеевская синеклиза сложена отложениями венда и палеозоя. С севера, запада и юга синеклиза окружена древними структурами Енисейского кряжа и Восточных Саян, на востоке по зоне разломов она граничит с Прибайкальской моноклизой и Тунгусской синеклизой.

Приенисейская моноклиза по зонам разломов граничит с Тунгусской синеклизой и со структурами Енисейского кряжа. Моноклизу слагают отложения среднего–верхнего кембрия, ордовика, силура и девона.

Приверхоянский прогиб окаймляет Анабаро-Оленекскую антеклизу, Вилуйскую синеклизу и Приленскую моноклизу. На востоке прогиб граничит с Верхоянскими и Сетте-Дабанскими структурами.

Лено-Анабарский прогиб окаймляет с севера Оленекское поднятие и переходит на востоке в Приверхоянский прогиб, а на западе соединяется с Хатанг-Пясинским прогибом. Лено-Анабарский прогиб выполнен мезозойскими, преимущественно морскими отложениями.

Хатанг-Пясинский (Енисей-Хатангский) прогиб ограничивает с севера Тунгусскую синеклизу, а с юга Таймырскую складчатую область.

Ангаро-Вилуйский прогиб пересекает Сибирскую платформу от Рыбинской впадины на юго-западе до Вилуйской синеклизы на северо-востоке. Прогиб выполнен юрскими отложениями.

Присяянский прогиб располагается вдоль поднятий Восточного Саяна на структурах Приенисейской моноклизы и Ангаро-Тасеевской синеклизы. Впадина выполнена юрскими угленосными отложениями.

Строение кристаллического фундамента Сибирской платформы.

Породы фундамента доступны для непосредственного изучения на щитах и поднятиях. В пределах *Анабарского щита* широко распространены архейские отложения, суммарная видимая мощность которых достигает около 20 км. В составе архея выделяются снизу вверх три серии: 1) кристаллические сланцы с подчиненными им кварцитами и линзами карбонатных пород (серия кристаллических сланцев слагает ядра антиклинальных структур); 2) гнейсы и плагиогнейсы с пачками кристаллических сланцев, залегающие на крыльях антиклинальных структур; 3) высокоглиноземистые, карбонатные и карбонатно-силикатные породы, выполняющие ядра синклиналиев. Породы всех серий смяты в крупные складки северо-северо-западного простирания и обрываются дизъюнктивными нарушениями. С археем–ранним протерозоем связаны пластовые тела перидотитов, пироксенитов и

чарнокитовых гранитоидов, а также массивы гранитов, граносиенитов, гранодиоритов и аляскитовых гранитов, сливающихся с полями мигматитов и сопровождающихся пегматитами.

Если архейские структуры *Анабарского щита* достаточно четко выделяются на геологических картах, будучи обрамленными горизонтально залегающими отложениями верхнего протерозоя–венда и раннего палеозоя, то структуры *Алданского щита* расположены в области древних поднятий, которые отдельными авторами назывались «*древним теменем Азии*».

Алданский кристаллический архейский комплекс в центральной части щита расчленяется на ряд серий (снизу вверх: *ингерская, тимптонская, джелтулинская*). На севере *Алданского щита ингерская серия* представлена глиноземистыми кристаллическими сланцами, гиперстеновыми гнейсами и сланцами с редкими пачками кварцитов мощностью до 11 км. Выше залегают гиперстеновые и чарнокитовые гнейсы, кварциты практически отсутствуют (*тимптонская серия*, мощность до 5 км). По первоначальному составу ингерская серия соответствует спилито-кремнистой формации, а тимптонская – сланцево-глинистой (аспидной формации) с подчиненным участием основных эффузивов. Завершают разрез архея терригенно-карбонатные сильно метаморфизованные формации с горизонтами основных эффузивов (*джелтулинская серия*, мощность 0,9–1,5 км).

Раннепротерозойские образования выявлены и в пределах, так называемого, *Станового хребта*. Кристаллические сланцы этой структуры названы *становым комплексом*, они резко отличаются от кристаллических сланцев *Алданского щита*. Самостоятельность станового комплекса кристаллических сланцев отстает как со стратиграфических, так и с петрологических позиций. По современным представлениям, его возраст ограничивается ранним протерозоем. Становой комплекс (мощность ~10 км) представлен биотитовыми, биотит-амфиболовыми кристаллическими сланцами и гнейсами, образовавшимися по терригенным породам грауваккового состава, а также по вулканогенным породам основного состава. В толщах гнейсов встречаются пачки кварцитов и мраморов. С кристаллическими

породами комплекса связаны пластовые тела габбро-амфиболитов, габбро-диабазов.

Основные этапы формирования чехла Сибирской платформы. Чехол платформы отвечает времени формирования *Ленско-Енисейской плиты*. Это осадки, так называемого, древнего «*Якутского моря*», которое существовало, вероятно, в течение рифея, венда, раннего и среднего палеозоя. Береговая линия Якутского моря постепенно смещалась к северу и северо-западу. В раннем карбоне море практически покинуло рассматриваемую территорию.

В развитии платформенного чехла выделяют *10 этапов*.

1. Рифейский этап. Отложения рифея залегают на архее с угловым несогласием и обнажаются, в основном, вдоль северного склона Алданско-Станового и по периферии Анабарского щита и по обрамлению байкальских горных сооружений. Во внутриплатформенных областях отложения рифея распространены в авлакогенах, заложение которых произошло в раннем рифее. Они представлены толщами кварцитовидных песчаников (мощность 1,5–2 км), которые переслаиваются с алевролитами, аспидными сланцами, аргиллитами и мергелями; завершается разрез толщами известняков со строматолитами и онколитами, образующими мощные органогенные постройки рифогенного характера.

2. Вендско-среднекембрийский этап. После перерыва в осадконакоплении на рубеже рифея – венда, отмеченном на всей территории Сибирской платформы, она затопляется мелководным эпиконтинентальным морем. Здесь преобладают формации трансгрессивной и инундационной стадий. Отложения ископаемого бассейна составляют три структурно-формационные зоны: *Лено-Тунгусская*, *Алдано-Анабаро-Рыбинская*, *Юдомо-Оленекская*. В нижней части разреза венда *Лено-Тунгусской структурно-формационной зоны* преобладают красноцветные конгломерато-песчано-глинистые отложения, которые выше по разрезу переходят в доломиты. В раннем и в начале среднего кембрия (амгинский век) формируются карбонатные и карбонатно-глинистые отложения. *Алдано-Анабаро-Рыбинская зона* дугообразно изогнута. Осадочный комплекс венда здесь начинается песчано-доломитовой формацией, которая сменяется в раннем кембрии мергельно-доломито-известняковой

формацией. В основании формации кембрия прослеживается пласт фосфоритовых органогенных известняков. *Юдомо-Оленекская зона* характеризуется терригенно-карбонатными морскими отложениями венда. Следует отметить, что для кембрия платформы характерно наличие хемогенных соленосных отложений, которые обрамляют протерозойские поднятия Забайкалья и Енисейского кряжа. К востоку и северу соленосные отложения замещаются отложениями морского бассейна нормальной солености.

3. Среднекембрийско-раннеордовикский этап характеризуется формациями регрессивной, частично эмерсивной стадий развития бассейна. В результате восходящих движений море на короткое время покидает платформу. В конце этапа, в эмерсивную стадию на территории платформы происходили процессы пенеппенизации и образование кор выветривания. Широкое распространение получают кварцево-песчаные формации. В *среднем и позднем кембрии* бассейн постепенно мелел; в это время отлагались пестроцветные толщи конгломератов, песчаников, алевролитов, аргиллитов и мергелей. Проявляется линзовидная, косая слоистость, знаки ряби, трещины усыхания. Осадконакопление, по-видимому, происходило в лагунной обстановке, в условиях засушливого климата, при усилении привноса терригенного материала с окружающих поднятий. Мощность кембрия достигает в отдельных погружениях 2,5–3 км. *Ордовикские отложения* по площади распространения несколько уступают кембрийским. Они широко распространены в западной части Ленско-Енисейской плиты. Ордовикские отложения представлены морскими отложениями (органогенные, оолитовые известняки, доломиты и мергели, аргиллиты, алевролиты, песчаники с конкрециями фосфоритов, реже сульфаты). Отложения содержат остатки многочисленной и разнообразной бентосной фауны.

4. Среднеордовикско-раннедевонский этап. Этот этап начался огромной трансгрессией, приведшей к образованию эпиконтинентального бассейна, занявшего центральные и северо-западные области платформы (Лено-Тунгусская палеосинеклиза). На востоке и северо-востоке этот бассейн ограничивается Анабаро-Алданским поднятием, а на юге – поднятием Байкало-Саянской области. Площадь Лено-Тунгусского бассейна в

течение этапа постепенно сокращается и в начале раннего девона бассейн исчезает. В среднем и позднем ордовике широко распространились терригенные и терригенно-карбонатные формации, реже – сульфатно-карбонатные. В силуре и начале раннего девона получили развитие карбонатные, сульфатно-карбонатные и терригенные формации. В *Тунгусской синеклизе* немые гипсоносные отложения пржидола перекрываются пестроцветными отложениями с остатками раннедевонских рыб. В *Вилуйской синеклизе* в начале девона также существовала гипсоносная и соленосная лагуна.

5. Средне-позднедевонский этап. Начало этого этапа характеризуется перестройкой тектонического плана платформы в целом и прилегающих к ней территорий. Так, восходящие движения на Енисейском кряже обусловили накопление обломочных красноцветов. Глыбовые воздымающиеся движения в районе Байкало-Патомского нагорья сопровождались компенсированными опусканиями, в результате которых на востоке платформы в среднем течении р. Лены образовалась огромная впадина типа предгорного прогиба (Киренгско-Пеледуйская впадина). На месте рифейского авлакогена развивается новый (Вилуйский) авлакоген. Этот этап характеризуют формации регрессивной стадии (сульфатно-карбонатные и терригенные красноцветные), образующие терригенно-карбонатный, красноцветный, сульфатоносный и соленосный комплексы. На востоке платформы широко развиты формации эмерсивной стадии: магматические образования и коры выветривания. До конца девона Тунгусская синеклиза представляла собой солончатую лагуну, в которой отлагались осадки, образовавшие пестроцветные толщи песчаников, алевролитов, аргиллитов, доломитов, реже известняков.

6. Позднепалеозойско-раннемезозойский этап. Этот цикл охватывает время от раннего карбона до триаса включительно. Его характеризует чрезвычайная мобильность, подвижность платформы вдоль северо-западных и северо-восточных ее окраин и Таймыра. В это время заложились глубокие прогибы и Верхоянская подвижная структура, тем самым определились восточные границы платформы. Центральная и южная части платформы относились к области относительно спокойной.

В течение этого цикла сформировались мощные угленосные формации *Тунгусской синеклизы*, проявился уникальный по масштабам базальтовый магматизм.

7. Раннекаменноугольный этап охватывает позднепермский век, который характеризуют формации трансгрессивной и инундационной стадий, накапливающихся в основном на севере платформы. Здесь развивались терригенно-карбонатные, сероцветные и пестроцветные комплексы, которые залегают после перерыва, охватившего раннее турне. С конца раннекаменноугольной эпохи *Тунгусская синеклиза* была областью накопления лагунно-континентальных осадков (так называемая *тунгусская серия*), заполнивших крупнейший в мире Тунгусский угленосный бассейн.

8. Визе-пермский этап. Данному этапу предшествовала крупная перестройка структурного плана платформы. Движения на севере, северо-западе и северо-востоке привели к возникновению ряда крупных погружений. Заложились крупные внутриплатформенные прогибы в центре платформы. Морские формации распространялись только в обрамляющих областях Таймыра и Приверхоянья. Остальная часть территории входила в стабильную область суши, которую в палеогеографии называют *Ангаридой*. В поздней перми на месте *Вилуйской синеклизы* начинаются восходящие движения, тем самым прерывается связь Тунгусской части платформы с Приверхоянской. На северо-западе *Тунгусской синеклизы* в конце перми проявляется вулканизм, продукты которого – покровы диабазов, щелочные базальты, туфы и туффиты, в остальной части синеклизы весьма широко развиты терригенные угленосные формации, ограниченно-терригенно-карбонатные формации трансгрессивно-инундационной стадии. По периферии *Вилуйской синеклизы* также устанавливаются терригенные и терригенно-карбонатные отложения среднего-верхнего карбона и ранней перми.

9. Триасовый этап характеризуется общим поднятием платформы, на фоне которого происходит ее дробление, сопровождающееся излиянием огромных масс базальтов. Здесь господствуют в основном формации эмерсивной стадии. Завершается формирование *Тунгусской синеклизы*. Самой характерной особенностью Сибирской платформы в конце палеозоя и в триасе является образование *трапповой*

формации. Основной площадью проявления траппового магматизма была территория *Тунгусской синеклизы*. Породы трапповой формации (лавы, туфы, интрузивные породы) распространены на площади $1,5 \times 10^6$ км² и их объем составляет 2459×10^{12} т.

10. Среднемезозойско-раннекайнозойский этап охватывает юрский, меловой и палеогеновый периоды. Он начался оживлением тектонических движений, которые сменились постепенным затуханием. В течение этапа платформа была вовлечена в общее воздымание, компенсирующееся погружениями в смежных областях. На севере и вдоль восточных окраин платформы формируются глубокие прогибы. Выделяются два этапа: юрско-раннемеловой и позднемеловой–палеогеновый. К позднемеловому–палеогеновому этапу приурочено образование карбонатитов и кимберлитовых трубок вдоль восточной окраины Анабарского щита (р. Курейка). Особенность этапа – процессы активизации, широко охватившие южные окраины платформы. На юго-востоке платформы формируется серия рифтогенных структур. Мезозойские отложения представлены всеми стратиграфическими подразделениями, между которыми имеются локальные перерывы. Мезозойская седиментация происходила непрерывно, хотя контуры бассейна осадконакопления постоянно менялись. Мощность отложений мезозоя 4–5 км и более.

В целом, в юрско-раннемеловое время на юге платформы формируются сводово-плутонические области активизации, с которыми связаны угленосные формации. Угленосные терригенные формации приурочены к *Ангаро-Виллюйскому*, *Приверхоянскому*, *Хатанго-Пясинскому*, *Лено-Анабарскому прогибам* и к *Виллюйской синеклизе*. В позднемеловом–палеогеновом времени продолжает развиваться Центрально-Сибирское поднятие, заканчивается развитие *Виллюйской синеклизы*, *Ангаро-Ленской области*, активно развивается область в долине Хатанги, связанная с формированием *Западно-Сибирской плиты*. На юго-востоке платформы, на сводово-плутонических поднятиях закладываются Байкальская и Бурятская области. На этом этапе развиваются круговые структуры (астроbleмы), происхождение которых связывают с падением космических тел.

Полезные ископаемые Сибирской платформы. Рудные месторождения. Железные руды Сибирской платформы различны по условиям образования и возрасту. Протерозойские и архейские джеспилитовые руды характерны для ряда месторождений Алданского района. В этом районе имеется целый ряд месторождений железа и других генезисов. Это – район, где сосредоточены крупные запасы богатых и легкообогатимых магнетитовых руд.

С интрузивными разностями траппов связаны сульфидные руды, содержащие *медь, никель, кобальт* и другие металлы. Наиболее типично они представлены в районе Норильских месторождений и в Приенисейской полосе развития траппов. В областях развития траппов распространены аллювиальные россыпи ильменита, который является источником *титана*.

На Сибирской платформе встречаются месторождения *медистых песчаников*, связанные с кварцитами раннего протерозоя (Удоканское месторождение). Значительные, но рассеянные запасы меди связаны с континентальными песчаниками верхнего кембрия и раннего ордовика (долина р. Лены).

Месторождения драгоценных металлов (золото) связаны с интрузиями различного возраста. К числу наиболее крупных золотоносных районов относятся Алданский, Томмотский, Бодайбинский, Североенисейский. Платина находится в сульфидных рудах, связанных с интрузиями сибирских траппов.

Каменные и бурые угли концентрируются в карбоне, перми, нижней и средней юре, верхней юре-нижнем мелу и неогене. Угли карбона и перми наиболее распространены в пределах *Тунгусской синеклизы*. Юрские угли развиты в Иркутском и Канско-Ачинском бассейнах. В Иркутском бассейне встречаются сапропелевые угли (богхеды) с большим содержанием летучих веществ. В Канско-Ачинском бассейне юра представлена мощной угленосной толщей (40–200 м), на западе, в Чулымо-Енисейском бассейне, мощность юры увеличивается до 600–1400 м. Угли восточной части платформы принадлежат верхней юре – раннему мелу. Самый крупный – Ленский угленосный бассейн, простирающийся от Якутска до низовьев р. Лены в пределах Лено-Анабарского прогиба. Вилуйский бассейн объединяет месторождения западной части Вилуйской синеклизы. Южно-

Якутский (Чульманский) бассейн содержит значительные запасы коксующихся углей. Неогеновые угли связаны с Байкальской рифтовой зоной.

Горючие сланцы известны в толще нижнего кембрия северного склона Алданского щита (р. Мая) и в юрском Иркутском бассейне, где они залегают среди сапропелевых углей.

Нефтегазоносные отложения связаны с вендом и нижним кембрием (юго-западные районы платформы), с верхним девоном (район бухты Нордвик). Имеются нефтеносные и, главным образом, газоносные горизонты в пермских, триасовых, юрских континентальных отложениях. Месторождения *газа* установлены на большой площади, охватывающей южную часть платформы от г. Иркутска до низовьев р. Вилюя.

Нерудное сырье. Наиболее крупный *слудоносный* район – Алданский. *Алмазы* в пределах платформы обнаружены в россыпях, а затем установлены районы их коренных месторождений. Источниками алмазов являются трубки взрыва, возникшие во время извержений пермо-триасового возраста. Выделяются Вилюйский, Оленекский, Мунский и Алданский алмазоносные районы. В бассейнах рек Вилюя и Нижней Тунгуски известны также месторождения *исландского шпата*, связанные с траппами. Траппы в процессе внедрения метаморфизуют пласты угля, превращая их в *графит* (бассейны рек Курейки, Нижней Тунгуски). В зонах гранитных интрузий, внедряющихся в архейские плагиоклазовые гнейсы, образуются месторождения *корунда* и *кианита*; по-видимому, в процессе метаморфизма бокситовые залежи превращаются в корунды. С пегматитами архея и протерозоя связаны месторождения *топаза*, *турмалина*, *лазурита*, *шпинели*, *горного хрусталя*, *нефрита* и *агальматолита*. Сибирь богата *каменными солями*, которые связаны с нижним кембрием и девоном, фосфоритами (венд – ордовик).

3. СКЛАДЧАТЫЕ ОБЛАСТИ ПОЗДНЕПРОТЕРОЗОЙСКОЙ И ПАЛЕОЗОЙСКОЙ СКЛАДЧАТОСТИ

3.1. Уральско-Новоземельская складчатая область

Субмеридионально протягивающаяся Уральско-Новоземельская складчатая область включает в себя собственно Уральские горы, Пай-Хой, острова Вайгач и Новая Земля.

Положение, границы и основные структурные элементы складчатой области. Уральско-Новоземельская складчатая область расположена на западном фланге Урало-Монгольской складчатого пояса и непосредственно граничит с востока с Восточно-Европейской древней платформой. Тектонические мегазоны западного склола Урала прослеживаются на всём протяжении складчатой области, зоны восточного склона доступны наблюдению только на юге территории, последовательно погружаясь к северу под мезозой-кайнозойский чехол Западно-Сибирской плиты. С запада на восток в регионе выделяются следующие структуры в ранге мегазон:

1. *Предуральский краевой прогиб*, заполненный молассой пермского возраста. Это – пограничная с Восточно-Европейской платформой структура.

2. *Западно-Уральская мегазона*, представленная меридиональными складками палеозойских отложений. В этой мегазоне нередки крупные надвиги типа тектонических покровов. Здесь обособливаются Бельско-Елецкая зона, сложенная, в основном, отложениями мелководного шельфа, и Зилаиро-Лемвинская, в строении которой участвуют более глубоководные, батинальные осадки.

3. *Центрально-Уральская мегазона*: область почти непрерывных выходов докембрийского кристаллического фундамента, состоящая из отдельных блоков.

4. *Главный Уральский глубинный разлом* разделяет Центрально-Уральскую и следующую далее к востоку, Тагило-Магнитогорскую зону. Разлом представлен в виде мощной зоны смятия гигантской протяженности, характеризующейся

широким развитием серпентинитового меланжа. По генезису это сутурная (шовная) зона, разделяющая сиалический и симатический секторы земной коры Урала.

5. *Тагило-Магнитогорская мегазона* сложена ордовикско-каменноугольными вулканогенными и осадочными толщами, а также многочисленными интрузиями, которые рассматриваются как образования океанических впадин, островных дуг, краевых вулканических поясов, связанных с ними глубоководных флишевых трогов и мелководных терригенных и карбонатных толщ, перекрывающих новообразованную в палеозое континентальную кору. Выступы докембрийского сиалического фундамента здесь отсутствуют.

6. *Восточно-Уральская мегазона* отличается от Тагило-Магнитогорской тем, что, наряду с вышеперечисленными комплексами, присутствуют комплексы микроконтинентов – обособившихся в ордовике обломков докембрийской континентальной коры, нарастивших край Казахско-Киргизского континента в девоне – карбоне.

7. *Зауральская мегазона* – крайне восточная, наиболее погруженная мегазона палеозойд. В ней с помощью материалов бурения изучены девонские и каменноугольные отложения. Характерная черта мегазоны – присутствие вулканоплутонических комплексов.

История геологического развития складчатой области.

По особенностям комплексов, слагающих стратиграфическую колонку, и характеру их складчатости историю развития складчатой области можно разделить на *девять этапов*.

1. Раннепротерозойский (эпипархейский) этап. К настоящему времени архейские и ранне-среднепротерозойские породы установлены в следующих районах Урала:

1. В области *Башкирского поднятия*, сложенного рифейскими породами, дорифейские отложения образуют *Тараташский антиклинарий*. Дорифейские породы объединены в *тараташский комплекс*, сложенный кристаллическими сланцами, гнейсами и другими высокометаморфизованными породами с абсолютным возрастом до 2700 млн лет (поздний архей).

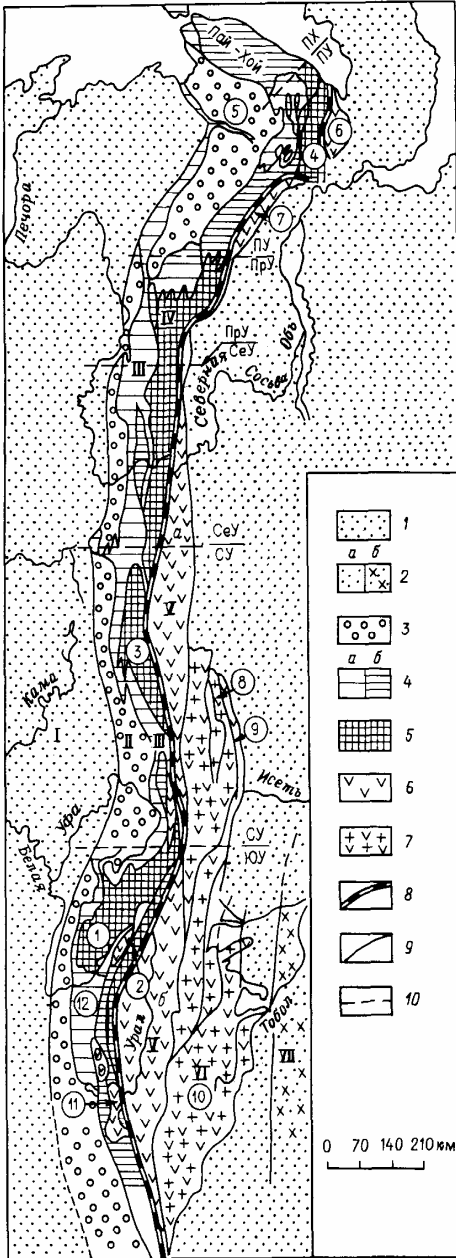


Рис. 3.1. Схема структурного районирования Урала.

I – Восточно-Европейская платформа; II – Преуральский краевой прогиб;

Мегазоны:

III – Западно-Уральская, IV – Центрально-уральская, V – Тагильно-Магнитогорская, VI – Восточно-Уральская, VII – Зауральская; I – отложения чехла Восточно-Европейской платформы; 2а – чехол Западно-Сибирской плиты; 2б – палеозойские отложения Западно-Уральской мегазоны под чехлом плиты; 3 – пермская моласса Преуральского краевого прогиба; 4 – Западно-Уральская палеозойская мегазона: а – осадки Бельско-Елецкой зоны, б – осадки Зилаиро-Лемвинской зоны; 5 – Центрально-Уральская протерозойская мегазона. Поднятия (цифры в кружках): 1 – Башкирское, 2 – Удугут, 3 – Кваркушское, 4 – Харьбейское; 6 – Тагильно-Магнитогорская палеозойская мегазона осадков и вулканитов океанических формаций; а – Тагильская, б – Магнитогорская; 7 – Восточно-Уральская мегазона протерозоя и палеозойских осадков; 8 – Главный Уральский глубинный разлом; 9 – границы мегазон и зон; (цифры в кружках); 5 – Карская, 6 – Шучинская, 7 – Войкарская, 8 – Алапаевская, 9 – Восточная вулканогенная, 10 – Восточно-Мугоджарская, 11 – Сакмарская, 12 – Зилаирская; 10 – границы поперечных секторов Урала: ЮУ – южный, СУ – средний, ПрУ – Приполярный, ПУ – Полярный, ПХ – Пай-Хой

2. В *Центрально-Уральской мегазоне* также отмечено несколько древних, по-видимому, раннепротерозойских структур: *губенская* (расположена между г. Златоустом и пос. Магнитка); *уфалейская* (между г. Верхним Уфалеем и пос. Нижним Уфалеем); *собская*, или *хербейская* (на Полярном Урале).

3. На восточном склоне Урала расположено четыре крупных древних поднятия: *Салдинское*, *Мурзинско-Адуйское*, *Ильменогорско-Сысертское*, *Восточно-Мугоджарское*. Возраст гранито-гнейсовых комплексов, слагающих эти структуры, изменяется в пределах 1200–2490 млн лет, тем самым они сопоставляются с породами палео- и мезопротерозоя (средне-нижнего протерозоя), возможно, присутствуют и архейские образования.

Анализ данных абсолютного возраста позволяет сделать два предварительных вывода: 1) дорифейский фундамент Урала был сиалическим; 2) вероятно, к концу палеопротерозоя (раннего протерозоя) платформы Евразии, т. е. Восточно-Европейская и Сибирская древние платформы представляли собой единое целое. Дробление этой гигантской суперплатформы с образованием палеозойских складчатых поясов и областей является, вероятно, результатом палеозойских деструктивных процессов.

2. Байкальский (рифейский) этап. Выделение рифея как самостоятельного подразделения протерозоя стало возможным благодаря изучению разрезов *Башикирского поднятия*. Здесь устанавливается три структурных яруса: *бурзянский*, *юрматинский* и *каратауский*, время формирования которых отвечает соответствующим протосистемам рифея. Каждому структурному ярусу соответствует свой тектонический режим и свой режим осадконакопления.

Бурзянский структурный ярус. Заложение бурзянской подвижной структуры произошло на архейско-нижне-среднепротерозойском фундаменте, который раскалывался по разломам на крупные блоки, некоторые из которых погрузились и явились основанием рифейских прогибов. Прогибы бурзянского времени заложились по системе грабенов, возникших на фоне сводового поднятия древнего щита. Бурзянский седиментационный цикл закончился интрузивной магматической деятельностью (так

называемый, "бердяушские граниты"). Бердяушские граниты и прорываемая ими *бурзянская серия* соответствуют неопротерозою (позднему протерозою) или рифею.

Юрматинский структурный ярус. В течение юрматинского цикла в районе Башкирского антиклинория накапливались вулканогенные и осадочные толщи *машакской свиты* (нижняя свита юрматинской серии). В основании машакской свиты отмечается перерыв и несогласие. В течение юрматинского времени вслед за машакской свитой накапливались терригенно-карбонатные отложения *зигальгинской, зигазино-комаровской и авзянской свит* общей мощностью порядка 2 км.

Каратауский структурный ярус. В начале каратауского цикла рифейский прогиб захватил значительную часть *Башкирского поднятия* и зону Уралтау. В течение цикла накопились терригенно-карбонатные осадки *зильмердакской, катавской, инзерской и миньярской свит* общей мощностью 1100–4000 м.

Складчатые структуры байкальского структурного этажа на Урале более близки к платформенным, чем к подвижным (геосинклинальным). Они представлены пологими сводового типа брахисинклиналями и брахиантиклиналями с углами падения крыльев 30–35°.

3. Кембрийский этап. Кембрийские образования на Урале распространены ограниченно, что дает возможность предположить процессы поднятия и размыва для этого времени.

4. Ордовикский этап. Отложения нижнего ордовика в сиалических зонах Урала (западный склон и *Восточно-Уральское поднятие*) представлены почти исключительно развитыми в основании разреза кварцитовыми или аркозовыми терригенными толщами, иногда с вулканитами, мощностью от первых сотен метров до 2–2,5 км. Они образуют трансгрессивную серию, резко несогласно залегающую на докембрии. Низы этой серии могут рассматриваться как грабеновый комплекс, образованием которого начинается заложение ордовикского океанического бассейна Урала. В среднем – позднем ордовике этот бассейн приобрел вполне определенные очертания – в размещении ранне-среднеордовикских фаций уже ощущаются основные черты

современного структурного плана Урала. В пределах Западноуральской структурной мегазоны в среднем ордовике определились характерные черты двух фациальных палеозон: *Бельско-Елецкой* и *Зилаиро-Лемвинской*, заложившихся еще в раннем ордовике. В первой из зон средний–верхний ордовик представлен главным образом шельфовыми известняками и доломитами, с прослоями терригенных пород в нижней части (мощность до 1000 м). Вышеуказанные зоны, которые прослеживаются вдоль всего Урала на Пай-Хой и частично на Новую Землю, существовали с ордовика по девон и характеризуют шельф, континентальный склон бассейна, омывающего континент Восточно-Европейской платформы. Комплексы следующих к востоку палеозон известны на Южном Урале в *Магнитогорской зоне*, где в сложных тектонических соотношениях вместе с серпентинитовым меланжем развиты толщи, представленные подушечными лавами толеитовых базальтов с прослоями яшмоидов, андезитобазальтами, андезитами и их туфами. В *Восточно-Уральской вулканической зоне* в последнее время обнаружены ордовикские толеитовые базальты с яшмоидами.

5. Силурийский этап. Силурийские отложения широко развиты как на западном, так и восточном склонах Урала. В *Бельско-Елецкой палеозоне* Урала и на Новой Земле силур представлен толщей мелководных известняков и доломитов мощностью до 1300 м; в западном направлении увеличивается роль терригенных пород. На востоке зоны существуют барьерные рифы. В *Зилаиро-Лемвинской палеозоне* силур представлен маломощными (до 250–350 м) углисто-глинисто-кремнистыми сланцами с прослоями известняков. На восточном склоне Урала силур наиболее широко развит в разрезах *Тагило-Магнитогорской мегазоны*, где представлен вулканогенно-осадочными толщами океанического типа и сменяющими их в разрезе комплексами островных дуг. В *Восточно-Уральской вулканической зоне*, имеющей, по-видимому, аллохтонную природу, толеитовые базальты сменяются в позднем силуре андезитоидами и их туфами с прослоями известняков. Океанические и островодужные комплексы, ассоциирующие с габбро и серпентинитами, развиты и в Мугоджарском блоке.

Изменения в структурном плане силура по сравнению с ордовиком определяются, в основном, развитием зоны субдукции в Тагильской зоне, отмиранием ее в Сакмарской зоне и перемещением в Восточно-Уральскую.

6. Девонский этап. Девонские отложения развиты широко в большинстве структурных зон Урала и Пайхойско-Новоземельской складчатой области. В раннем девоне в целом сохранился структурный план, сформировавшийся в позднем силуре. Нижнедевонские отложения в восточной части *Бельско-Елецкой палеозоны* представлены полными разрезами рифогенных известняков мощностью 500–600 м; к западу они замещаются доломитами и песчаниками и затем выклиниваются. В *Зилаиро-Лемвинской палеозоне* продолжали накапливаться граптолитовые сланцы, кремни и известняки. В зонах восточного склона Урала в начале девона продолжалось накопление мощных толщ андезитов, трахиандезитов, их туфов, туфогенных флишоидов. В западной части *Магнитогорской зоны* накапливались кремнистые и терригенно-кремнистые отложения океанического чехла; чехол *Восточно-Мугоджарского сиалического блока* представлен как кремнистыми, так и карбонатными фациями; в *Восточно-Уральской вулканической подзоне* продолжалось формирование островодужных комплексов. В среднем девоне в восточных зонах Урала произошла резкая перестройка, на западном склоне Урала продолжали существовать *Бельско-Елецкая* и *Зилаиро-Лемвинская палеозоны*. В первой из них преобладало накопление мелководных, в том числе рифогенных известняков. Средне-верхнедевонские отложения *зилаиро-лемвинского типа* в Сакмарском аллохтоне представлены светлыми плитчатыми кремнями, оползневыми глыбами (олистоплаками) девонских шельфовых известняков из *Бельско-Елецкой зоны*. В фамене кремнистые толщи сменяются граувакковым флишем девонско-турнейского возраста.

На Южном Урале, в аллохтоне *Сакмарской зоны*, наряду с отложениями *лемвинского типа*, развиты среднедевонские вулканогенно-осадочные толщи, представленные в сближенных тектонических чешуях подушечными лавами с яшмоидами и флишоидными туфогенно-кремнистыми толщами (комплексы

океанической коры и удаленные островодужные). В *Магнитогорской* зоне с эйфеля начинается формирование островодужных комплексов. Широко развиты мощные толщи туфотурбидитов и покровов андезито-базальтов и андезитов, частично замещающихся по простиранию подушечными лавами толеитовых базальтов.

7. Каменноугольный этап. На западном склоне Урала в карбоне накапливались преимущественно морские карбонатные осадки. Начиная со второй половины башкирского века в наиболее восточных разрезах западного склона Среднего Урала появляются терригенные толщи, материал для формирования которых поступал с востока. С образования этих толщ начинается заложение *Предуральского краевого прогиба*. В *Зилаиро-Лемвинской палеозоне* на Южном и, вероятно, Среднем Урале, в турнейское время продолжала формироваться мощная (до 1000 м и более) толща зилайрской свиты – грауваккового флиша, образованного размывом восточных поднятий. Таким образом, *Зилаиро-Лемвинская зона* прекратила свое существование к визейскому времени. В мегазонах восточного склона Урала в турнейское время сохранился структурный план, сформировавшийся к концу девона. Здесь в течение турне продолжала существовать система относительно узких поднятий (кордильер) и разделяющих их погружений (трогов), заполнявшихся терригенно-флишевыми толщами *зилайрской серии*. В поздневизейско-серпуховское время на большей части *Тагило-Магнитогорской* и *Восточно-Уральской* мегазон произошло резкое затухание тектонических деформаций; на Урале наступило время «*великой визейской трансгрессии*» и происходило накопление преимущественно мелководных слоистых известняков. В Зауралье они замещались терригенно-карбонатными толщами в ассоциации с вулканитами основного и среднего состава.

8. Пермский этап. Нижняя пермь представлена в Уральском регионе морскими отложениями с разнообразной, хотя и неравномерно распределенной фауной. Верхняя пермь характеризуется преимущественно лагунно-континентальными отложениями.

9. Мезозой-кайнозойский этап. В пределах собственно Урала мезозойские и кайнозойские отложения распространены весьма ограниченно. На восточном склоне Урала выделяется трапповая толща раннего–среднего триаса и песчано-глинистая угленосная толща позднего триаса мощностью более 1500 м. В Зауральской мегазоне в виде небольших изолированных выходов известны отложения юры, выраженные многократно чередующимися глинами и песчаниками, нередко с прослоями и линзами углей. Нижнемеловые красноцветные континентальные отложения широко распространены по восточному склону Урала вплоть до Мугоджар. Мощность их колеблется от 20 до 85 м. Верхнемеловые отложения повсеместно развиты по восточному склону Урала и представлены в нижних горизонтах (сеноман, турон) континентальными, а в верхах разреза (кампан-маастрихт) мелководными морскими осадками. Палеоген (палеоцен и эоцен) развит только в пределах плиты Западной Сибири, где образован морскими песчаниками, глинами, диатомовыми глинами и опоками мощностью 100–140 м. Оligоцен и неоген представлены континентальными песчано-глинистыми породами. Следует отметить широкое развитие на Урале древних мезозойских и кайнозойских кор выветривания.

Полезные ископаемые Уральско-Новоземельской складчатой области. Урал является одним из важнейших горно-промышленных районов России. В его пределах расположены тысячи разнообразнейших месторождений полезных ископаемых. Некоторые из них имеют мировое значение. Важнейшее место занимают рудные полезные ископаемые, затем нерудные и горючие.

Черные металлы. Главные из них – магматические месторождения *железа* контактово-метасоматического типа. Наиболее значительны месторождения в районе горы Магнитной на Южном Урале. Руды залегают в приконтактной зоне известняков раннего карбона и порфириров. Подобные месторождения известны в районе г. Рудный, на границе Урала и Торгайского прогиба. Месторождения *титаномагнетитов* связаны с габбровой формацией. Самое значительное в этой группе – Качканарское месторождение.

Марганец и никель. Месторождения марганца делятся на палеозойские и палеогеновые. Палеозойские месторождения марганца связаны с кремнистыми осадочными отложениями: яшмами, фтанитами и т. д. Известны подобные месторождения в районе Свердловска, Миасса, Магнитогорска. Палеогеновые месторождения приурочены к палеоценовым песчаникам и глинам. Наиболее крупные месторождения расположены на Северном Урале в полосе городов Серов–Ивдель. Месторождения *никеля* приурочены к серпентинитовым массивам. Никелевые силикаты концентрируются в коре выветривания. Это месторождения района городов Верхнего Уфалея, Орска.

Хромиты. Промышленные месторождения связаны с массивами серпентинитов. Они располагаются в Мугоджарах (Кемпирсайское) и на Среднем Урале (Сарановское).

Цветные металлы. Это прежде всего месторождения *бокситов*. Они делятся на две большие группы – девонские морские, раннемеловые континентальные. На восточном склоне Урала основной бокситоносный горизонт (субровский) приурочен к основанию эйфеля. Всего в среднем девоне отдельные исследователи насчитывают от 7 до 9 бокситовых горизонтов. Простираение основного субровского горизонта эйфеля прослежено на 50–70 км, по падению он устанавливается до глубины 3200–3400 м. Раннемеловые месторождения *бокситов* встречаются в Зауралье. Они залегают на размытой поверхности палеозоя и покрываются морскими осадками сенона.

Медь. Наиболее крупные месторождения приурочены к зеленокаменным породам среднего палеозоя, где они образуют главную колчеданоносную полосу. На Среднем и Северном Урале это месторождения силурийского возраста, а на Южном Урале – среднедевонского (от широты г. Миасса далее к югу до г. Сибай). Медно-колчеданные месторождения сингенетичны с вмещающими породами спилит-кератофировой формации. Колчеданные руды нередко являются полиметаллическими, в их состав входят цинк, свинец, золото и серебро.

Благородные металлы. На Урале известны месторождения *платаны*. Они связаны с офиолитами – ультраосновными породами габбро-перидотит-дунитовой формации. Эти интрузии располагаются на восточном склоне Среднего и Северного Урала. Большинство промышленных месторождений *золота* связано с интрузиями гранитов, гранодиоритов и с жильными породами (аплитами, кварцевыми порфирами). Золото встречается в виде вкраплений и гнезд в кварцевых жилах. Большое значение имеют и золотоносные россыпи, как квартерные (четвертичные), так и более древние (раннепермские, юрские, неогеновые).

Редкие металлы. Их месторождения связаны с кислыми интрузиями. Это месторождения вольфрама, мышьяка, сурьмы, ртуты, иридия, осмия, ванадия.

Нерудное сырье. Наибольшее, мировое значение имеют месторождения ценного огнеупорного сырья – магнезита, связанного с рифейскими осадочными формациями на Южном Урале (города Сатка, Катав-Ивановский). По добыче и запасам *асбеста* Урал занимает одно из первых мест в мире. Месторождения связаны с серпентинитовыми массивами Среднего и Северного Урала. *Калийные и каменные соли* связаны с верхнепермскими отложениями, полоса этих месторождений протянулась в Предуральском прогибе от г. Соликамска до г. Соль-Илецк. *Гипсы.* Гипсоносные отложения кунгурского яруса простираются от Чердыни на севере до Соль-Илецка на юге.

Энергетическое сырье. Наибольшие запасы *каменных углей* сосредоточены в Кизеловском районе. На восточном склоне Урала расположены Алапаевско-Каменский, Полтаво-Брединский, Домбаровский и Бершогырский угленосные районы. Угленосные отложения интенсивно дислоцированы, и угли сильно метаморфизованы, местами превращены в графит. Пермские угли связаны с кунгурскими и верхнепермскими континентальными отложениями. Это угли Воркутинского бассейна. Триасово-юрские *бурые угли* расположены как на западном, так и на восточном склонах. Запасы *торфа* приурочены к районам Нижнего Тагила, Свердловска и Верхнекамска.

3.2. Южный Тянь-Шань

Южный Тянь-Шань – герцинская складчатая область – занимает юго-западную окраину Урало-Монгольского пояса и пространственно связан с Уралом, находясь на простирании его восточных структурных зон. Субмеридионально протягивающиеся Урало-Мугоджарские структуры на своем южном продолжении поворачивают на восток и соединяются с Южным Тянь-Шанем, создавая единую дугообразную структуру. Непосредственная связь этих структур "нарушается" тем обстоятельством, что средняя часть этой дуги перекрыта мезозой-кайнозойским платформенным чехлом в ареале распространения Туранской плиты.

Границы и основные структурные элементы Южного Тянь-Шаня. Южный Тянь-Шань имеет сложную покровно-складчатую структуру. По палеогеографическим реконструкциям представляется правдоподобным предположение о том, что Южный Тянь-Шань возник на месте океанической впадины (так называемый Туркестанский палеоокеан) и ее окраины. Туркестанский океан был ограничен с севера Казахстано-Киргизским палеоконтинентом, а с юга – континентальными массами непостоянных очертаний, которые условно называется Таджикско-Таримским континентом.

В пределах Южного Тянь-Шаня условно можно выделить следующие региональные структуры. 1) *Чаткальская (Чаткало-Нарынская) зона* – край палеозойского Казахстанско-Киргизского палеоконтинента с наложенными силурийско-среднедевонскими и карбон-пермскими субдукционными вулканитами; 2) *Главная сутурная зона Южного Тянь-Шаня* – гипотетическая зона сближения тектонических комплексов, перекрытая мезозой-кайнозойскими субдукционными вулканитами; 3) *Нуратау-Атбашинская мегдзона* – область развития тектонических пластин, сложенных комплексами края Таджикско-Таримского континента; 4) *Зеравшано-Кокшаальская мегазона* – область развития интенсивно дислоцированных

комплексов края только Таджикско-Таримского континента; 5) *Гиссарская мегазона* – область развития тектонических пластин Таджикско-Таримского континента и наложенной каменноугольной *Гиссарской палеоокеанической впадины*. Южный Тянь-Шань делится также на три поперечных сегмента: западный – Кызылкумский, центральный – Гиссаро-Алайский и восточный – Кокшаальский.

История геологического развития Южного Тянь-Шаня

1. Архей-протерозойский этап. В Южном Тянь-Шане, как и в Северном, к архею относятся толщи мигматизированных очковых гнейсов, амфиболитов, кристаллических сланцев и мраморов. Общая видимая мощность определяется в пределах 10 км. К нижнему протерозою (палеопротерозою) в достаточной степени условно относят толщи кристаллических сланцев и метаморфизованных эффузивов до 1500 м мощности. Верхнему протерозою (неопротерозою) соответствует мощная толща валунно-галечных конгломератов, постепенно выше по разрезу сменяющихся песчаниками, филлитовидными сланцами с линзами известняков.

2. Раннепалеозойский этап. Раннепалеозойские образования довольно широко развиты в центральных зонах и на флангах Южного Тянь-Шаня. Нижнепалеозойские отложения залегают в виде узких тетонических чешуй и экзотических глыб среди более молодых отложений. Мелководный характер кембрийских отложений, включающих остатки водорослей, позволяет предполагать наличие в их основании фрагментов зрелой докембрийской континентальной коры.

Кембрий на Южном Тянь-Шане известен в его заданном и центральном секторах. Известны *три литологических типа разрезов* кембрия: терригенно-карбонатный, карбонатно-кремнистый и вулканогенный. Мощность осадков обычно не превышают 300–600 м, но в районе *Туркестанского хребта* резко увеличиваются (до 1600, 2000–2500 и даже 5 000 м).

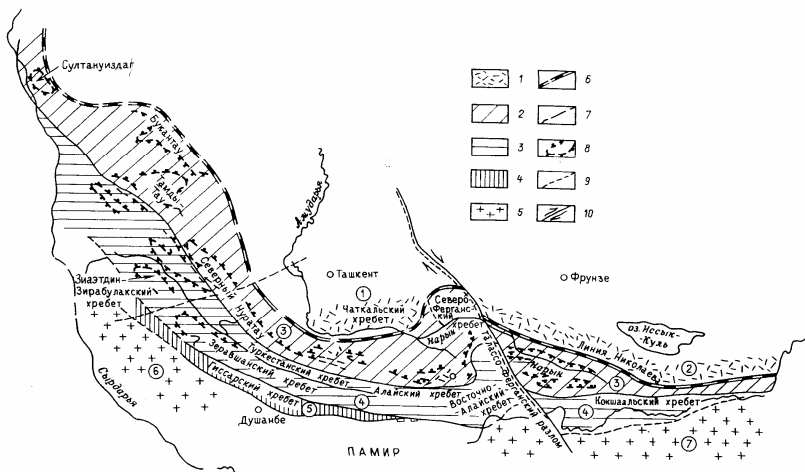


Рис. 3.2. Схема палеозойской структурно-формационной зональности Южного Тянь-Шаня:

1 – протерозойские и палеозойские осадки и вулканиты Казахско-Киргизского континента; 2 – палеозойские осадки окраины Казахско-Киргизского континента, Туркестанского океана и окраины Таримо-Таджикского континента, тектонически сближенные;

3 – палеозойские осадки Таримо-Таджикской континентальной окраины, тектонически сближенные; 4 – то же, офиолитами и островодужными формациями каменноугольной океанической впадины; 5 – протерозойские и палеозойские осадки Таримо-Таджикского континента; 6 – главная сутурная зона; 7 – границы структурных зон; 8 – хребты и горные массивы; 9 – границы поперечных секторов (Западного, Центрального, Южного):

10 – Таласо-Ферзанский правый сдвиг. Структуры (цифры в кружках): 1 – Чаткальская зона; 2 – Сарыджазская зона; 3 – Нурау-Атбаинская мегазона; 4 – Зервавшано-Кокшаальская мегазона; 5 – Гиссарская зона; 6 – Таджикский массив; 7 – Таримский массив

Ордовикские отложения, как и кембрийские, установлены в западном и центральном секторах Тянь-Шаня. С юга на север можно выделить три основных типа разреза ордовика: 1) вулканогенно-осадочный, 2) существенно терригенный,

3) офиолитовый. Разрезы, связанные с офиолитами, наиболее изучены на северном склоне *Алайского хребта*.

В течение **силура** границы фациальных зон испытывали скольжение, однако, в целом их распределение определялось наличием трех сформировавшихся уже в ордовике палеотектонических областей (в современном плане – с юга на север): широкой опущенной окраины *Таджикско-Таримского континента*, *Туркестанской океанической впадины* и приподнятого в силуре края *Казахстано-Киргизского континента*, отвечающего Срединному Тянь-Шаню. Предполагается, что в конце ордовика – начале силура во внутренней части *Таджикско-Таримской континентальной окраины* намечается шельфовая зона, в которой до конца силура накопились мощные (более 3000 м) толщи известняков и доломитов с обильной мелководной фауной. Кремнисто-терригенные флишоидные (преимущественно батинальные) толщи силура изучены в *Туркестанском хребте*, где они согласно сменяют флишоидные толщи ордовика и представлены мощными (до 3000 м) глубоководными отложениями внешнего шельфа и сложно построенного континентального склона, обращенного к Туркестанскому палеоокеану. В верхах этих же толщ появляются конгломераты, вулканомитовые песчаники, локально отмечается своеобразная ассоциация (до 500 м) углисто-глинистых сланцев и песчаников с пластами угля.

3. Позднепалеозойский этап. **Девон** развит широко во всех секторах Южного Тянь-Шаня. В различных зонах Южного Тянь-Шаня отмечаются шельфовые известняки, толщи кремней и глинистых сланцев (мощность первые сотни метров). На северных склонах *Алайского хребта* отмечаются силлы, диабазовые дайки и мощные толеитовые толщи океанического характера. В *Чаткальском хребте* (на окраине *Казахстано-Киргизского континента*) отмечаются мощные толщи нижнего и среднего девона, сложенные груботерригенными красноцветами, андезитами, дацитами, трахиандезитами, трахибазальтами мощностью до нескольких километров.

Карбон. Разрезы пограничных слоев девона и карбона непрерывны. Раннекарбоновые обстановки осадконакопления и

соответствующие им типы разрезов обычно наследуются от девонских и характеризуются чередованием и сочетанием мощных (до 1000–3000 м) карбонатных толщ с бентосной фауной и разрезов карбонатно-глинисто-кремнистого состава (первые десятки – первые сотни метров). Средний и верхний карбон представлены почти исключительно терригенными и терригенно-карбонатными отложениями.

Пермь. Нижнепермские отложения представлены морскими терригенными отложениями молассового, реже флишoidного характера. Изредка отмечаются последовательно дифференцированные и контрастные вулканиты и их туфы. Мощность до 1000 м. Верхняя пермь представлена континентальными красно- и пестроцветными груботерригенными толщами. Отмечаются прослои различных эффузивов; иногда характерна гипсоносность, мощность до 1800 м.

4. Мезозой-кайнозойский этап. После завершающих фаз герцинской складчатости на Южном Тянь-Шане отмечается длительный перерыв в осадконакоплении. В *позднетриасовое время* формируются континентальные отложения межгорных впадин. В *юрский период* во впадинах отлагаются угленосные толщи и накапливаются конгломераты. В *меловое и палеогеновое время* в межгорные впадины периодически проникали морские бассейны, и устанавливался лагунный режим, отлагались гипсоносные, а в отдельных случаях соленосные формации. В *конце палеогена* море окончательно покинуло межгорные впадины. В *плиоцене – четвертичном периоде* Тянь-Шань испытывает значительную тектоническую активизацию, сопровождавшуюся воздыманием складчатых цепей и формированием моласс в углубляющихся впадинах. Следствие геотектонических движений – высокая сейсмичность области.

Полезные ископаемые Южного Тянь-Шаня. В Южном Тянь-Шане известны верхнепалеозойские *полиметаллические* месторождения. В Ферганской долине к эоценовым и меловым породам приурочены месторождения *серы*. Там же располагается типичный межгорный *нефтегазоносный бассейн* – Ферганский, сложенный мощной толщей мезозой-кайнозойских отложений с нефтяными залежами (Чемпион, Яр-Кутан, Палванташ и др.).

К молодым альпийским разломам приурочено *ртутное оруденение* (киноварь), которое концентрируется, как правило, в тектонической брекчии. В Южном Тянь-Шане прослеживается Туркестано-Алайский ртутно-сурьмяный пояс. Во впадинах Южного Тянь-Шаня разрабатываются *угольные месторождения* Фан-Ягноб, Шураб и др.

3.3. Казахско-Киргизская складчатая область (Центральный Казахстан, Северный и Средний Тянь-Шань)

Общая характеристика области. Перечисленные складчатые сооружения занимают внутреннее положение в Урало-Монгольском складчатом поясе. Западная и восточная части Центрального Казахстана, Северный и Срединный Тянь-Шань относятся к каледонидам, хотя герцинский этап имел большое значение для формирования их структур. Центральная часть Центрального Казахстана относится к герцинидам.

Каледонская часть рассматриваемого сооружения с позиций тектоники литосферных плит может быть выделена в качестве среднепалеозойского Казахско-Киргизского континента. В позднем палеозое этот континент нарастал за счет герцинид и в конечном итоге спаялся с Европейским и Сибирским континентами.

Отличительной особенностью каледонской части региона является то, что гранитно-метаморфический слой земной коры в ее пределах сформировался к концу ордовика в результате каледонской складчатости, что и определило появление Казахско-Киргизского континента. До этого момента в течение венда–кембрия данная область состояла из разнородных блоков и микроконтинентов, разделенных впадинами с корой океанического и переходного типов.

Краткая история геологического развития Казахско-Киргизской складчатой области. Структуры рассматриваемой складчатой области довольно детально были рассмотрены в рамках учебного курса "Геология и минеральные ресурсы Казахстана" и поэтому здесь очень кратко охарактеризуем только отличительные моменты истории развития области в целом.

Архей-протерозойские отложения слагают центральные части древних складчатых систем. Наиболее полно разрез докембрийских отложений представлен в Кокшетауском и Улытау-Карсакпайском срединных массивах (микроконтинентах). Они представлены глубокометаморфизованными породами различного состава. Суммарная мощность докембрийских образований достигает 10 км.

Вендско-кембрийские отложения представлены двумя типами разреза – терригенно-карбонатный (Малый Каратау, Актау-Жонгарский и Акдымско-Атасуйский зоны) и вулканогенный – базальт-трахибазальтовый (Северный Тянь-Шань и периферии Кокшетауского микроконтинента – Ешкиольмесская, Ерментауская и Селетинская зоны).

Ордовикские отложения во многих зонах складчатой области соответствуют офиолитовой ассоциации пород. Как правило, они вверх по разрезу сменяются образованиями островодужных и окраинноморских комплексов, а иногда перекрываются и, возможно, частично латерально замещаются терригенными (граувакковыми), терригенно-туфогенно-кремнистыми и терригенно-флишевыми толщами больших мощностей.

Силурические отложения в северных зонах Центрального Казахстана в пределах каледонских структур либо отсутствуют вовсе, либо представлены красноцветными или морскими терригенными и карбонатно-терригенными молассами. В зонах Бозшаколь-Чингизских каледонских структур силур представлен комплексами островной дуги – андезитоидной серией отчетливо щелочным характером. Вулканизм, начиная с венлока, происходил в наземной обстановке; наряду с терригенно-флишеоидными сериями возникают мелководные молассы, нередко красноцветные. На южной периферии области – в Чаткальской зоне Киргизии нижнесилурические отложения представлены мелководными груботерригенными толщами с потоками лав андезитодацитового, андезитового, спилитового состава. Мощность до 3000 м. К концу силура образовался Казахско-Киргизский континент.

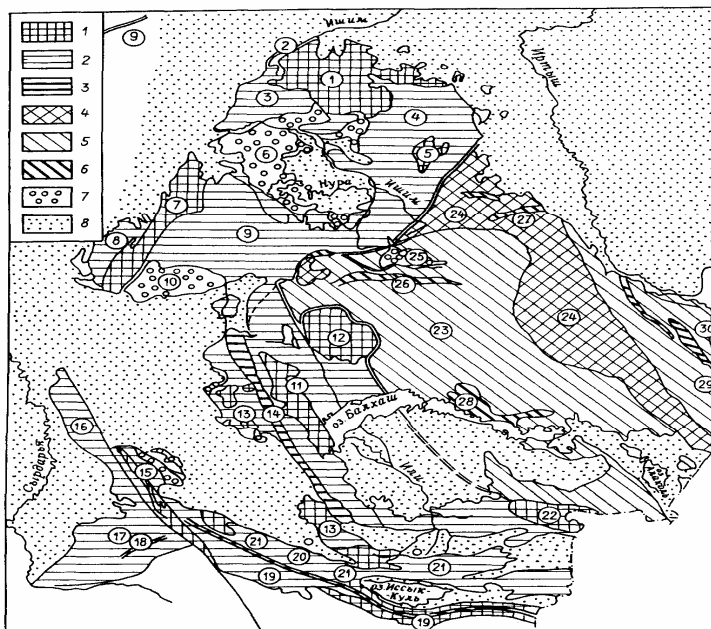


Рис. 3.3. Структурное районирование Центрального Казахстана, Северного и Срединного Тянь-Шаня:

- 1–3 – каледониды:** 1 – поднятия на поверхности протерозойских и кембрийских пород (массивы, антиклинории, небольшие блоки);
 2 – погружения с развитием на поверхности ордовикско-раннекаменноугольных осадков; 3 – зоны развития вендско-кембрийских офиолитов (офиолиты сутурные зоны);
- 4–6 – герциниды:** 4 – поднятия с развитием на поверхности кембрийско-раннесилурийских пород (релики энсиматической островной дуги);
 5 – погружения с развитием на поверхности верхнесилурийских – верхнекаменноугольных пород (реликты бассейнов с океанической корой);
 6 – структуры с развитием ордовикско-девонских океанских комплексов (офиолитовые антиклинории и сутурные зоны); 7 – верхнепалеозойские молассовые бассейны; 8 – мезо-кайнозойский чехол Туранской и Западносибирской плит. **Зоны, подзоны, массивы, бассейны (цифры в кружках):**

- 1 – кокчетавский массив; 2 – Марьевская зона; 3 – Джаркаинагачская зона;
 4 – Степнякская зона; 5 – Ишикольмесская зона; 6 – Тенизский бассейн;
 7 – Улытауский массив; 8 – Байконурская зона; 9 – Сарысу-Тенизская зона;
 10 – Джезказганский бассейн; 11 – Бетпакдалинская зона, 12 – Актауский массив; 13 – Чу-Кендыктасская зона; 14 – Джалаир-Найманская зона

В герцинских структурах, в частности в Жонгаро-Балхашской складчатой системе, силур представлен обычно флишеидными глубоководными толщами, заполнившими одноименную тыловодужную впадину.

В течение *девонского периода* в эпикаледонской части Казахско-Киргизской складчатой страны наиболее крупным структурным элементом продолжал оставаться Казахско-Киргизский континент. Поднятия, характерные для силура, сменялись во внутренних частях континента погружениями: начал формироваться осадочный чехол. На краях континента в течение раннего, среднего и начала позднего девона существовали (или возникали эпизодически) вулканоплутонические пояса с известково-щелочным вулканизмом.

В Северном Тянь-Шане широко распространены нижнедевонские вулканиты преимущественно среднего состава с прослоями кремнистых и глинистых сланцев. В Среднем Тянь-Шане широко развиты континентальные терригенные красноцветные осадки мощностью от 300 до 2000 м, согласно перекрытые фаменскими известняками с прослоями доломитов, ангидритов, гипсов, мощностью от 50 до 1500 м.

В центральной части континента — в Жезказган-Улытауском и Сарысу-Тенгизском районах нижний — средний девон сложен континентальными осадками: пестро- и красноцветными груботерригенными молассами во внутренних частях континента и преимущественно вулканогенными в пределах Казахстанского вулканоплутонического пояса. Роль вулканогенных отложений в восточном направлении возрастает постепенно. Верхнедевонские отложения в низах представлены грубыми красноцветными континентальными отложениями, а в верхах — морскими известняками (переход в разрезе постепенный).

В течение *каменноугольной эпохи* Казахско-Киргизский континент через новообразованные субконтинентальные структуры восточных зон Урала на западе и Алтае-Саянской области на востоке постепенно слился сначала с Европейским, а затем с Сибирским древними континентами (платформами). Нижнекаменноугольные отложения срединной части Казахско-Киргизского региона связаны постепенными переходами с

фаменскими и представлены сравнительно маломощными слоистыми известняками и карбонатно-терригенными отложениями с обильной морской фауной фораминифер, брахиопод, конодонтов. В *Тенгизско-Сарысуйской мегазоне* в среднекаменноугольно-пермское время формировались мощные (до 4,5 км) сероцветные и красноцветные соленосные и меденосные терригенные толщи; для Карагандинской впадины на востоке этой зоны характерны лимнические угленосные отложения среднего карбона, сменившиеся в позднем карбоне – ранней перми грубой молассой. Бассейны осадконакопления представляли собой межгорные впадины, разделенные интенсивно размывавшимися поднятиями.

В Срединном и Северном Тянь-Шане, начиная со среднего карбона до конца палеозоя, в очень сложной палеогеографической обстановке формировались пестроцветные (эпизодически – сероцветные) угленосные отложения с прослоями и пачками морских известняков с мощными вулканогенными толщами. В *Балхашско-Илийской мегазоне* формировался обширный вулканоплутонический пояс, в котором преимущественно в континентальных условиях накапливались мощные известково-щелочные вулканыты, их туфы, терригенные породы с остатками флоры.

Отложения *мезозоя-кайнозоя* носят континентальный характер.

Что касается **полезных ископаемых** территория Центрального Казахстана и Северного Тянь-Шаня, то она богата полезными ископаемыми. Казахстан занимает одно из первых мест среди стран СНГ и Балтии по добыче черных, цветных, радиоактивных и редких металлов, угля, фосфоритов и других полезных ископаемых. По существу, не осталось такого элемента в таблице Менделеева, месторождение которого не было бы открыто в Казахстане.

3.3.1. Зайсанская складчатая система

Зайсанская складчатая система ограничивает описанную выше область Центрального Казахстана с востока. В этой зоне наиболее древние палеозойские толщи представлены основными вулканытами и кремнистыми породами, содержащими остатки радиолярий

предположительно раннепалеозойского и силурийского возраста. Вулканогенные толщи перекрываются девонским терригенным комплексом, состоящим из песчано-алевролитовых, туфогенных пачек с гравийными горизонтами, с прослоями яшм и линзами глыбовых микститов. Мощность комплекса достигает 3000 м. Ранний карбон представлен песчаниками с горизонтами олистостромов.

Верхнепалеозойские отложения, начиная со среднего карбона, сохранились в отдельных сравнительно небольших впадинах, но представлены мощными терригенными и вулканогенными толщами, как морскими, так и континентальными, характеризующими коллизионный этап развития системы. Наиболее широко представлены терригенные угленосные толщи мощностью от 600 до 4500 м, развитые в интервале от серпуховского яруса до верхней перми включительно. Местами угленосные толщи замещаются вулканитами: андезитами, дацитами, их туфами (серпуховский ярус – средний карбон); дацитами, риолитами и их туфами (верхи карбона – нижняя пермь); базальтами, трахибазальтами (верхняя пермь – триас). Последние принадлежат трапповой формации. Мощность вулканогенных толщ 1700 м. К триасу относят глины и аргиллиты с остатками рыб, остракодами и флорой. Здесь же встречаются прослои гумусовых углей. Юрские отложения сохранились только во впадинах.

В районе озера Зайсан развит полный разрез палеогена, образующий вместе с неогеном единую терригенную континентальную толщу мощностью более 1,5 км, в том числе неогеновые озерные и озерно-аллювиальные отложения имеют мощность более 300 м. Отложения четвертичного периода представлены, главным образом, терригенными породами различных генетических типов (ледниковые образования, элювий, делювий, пролювий, аллювий). В кайнозойскую эру во всем рассматриваемом регионе продолжались дифференцированные глыбовые движения. В результате оформился тот сложный рельеф, который наблюдается в настоящее время.

3.4. Алтае-Саянская складчатая область

К юго-западу от Сибирской платформы между нею и Казахско-Киргизской складчатой областью находится сложно построенная Алтае-Саянская складчатая область. На севере она погружается под чехол Западно-Сибирской плиты, ее южное продолжение находится за пределами территории стран СНГ (России и Казахстана). Регион объединяет палеозойские складчатые дуги (байкальского, салаирского, или раннекаледонского, позднекаледонского и герцинского этапов складчатости) от хр. Калба до Западного Саяна и от Тувинской впадины до Колывань-Томской складчатой мегазоны. С востока область ограничена юго-западным склоном Восточных Саян.

В пределах рассматриваемого региона выделяются следующие структурные зоны (от древних к молодым):

1. Салаириды (ранние каледониды): *Восточно-Саянская мегазона, Сангиленская, Хамардабанская, Шорско-Батеневская зоны, Кузнецкий Алатау, Горная Шория, Джидинская зона.*

2. Поздние каледониды: *Западные Саяны, Талицкая, Хемчикско-Систйгхемская, Холзунско-Чуйская, Чарышская зоны.*

3. Герциниды: *Калба-Нарынская, Иртышско-Курчумская, Рудноалтайская, Южно-Алтайская, Анжуйско-Чуйская зоны.*

4. Метаморфические зоны дискуссионной природы и возраста: *Теректинская, Курчумская, Джебаишская.*

5. Унаследованные бассейны, заполненные молассоидами ордовика – девона: *Тувинская, Уйменско-Лебедская впадины.*

6. Наложенные бассейны, заполненные девонско-верхнепалеозойскими молассоидами: *Североминусинская, Южноминусинская впадины, Кузнецкий бассейн.*

Необходимо учесть, что согласно схеме тектонического районирования территории Казахстана, перечисленные выше герцинские структуры (3-й номер перечня), в том числе очень важные в практическом отношении структуры Рудного Алтая, рассматриваются в составе Зайсанской складчатой системы, а не Алтае-Саянской.

История геологического развития Алтае-Саянской складчатой области. История геологического развития области условно расчленяется на *семь этапов*.

1. Архейско-протерозойский этап. Докембрийские образования особенно широко представлены в восточной части региона, где выделяются как архейские, так и протерозойские образования. Архейские отложения присутствуют в западной части *Хамар-Дабанской зоны*; небольшие участки, относимые к архею, известны и в других частях рассматриваемой территории. В Хамар-Дабане к архею относится мощный комплекс гнейсов, кристаллических сланцев и карбонатных пород. Архейские образования выделены условно в Кузнецком Алатау, где они представлены преимущественно двуслюдными сланцами и плагиоклаз-амфиболитовыми гнейсами мощностью несколько километров.

Протерозойские отложения выделяются во всех крупных регионах этой области – в Восточно-саянской и Западно-саянской зонах, в Кузнецком Алатау, Горной Шории, в Туве, Горном Алтае (Хользуно-Чуйская, Талицкая, Чарышская зоны) и на Салаире. Представлены они породами разного состава и разной степени метаморфизма. Нижний – средний протерозой (палеопротерозой и мезопротерозой) представлен толщей кварц-биотитовых и кварц-серицитовых сланцев, среди которых залегают прослои мраморов и доломитов. Далее следует существенно карбонатная толща. Выше развиты карбонатные сланцы и вулканогенные породы – туфы, туфопесчаники, туфобрекчии. Довольно пестрым составом характеризуется рифей (неопротерозой). Нижняя его часть сложена в одних районах карбонатными породами – мраморами, известняками, доломитами, в других – терригенными породами, состоящими из метаморфизованных песчаников, кварцитов, слюдистых и гранат-слюдистых сланцев с прослоями мраморов, железистых кварцитов. Мощность протерозойских отложений достигает 15 км.

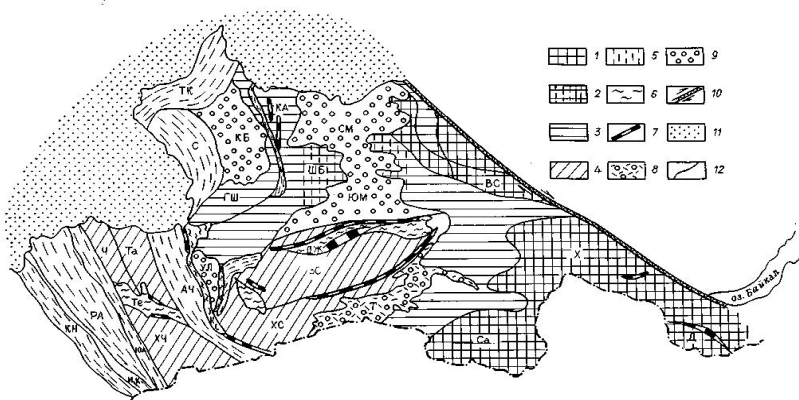


Рис. 3.4. Тектоническая зональность Алтай-Саянской складчатой области:

- 1–2 – салаириды (ранние каледониды): 1 – поднятые, 2 – опущенные, докембрийские массивы; 3–6 – складчатые зоны; 3 – ранние каледониды; 4 – поздние каледониды; 5 – герциниды; 6 – метоморфические зоны дискуссионной природы и возраста; 7 – офиолиты в сутурных зонах и аллохтонах; 8 – унаследованные бассейны, заполненные молассоидами ордовика-девона; 9 – наложенные бассейны, заполненные девонско-верхнепалеозойскими молассоидами; 10 – Восточно-Саянский глубинный разлом (сдвиговая сутурная зона); 11 – осадочный чехол Западносибирской плиты; 12 – границы структурно-формационных зон

Структурные зоны: КН – Калба-Нарынская; ИК – Иртышско-Курчумская; РА – Рудноалтайская; ЮА – Южноалтайская; ХЧ – Холзунско-Чуйская; Ч – Чарышская, Та – Талицкая; Те – Теректинская, АЧ – Анюйско-Чуйская; К – Курчумская; ГШ – Горная Шория; С – Салаир; ТК – Томь-Колыванская; КА – Кузнецко-Алатауская; ШБ – Шорско-Батеневская; ХС – Хемчикско-Систихемская; ЗС – Западно-Саянская; Са – Сангиленская; Х – Хамардабанская; Д – Джидинская; ВС – Восточно-Саянская мегазона **Впадины:** КБ – Кузнецкий бассейн; УЛ – Уйменско-Лебедская; СМ – Североминусинская; ЮМ – Южноминусинская; Т – Тувинская

2. Вендско-ордовикский этап. Структурно-формационная зональность региона, характерная для каледонского этапа его развития, возникла в венде. Указанная зональность с течением времени изменялась, сохраняясь лишь в самых общих чертах.

Особенности разрезов венда-кембрия могут быть охарактеризованы достаточно определенно. В *Тувинской* (континентальной) *зоне* разрез отложений венда начинается толщей терригенных пород, залегающих с размывом и несогласием на более древних толщах. Здесь вендские отложения имеют кварцево-аркозовый состав с прослоями глинистых сланцев и доломитов. Местами встречаются вулканиты кислого и основного состава, обычно повышенной щелочности. Мощности терригенных и терригенно-вулканогенных толщ венда резко колеблются, местами достигая до 3 км. Вверх по разрезу вендские терригенные отложения постепенно переходят в преимущественно карбонатные с прослоями кремней и фосфоритов. Мощности существенно карбонатных толщ достигают 4 км.

Разрезы венд-кембрийских отложений *Горной Шории* (переходной к палеоокеану зоны) располагаются в сложной по конфигурации полосе, окаймляющей континентальную область. В основании их часто залегают мощные (1500–2000 м) вулканогенные и вулканогенно-осадочные толщи венда и нижнего кембрия, основную роль в которых играют высокотитанистые калиевые базальтоиды и кислые эффузивы повышенной щелочности, относимые к спилито-кератофировой формации. Наблюдаются переходы этих толщ вверх по разрезу, а местами и по латерали в карбонатные отложения.

Венд-кембрийские образования *Джидинской* (палеоокеанической) *зоны* представлены преимущественно вулканогенными толщами, залегающими на меланократовом основании (фундаментом служит гипербазит-габбро-диабазовая часть разреза офиолитовой ассоциации). Офиолиты в полном виде представлены преимущественно в пределах узких габбро-гипербазитовых поясов в виде аллохтонов. В конце раннего кембрия в зоне возникли условия субдукции с образованием андезитовидных вулканитов. Средний кембрий представлен "зелеными туфами", верхний кембрий – флишоидами мощностью несколько километров. Разрушение вулканических цепей, созданных над этими зонами, и давало материал для образования в раннем-среднем кембрии так называемых «зеленых туфов» и зеленоватых флишоидов в позднем кембрии, мощность которых достигала нескольких тысяч метров.

Отложения ордовика, в отличие от протерозойских и кембрийских, в пределах рассматриваемой территории имеют меньшее распространение. В центральной части *Западного Саяна* выделяются кембро-ордовикские отложения, которые представлены терригенными комплексами, нередко имеющими флишеидный характер. Мощность – несколько километров.

3. Силурийский этап. По сравнению с ордовикскими отложениями площадь развития пород силура заметно сокращена. Силурийские отложения широко распространены в *Западном Саяне, Туве, в Анюйско-Чуйской и Чарышской зонах* и на *Салаире*. В Западных Саянах они представлены преимущественно мощными терригенно-карбонатными толщами, нередко с конгломератами в основании. В Западной Туве силурийские отложения имеют двучлѐнное строение. Внизу залегают песчаники, сланцы и алевролиты с прослоями известняков, содержащих остатки брахиопод, кораллов, граптолитов. Выше расположена терригенная толща, где фауна бедна. В Анюйско-Чуйской и Чарышской зонах нижнесилурийские отложения характеризуются переслаиванием песчаников, глинистых и известково-глинистых сланцев и известняков, общая мощность достигает 2,5 км. Верхнесилурийские отложения залегают на нижнесилурийских трансгрессивно и местами резко несогласно. В основании иногда залегают базальные конгломераты, а выше расположена довольно однородная толща известняков, нередко мраморизованных. Характерная особенность силурийского времени – гранитообразование, что свидетельствует о дальнейшем "созревании" континентальной коры.

4. Девонский этап. Нижняя граница девона обычно резкая, обусловленная несогласиями или резкими изменениями фациальных условий, что связано с тектонической перестройкой в начале периода. Площадь развития девонских отложений в регионе очень велика, значительно больше, чѐм для силура. По сравнению с силуром погружение в девоне увеличилось, причем во многих районах оно сопровождалось вспышкой нижне-среднедевонского субщелочного вулканизма. Образование вулканитов сопровождалось терригенным осадконакоплением.

В восточных районах оно было преимущественно континентальным, с появлением прослоев морских известняков в верхах разреза; на западе – преимущественно морским, хотя в *Рудноалтайской* зоне терригенно-вулканогенные толщи эйфеля–франа имеют континентальное происхождение.

Девонские терригенно-вулканогенные толщи достигают гигантских мощностей (до 6 км и более). В позднем девоне или несколько раньше на краю континента возникла зона субдукции, существование которой далее определяло условия осадконакопления в герцинидах Рудного Алтая.

5. Каменноугольный этап. Области накопления каменноугольных отложений унаследованы от девона; карбон, в основном, известен на Рудном Алтае, в Кузнецком бассейне и его обрамлении, в центральных частях Минусинской и Тувинской впадин. Но площади его развития по сравнению с девоном сокращаются, что определяется усилением герцинских орогенических движений в связи с переходом от субдукции к коллизии Сибирского и Казахско-Киргизского континентов. Мощности карбона на менее 2500 м. Он представлен сероцветными терригенно-карбонатными толщами, иногда с небольшим количеством субщелочных вулканитов, выше переходящими в терригенные угленосные отложения.

6. Пермский этап. В перми продолжался и заканчивался орогенический этап развития Алтае-Саянской области. Пермь представлена в Алтае-Саянской области только континентальными, преимущественно угленосными отложениями; площадь их по сравнению с карбоновыми сокращена, и они сосредоточены в основном в крупном Кузнецком бассейне. Пермские отложения Кузбасса составляют верхнюю часть единой пермо-карбоновой угленосной серии, мощность которой оценивается в 5 300–8 500 м.

7. Мезозой-кайнозойский этап. Все отложения, моложе палеозойских, имеют в пределах рассматриваемого региона ограниченное распространение. В центральной части *Кузнецкой впадины* выделены триасовые отложения, имеющие мощность 600–700 м. Они сложены песчаниками, алевролитами и аргиллитами с мощными sillами базальтов в верхней части

разреза. В *Минусинской* и *Тувинской впадинах* известны юрские отложения. Всюду они залегают на подстилающих породах с резким размывом и представлены угленосными песчано-глинистыми толщами, иногда с прослоями конгломератов, реже известняков. Мощность их обычно не превышает несколько сотен метров и лишь в Туве достигает 2 км. Юрские отложения довольно широко распространены в центральной части Кузбасса и на его северо-западной окраине, представлены чаще всего конгломератами, песчаниками, аргиллитами и алевролитами, угленосными отложениями. Мощность их 700–900 м. Меловые отложения известны в северо-западной части *Кузнецкой впадины* и к юго-востоку от Салаирского кряжа в зоне, пограничной с Западно-Сибирской плитой, они сложены внизу белыми и серыми огнеупорными глинами и кварцевыми песками, а выше – красными вязкими глинами, на севере бокситоносными. Мощность этих отложений до 100 м.

В мезозойский этап развития Алтае-Саянская страна имела платформенный режим.

Полезные ископаемые Алтае-Саянской складчатой области. Алтае-Саянская складчатая область богата *рудными полезными ископаемыми* и *каменным углем*. Месторождения *скарново-магнетитовых руд* выявлены в *Горной Шории* (Тельбесское, Таштагольское, Шерегешевское, Темиртауское), в Кузнецком Алатау (Гойское, Ампалыкское), в Западных Саянах (Абаканское, Амзасское), в Восточных Саянах (Краснокаменское, Ирбинское), на Алтае (Инское, Белорецкое, Холзунское). Эти месторождения составляют минерально-сырьевую базу черной металлургии Западной Сибири России.

Основная ценность Рудного Алтая – *полиметаллы*. Полиметаллические месторождения (Лениногорское, Зыряновское, Белоусовское, Сокольное и др.) связаны с девонскими осадочно-эффузивными толщами. Полиметаллические руды, кроме сульфидов цинка, свинца и меди, содержат серебро, золото, кадмий и другие попутные компоненты.

Вольфрам, молибден и олово образуют месторождения жильного типа вдоль Иртышской зоны смятия. *Марганцевые руды* связаны с кембрийскими отложениями. Наиболее крупное

месторождение – Усинское, расположенное в осевой части Кузнецкого Алатау. В Салаиро-Саянской складчатой стране издавна известны месторождения *золота* как коренные, так и россыпные. Коренные месторождения связаны с интрузиями диоритов и кварцевых альбитофиров нижнего палеозоя. Важнейшие золотonosные районы – Салаирский, Томский, Хакасский, Калбинский. *Ртутнорудные пояса* приурочены к зонам разломов (месторождения Орлинское, Урское, Мавринское и др.). В Салаире на границе нижнего и среднего девона известны месторождения *бокситов* (Верхнебердский бокситоносный бассейн). В Томь-Колыванском антиклинории в гранитном массиве находится Колыванское месторождение *касситерита*. Месторождения *хризотил-асбеста* и *нефрита* связаны с Кузнецко-Алатауским, Западно-саянским, Западно-тувинским офиолитовыми поясами.

В Кузнецком прогибе расположен *Кузнецкий каменноугольный бассейн*. Основные эксплуатационные горизонты Кузбасса связаны с каменноугольной, пермской и юрской толщами, в которых заключены высокосортные каменные угли. В Томь-Колыванской складчатой области расположен *Горловский каменноугольный бассейн*, в котором угленосные толщи связаны с карбоном. Значительные скопления углей известны в *Минусинской* (Черногорское месторождение) и в *Тувинской* впадинах (Улугхемское).

3.5. Саяно-Енисейская складчатая область

Саяно-Енисейская складчатая область расположена на стыке Сибирской платформы и Урало-Монгольского пояса. Здесь выделяют *Енисейско-Восточно-саянскую* складчатую область в основном позднепротерозойских складчатых структур (простирается от южного окончания Байкала до устья Подкаменной Тунгуски) и *Приенисейскую область*, протянувшуюся от г. Красноярска до Гыданского полуострова. Эти области обрамляют с юго-запада и запада Сибирскую платформу.

Енисейско-Восточно-саянская область разделяется на две части *Рыбинской впадиной* – собственно *Восточно-саянскую* и

Енисейскую. Восточно-саянская складчато-глыбовая протерозойская область ограничена зонами протяженных глубинных разломов. В составе этой области выделяется ряд крупных горстов, образованных глубокометаморфизованными и гранитизированными породами нижнего архея, слагающими куполовидные структуры различных размеров, между которыми расположены погружения, выполненные вулканогенно-осадочными метаморфизованными образованиями позднего архея (?) и нижнего протерозоя, а также нижнерифейскими молассами. Примыкающий к Восточно-саянской области с востока *Присаянский прогиб* выполнен терригенно-карбонатными и карбонатными слабодислоцированными (углы падения 1–3°) отложениями верхнего рифея – венда – нижнего кембрия. Складчатая глыба Восточно-саянского поднятия погружается на северо-западе под Рыбинскую впадину.

Эта древняя область сформировалась в позднепротерозойское время и испытала активизацию в среднем палеозое и юре.

Енисейская складчатая область в свою очередь делится на две части – южную, *Енисейский кряж*, сложенную археем и ранним протерозоем, и северную, *Туруханско-Норильскую область*, где дислоцированы образования вплоть до рифейских (рис. 3.5). В зоне Енисейского кряжа развиты метаморфические древние комплексы, метаморфизованные до гранулитовой (архей) и амфиболитовой (ранний протерозой) фаций. Здесь широко распространены терригенно-карбонатные толщи среднего и низов верхнего рифея. Между средним и верхним рифеем намечается перерыв, с которым связано внедрение гранитоидов и складчатость. В краевых частях структуры распространены флишоидные и молассоидные отложения рифея–венда.

В *Туруханско-Норильской области*, сложенной глубоко метаморфизованными отложениями архея и протерозоя, известен массив щелочно-ультраосновных пород пермского возраста. Мезозойские и кайнозойские движения расчленили рельеф области и значительно его эродировали.



Рис. 3.5. Основные структурные элементы Саяно-Енисейской и Приенисейской складчатых областей:

1 – области протерозойской складчатости; 2 – глубинные разломы; 3 – границы поднятых блоков; 4 – границы Енисейско-Восточно-Саянской складчатой области;

В – Восточно-Саянское поднятие; **Е** – Енисейский кряж, **Т** – Турухано-Норильская складчатая область. **С** – Саяно-Байкальский разлом; **Р** – Рыбинская впадина; **ПЕ** – Приенисейская погребная область протерозойской складчатости

Приенисейская область погребена под чехлом фанерозойских отложений на левобережье Енисея от Красноярска до Гыданского полуострова. Ширина ее изменяется от 150–200 км на юге до 300 км на севере. Мощность чехла колеблется от 2 до 10 км. Фундамент вскрывается единичными скважинами. Он, несомненно, является допалеозойским, так как разрез чехла начинается с палеозоя. Большинство исследователей считает, что вся Приенисейская область имеет позднепротерозойский складчатый фундамент, который непосредственно обнажается в Енисейском кряже и в Туруханско-Норильском районе.

Что касается полезных ископаемых Саяно-Енисейской складчатой области, то с архейскими отложениями комплекса основания Саяно-Енисейской области связаны слюды (Слюдянское месторождение в хр. Хамар-Дабан), ляпис-лазури

(там же), месторождения *графита* и *апатита* в Восточных Саянах. К рифейским породам Енисейского кряжа приурочены залежи *железных, марганцевых и полиметаллических* руд. В восточной части Енисейско-Восточно-саянской области находится Ангаро-Питский железорудный бассейн, связанный с кембрийскими отложениями. В отложениях венда и кембрия встречаются мощные пластовые залежи *фосфоритов* и *бокситов*. С массивами гипербазитов связаны месторождения *талька, асбеста* и *титаномагнетита*, со среднерифейскими гранитоидами – месторождения *редких металлов* и *полиметаллов*.

3.6. Прибайкалье и Забайкалье

Комплексы протерозоид *Патомского нагорья* и *Забайкалья*, составляющие ближайшее обрамление Сибирской платформы, распадаются на складчатые системы двух типов. К первому типу относятся складчатые системы, формировавшиеся в пограничных районах между платформенным и весьма подвижным (геосинклинальным) режимом. К таким структурам относятся *Байкало-Патомская* и *Кодаро-Удоканская системы*. От весьма подвижных (геосинклинальных) структур они отличаются: 1) набором формаций, близких к платформенным; 2) преимущественным развитием простых синклинорных складок; 3) неравномерным линейно-зональным метаморфизмом зеленосланцево-амфиболитовых фаций. Второй тип протерозойских складчатых систем характерен для северных районов Забайкалья, представлен формациями весьма подвижного (геосинклинального) режима. Наиболее типичным представителем этих структур можно считать *Байкало-Витимскую складчатую систему*, с нею связаны вулканические проявления на разных этапах протерозойского развития.

Одной из наиболее сложных по строению является система разломов *Байкало-Патомского структурного шва* – краевого шва Сибирской платформы, образующего выпуклую на север дугу. Байкало-Патомский шов ограничивает с запада и севера Байкало-Патомскую систему обрамления Сибирской платформы. По шву Байкало-Патомская система надвинута на платформу.

В истории геологического развития Прибайкалья и Забайкалья можно выделить *шесть этапов*.

1. Архей-протерозойский этап. Архейские образования представлены кристаллическими породами различного происхождения, слагающими фундамент всех более молодых геологических комплексов. В Северном Забайкалье и Прибайкалье в протерозое выделяются две эпохи складчатости. Первая *удоканская эпоха* надежно установлена в *Удоканской зоне* Кодаро-Удоканской складчатой системы, в *Байкало-Патомской* и *Байкало-Витимской складчатых системах*. Формации эпохи – древнейшие среди образований протерозоя и соответствуют палеопротерозойской (нижнепротерозойской) подгруппе (возраст 2180–1900 млн лет). В составе *удоканской серии* резко преобладают породы ряда алевролит–песчаник. Вторая эпоха называется *кеменской эпохой*, к отложениям этой эпохи отнесены ряды осадочных формаций *кеменской серии* Кодаро-Удоканской системы и часть вулканогенных формаций вулканического пояса *Байкало-Патомской системы*. Кеменская эпоха завершилась массовым гранитообразованием (1800–1870 млн лет), связанным с карельской складчатостью. В составе кеменской серии широко представлены разногачечные конгломераты, алевролиты, песчаники (в том числе медистые), карбонатные осадки. Вышеназванные этапы характеризуют ранний протерозой. Позднепротерозойский этап наиболее полно представлен терригенно-карбонатными породами *патомской серии* *Байкало-Патомской системы*. Он соответствует среднему и позднему рифею. В *Байкало-Витимской складчатой системе* образования патомского этапа представлены вулканогенно-осадочными формациями кварц-кератофирового комплекса.

2. Венд-среднекембрийский этап выделяется среди прочих многообразием и широким распространением осадочных и вулканогенно-осадочных формаций, представленных в большинстве структурно-формационных зон региона. В венде – начале кембрия оформился структурный план для всей территории юго-восточного обрамления Сибирской платформы. Концу рассматриваемого этапа отвечает начало общей регрессии моря, выразившейся в сокращении прогибов, в нарастании роли флишеидных формаций и габбро-

плагиогранитового плутонизма. Приразломные вулканогенные прогибы составляют главную категорию прогибов каледонид Западного и Центрального Забайкалья.

3. Позднекембрийский-силурийский этап. Орогенные поднятия, начавшиеся на предыдущем этапе, в позднем кембрии, в ордовике и силуре охватили целиком территорию обрамления Сибирской платформы. Этот этап распадается на две стадии – позднекембрийскую-ордовикскую и силурийскую. Позднекембрийская-ордовикская стадия ознаменовалась дальнейшим нарастанием поднятий, в байкалидах и ранних каледонидах *Селенгино-Яблоновой области* и *Баргузино-Витимского массива*. Главными формациями этого времени являются молассовые и пестроцветные молассоидные, а среди магматических – гранитовые. В силурийскую стадию в областях юго-восточного обрамления Сибирской платформы завершилось формирование каледонид и начались движения герцинского этапа.

4. Девон-раннекаменноугольный этап ознаменовался резким обновлением тектонических форм на всей территории. Интенсивное возрождение претерпели редуцированные к началу девона орогенные сооружения поздних протерозоид-ранних каледонид *Селенгино-Яблоновой области* и складчатые сооружения *Становой области*. В каждой из названных областей на всем протяжении этапа формируются сводово-глыбовые сооружения – *Селенгино-Яблоновый магматогенный свод* и амагматичное, глыбовое *Становое поднятие*. В пределах первого, начиная с девона (особенно активно в карбоне), развился уникальный по насыщенности гранитоидными интрузиями *Тувино-Забайкальский плутонический пояс*. Это одна из наиболее значительных в Евразии структур тектоно-магматической активизации. Пояс продолжается далеко за пределами Забайкалья в Северной Монголии, вплоть до южной окраины Тувы.

5. Среднекаменноугольный-палеогеновый этап геологического развития региона делится на три стадии; среднекаменноугольно-пермскую, раннетриасовую и позднетриасово-палеогеновую. Стадии резко различаются масштабом и интенсивностью проявления процессов тектоно-магматической активизации.

В среднекаменноугольную-пермскую стадию происходило значительное накопление терригенных формаций в пределах *Монголо-Забайкальской системы*, формировались терригенно-вулканогенные комплексы в *Селенгино-Яблоновой области*. В Забайкалье интенсивно проявилась магматическая деятельность. В раннетриасовую эпоху магматическая деятельность усилилась. Сформировались крупные гранитоидные плутоны в Забайкалье и в Селенгино-Яблоновой области. В Забайкалье, начиная с позднего триаса и далее, процессы осадконакопления и вулканизма локализуются в приразломных впадинах. Здесь выделяют позднеюрскую-раннемеловую терригенную базальт-риолитовую, терригенно-трахибазальтовую, терригенную лимническую и угленосные лимническую и молассоидную формации. В палеогене в Забайкалье доминируют аллювиальные существенно русловые грубозернистые пески и галечники.

6. Неоген-четвертичный этап отражает особенности развития главных структурных элементов неотектогенеза, унаследованных от предыдущего этапа. На протяжении этого этапа оформляются современные контуры *Байкальской рифтовой системы* и структур типа молодых плит, а также получает выражение в рельефе складчато-глыбовая структура. В этот этап формируется впадина оз. Байкал. Максимум седиментогенеза перемещается в рифтовые впадины, где мощность неогеновых отложений достигает 1200–1500 м, четвертичных (четвертичных) – 500 м. В структурах типа молодых плит эти мощности меньше примерно в 3 раза. В составе неогеновых отложений доминируют аллювиальные, озерные и озерно-болотные осадки, реже торфяных болот и склоновые. Четвертичные (четвертичные) образования в Забайкалье богаты по генетическому составу (аллювиальные, озерные, пролювиальные, делювиальные, ледниковые и др.).

Полезные ископаемые Прибайкалья и Забайкалья. С метаморфическими комплексами архея Прибайкалья связаны месторождения *графита, апатита, железа* в железистых кварцитах. Протерозойский этап ознаменовался становлением месторождений *меди и комплексных руд железа, титана, фосфора и ванадия, редких земель и редкоземельных металлов и асбеста. Медное*

оруденение представлено крупнейшим Удоканским месторождением медистых песчаников, расположенным в центральной части Кодаро-Удоканской краевой системы. Кручининское месторождение комплексных руд *железа, титана, ванадия* и *фосфора* находится на юго-востоке Селенгино-Яблоновой области. Мамское месторождение *мусковита* связано с пегматитами в жилах нижнепалеозойских гранитных массивов. *Полиметаллическая минерализация* обнаруживает связь со структурными швами: Байкало-Муйским (Холоднинское месторождение Олоkitской зоны) и Байкало-Патомским (месторождением Прибайкальского полиметаллического пояса). С начальным проявлением инверсионного магматизма в Селенгино-Яблоновой области связаны месторождения *апатита* (Ошурковский массив). В Забайкалье перспективно Олдокитское железомарганцевое месторождение Верхнеангарского района Бурятии. С позднеюрско-раннемеловым этапом связана обширная группа средне- и низкотемпературных приповерхностных месторождений и рудопроявлений *сурьмы, золота, мышьяка, флюорита* и других полезных ископаемых. Золото-сурьяно-вольфрам-ртутная формация развита исключительно на территории Восточного Забайкалья и представлена многочисленными рудопроявлениями и рядом месторождений (золоторудное Балейское, золотосурьяное Итакинское, сурьяное Солонечное и др.). *Флюоритовая* формация исключительно широко проявлена на территории Забайкалья и образует промышленные месторождения. С четвертичными отложениями связаны золотоносные россыпи Ленского района, россыпи Станового хребта и Забайкалья. В Восточном Забайкалье известны *оловянные* и *олововольфрамовые россыпи* (Былыринская россыпь). Крупное россыпное месторождение технического и *ювелирного агата* (Тулдунское) занимает первое место в России по количеству сырья.

3.7. Таймыро-Североземельская область

Таймыро-Североземельская область, находящаяся на северо-западе от Сибирской платформы, является одной из самых трудно-доступных и малоизученных областей. В пределах области

выделяют три мегазоны – *Североземельскую, Северо-Таймырскую и Южно-Таймырскую мегазоны*. В Североземельской развиты складчатые кембрийско-девонские отложения. Северо-Таймырская мегазона сложена докембрийскими, а в северной части – кембрийскими регионально метаморфизованными осадочными и вулканогенными толщами. В Южно-Таймырской (Бырангской) зоне развиты отложения от вендских до триасовых, смятые в складки в эпоху раннекиммерийской складчатости. Позднепротерозойские и палеозойские отложения собственно Сибирской платформы и Таймыро-Североземельской складчатой области имеют значительное сходство. В этой связи рядом исследователей развиваются представления о том, что Таймыро-Североземельскую область необходимо включить в состав Сибирской платформы. Вероятно, нет надобности объединять такие разнородные ныне структуры, как складчатую область и платформу, однако следует подчеркнуть, что в палеозое оба региона входили в состав Сибирского континента. История геологического развития Таймыро-Североземельская области расчленена на пять этапов.

1. Архей-протерозойский этап. В пределах Северного Таймыра с различной степенью обоснованности выделяют: архей-нижний протерозой (палеопротерозой), представленный амфиболитами и плагиогнейсами с пачками мраморов и кварцитов (мощность ~5 км); палеопротерозой-рифей – ритмично чередующиеся пачки песчаников, алевролитов и аргиллитов (мощность ~3 км). Верхнюю существенно карбонатную часть этой толщи относят нередко к кембрию. Между древними комплексами архея, протерозоя и кембрия отмечаются несогласия. Особенно четко, хотя и не повсеместно, несогласие проявляется в основании кембрия. По-видимому, это свидетельствует о проявлении позднепротерозойской складчатости, которая существенно переработала рифейско-кембрийские комплексы.

2. Венд-кембрийский этап. На севере Таймыра описаны разрезы мощных (более 3 км) терригенных флишоидных (внизу) и карбонатных (вверху) отложений, которые трактуются как непрерывная последовательность осадков от рифея до нижнего кембрия. Однако более типично трансгрессивное залегание

кембрия на более древних отложениях; предполагается существование «предкембрийского пенеплена». На Северной Земле кембрийские отложения представлены мощной (до 2,5 км) толщей песчаников, алевролитов, глинистых сланцев с прослоями известняков в верхах, конгломератами в основании, в которой выделяются все три отдела кембрия. Суммарная мощность порядка 600–800 м.

3. Ордовикско-девонский этап. На Северной Земле и северном побережье Таймыра *ордовикские отложения* залегают на более древних осадках трансгрессивно, с угловым несогласием; в дальнейшем здесь накапливались шельфовые отложения. Наоборот, в более южных районах Таймыра ордовик залегает на кембрии согласно. Здесь заложились две фациальные зоны – северная батиальная и южная шельфовая. Таким образом, говоря о фациальной зональности ордовикско-девонских отложений, можно различать северную шельфовую, центральную батиальную и южную шельфовую зоны. *Силурийские отложения* в северной шельфовой зоне представлены преимущественно известняками; в верхах – пестроцветными и красноцветными мергелями и аргиллитами с прослоями доломитов и гипсов. Силур батиальной зоны сложен черными кремнистыми, известково-кремнистыми сланцами и известняками. Мощность не превышает 500 м. В южной шельфовой зоне силур образован доломитами и доломитистыми известняками с прослоями известково-глинистых сланцев. Мощность 800–900 м. *Девонские отложения* северной шельфовой зоны местами залегают на силурских с размывом и представлены пестроцветными терригенными отложениями, мергельными известняками, доломитами, гипсами. Мощность – до 2,5 км. В батиальной зоне девон представлен битуминозными известняками, переслаивающимися с черными кремнистыми и известковистыми аргиллитами. Мощность достигает 550 м. В южной шельфовой зоне девонские отложения согласно залегают на силурийских, представлены доломитами и известняками. В южном направлении в разрезе появляются прослои и пачки мергелей, гипсов, ангидритов, глинистых сланцев. Мощность достигает 1100 м. Рассмотрение разрезов раннего–среднего палеозоя Таймыро-Североземельской области

показывает, что осадконакопление на этой территории происходило на периферии Сибирского континента преимущественно в условиях шельфа.

4. Каменноугольный этап. Начиная с турнейского века, описанная выше фациальная зональность исчезает, причем не за счет заполнения впадины мощными осадками, а за счет тектонической перестройки, связанной с платформенными деформациями и поднятиями регионального масштаба. На большей части территории турнейские отложения залегают на более древних с размывом, и лишь на западном Таймыре осадконакопление было непрерывным, с образованием в низах турне прослоев железистых бокситов. С этого времени Северная Земля и северное побережье Таймыра становятся областью устойчивого поднятия и размыва, питающей прогиб Южного Таймыра. В целом, карбон представлен преимущественно морскими отложениями, как карбонатными (известняками), так и терригенными. Мощности изменяются в широких пределах, достигая 2000 м.

5. Пермско-триасовый и юрско-кайнозойский этапы. *Пермские отложения* развиты в южных и отчасти центральных районах Таймыра и заполняют глубокий прогиб, осевая часть которого тяготеет к Хатангской впадине. Пермь представлена мощными (до 6 км) терригенными отложениями с отдельными прослоями известняков в нижней части разреза. Начиная с уровня, отвечающего кунгурскому ярусу, морские толщи отчасти замещаются континентальными; появляются прослои паралических углей, характерные также и для уровня уфимского и казанского ярусов. В верхах разреза терригенной толщи перми появляются прослои туфогенных пород. Разрез венчается туфолавами. *Триасовые отложения*, развитые на юге *Южно-Таймырской (Быррангской) мегазоны*, представлены мощными (до 2–3 км) вулканогенными толщами, аналогичными траппам Тунгусской синеклизы. К востоку они замещаются континентальными и прибрежно-морскими терригенными, отчасти угленосными отложениями, мощностью до 2 км. В конце палеозоя – начале мезозоя Северо-Таймырская зона испытала тектоническую активизацию, произошло внедрение субщелочных гранитов. В позднем триасе она оказалась

надвинутой на Южно-Таймырскую. С конца мезозоя, когда активизация закончилась и началась платформенная стадия, средняя часть Северо-Таймырской зоны испытала опускание, что привело к формированию неглубоких впадин, где накапливались морские и континентальные отложения нижнего мела. Многочисленные проявления *полезных ископаемых* приурочены к Южному Таймыру: пермские *каменные угли*, *полиметаллическая*, *вольфрам-молибденовая* и *мышьяково-ртутная минерализация*, связанная с мезозойскими интрузиями. На северном побережье Таймыра обнаружены скопления *флюорита*.

4. МОЛОДЫЕ ЭПИПАЛЕОЗОЙСКИЕ ПЛИТЫ ЕВРАЗИИ

4.1. Скифская и Туранская плиты

Границы Скифской плиты. Плита протягивается в вид узкой, субшироотно вытянутой полосы от акватории Каспийского моря на востоке, где соединяется с Туранской плитой, до Карпат на западе, располагаясь непосредственно южнее Восточно-Европейской древней платформы. Ее южной границей являются альпийские сооружения Кавказа и Крыма. Скифская плита охватывает пространство всего Предкавказья и Калмыцких степей, акваторию всего Азовского моря, весь равнинный Крым, мелководье и узкую береговую линию северо-западной части Черного моря. Она продолжается за пределы территории России и Украины в Румынию и частично в Болгарию. Площадь ее вместе с акваториями Азовского и Черного морей достигает только в границах СНГ 1 млн км² (рис. 4.1).

Тектоническое строение Скифской плиты и ее основные структурные элементы. Субшироотно протягивающаяся и "зажатая" между Восточно-Европейской древней платформой на севере и альпидами Средиземноморского пояса на юге плита контактирует с этими обрамляющими ее структурами по глубинным разломам. При этом краевые структуры альпид надвинуты на южный сильно погруженный (до глубин 9–12 км по кровле фундамента) край плиты, на котором сформировалась зона обширных краевых прогибов. Небольшой по горизонтальной амплитуде крутой надвиг пород Скифской плиты отмечается и вдоль края Восточно-Европейской платформы.

Крупные структурные элементы фундамента плиты в согласии с общим простиранием плиты вытянуты в широтном направлении. Однако они тремя крупными блоковыми поднятиями фундамента (*Ставропольский, Крымский и Добруджинский массивы*) и сформированными над ними сводами чехла, частично ограниченными разломами суб-меридионального направления, подразделяются на четыре круп-

ные региональные прогибы – *Терско-Манычский*, *Азово-Кубанский*, *Северо-Черноморский* и *Мизейский*, находящийся уже за пределами СНГ (на территории Румынии и Болгарии) и потому не рассматриваемый здесь. Кроме того, непосредственно вдоль южного края Восточно-Европейской платформы выделяется еще одна крупнейшая структура – *гряда Карпинского*, которая субмеридиональными разломами не затронута и протягивается сплошной полосой. Кратко охарактеризуем указанные выше структурные элементы Скифской плиты (с востока на запад, за исключением *гряды Карпинского*, не затронутого субмеридиональными разломами и протягивающегося поэтому сплошной полосой).

Гряда Карпинского – валообразная зона приподнятого залегания палеозойского фундамента, является подземным продолжением структур Донбасса. Кровля фундамента лежит на глубине 2500 м, испытывает непрерывное воздымание в направлении на запад и на р. Донец выходит на дневную поверхность. *Терско-Манычский прогиб* является областью глубокого (от 4 до 12 км) погружения фундамента. Прогиб протягивается от западного берега Каспийского моря до восточного края Ставропольского поднятия. *Ставропольское поднятие* (свод) – двухвершинная структура, в пределах которой фундамент залегает на глубинах от 700 м до 3000 м. От зоны альпид оно отделено узким прогибом. На севере составная часть Восточно-Манычского прогиба отделяет его от кряжа Карпинского. *Азово-Кубанский прогиб* представляет собой систему из трех прогибов (с севера на юг): неглубокого Тузлов-Манычского прогиба, вплотную прилегающего к выходам палеозойского фундамента Донецкого кряжа; обширного Восточно-Кубанского прогиба и наиболее крупного Индоло-Кубанского краевого прогиба, в пределах которого фундамент опущен до глубины 12 км. *Крымское поднятие* (свод) охватывает почти весь степной Крым. В пределах свода кровля фундамента расположена на глубинах от 700 до 2500 м. На крайнем севере полуострова, в районе Перекопа, фундамент

испытывает резкое погружение. *Северо-Черноморский прогиб* охватывает все пространство от Крымского поднятия до *Добруджинского массива*, располагаясь главным образом на акватории Черного моря. Глубина залегания фундамента меняется в широких пределах, доходя до 8–9 км. *Добруджинский массив* – выступ герцинского основания – почти целиком располагается на территории Румынии. В пределы СНГ попадает лишь очень небольшая крайняя восточная его часть.

В большинстве районов Скифской плиты для перечисленных выше крупных структур наблюдается прямая связь между их контуром по поверхности фундамента и их очертаниями по горизонтам промежуточного этажа до низов эоцена включительно, что свидетельствует об их унаследованном развитии. Вверх по разрезу отмечается постепенное их выполаживание, и в отложениях, начиная с олигоцена, они обычными геологическими методами, как правило, не фиксируются.

Особенности геологического строения Скифской плиты.

Скифская плита имеет трехъярусное строение: складчатый фундамент, промежуточный (второй) структурный этаж и платформенный чехол.

Строение фундамента Скифской плиты. Поверхность фундамента плиты начиная от южного края Восточно-Европейской платформы, ступенчато погружается к югу. Близ южного края плиты глубина ее погружения максимальная и достигает 9 км в *Черном море*, 12 км в *Предкавказском прогибе*. Фундамент плиты в основной своей части герцинский. Его консолидация произошла, по видимому, для разных частей плиты не одновременно – в интервале от среднего карбона до начала поздней перми, что видно в пределах *Донбасса*, *кряжа Карпинского* и в районах *Предкавказья*. Вместе с тем фундамент таких структур, как *Крымский* и *Ставропольский своды*, является, по-видимому, более древним – раннекаледонским или даже байкальским.

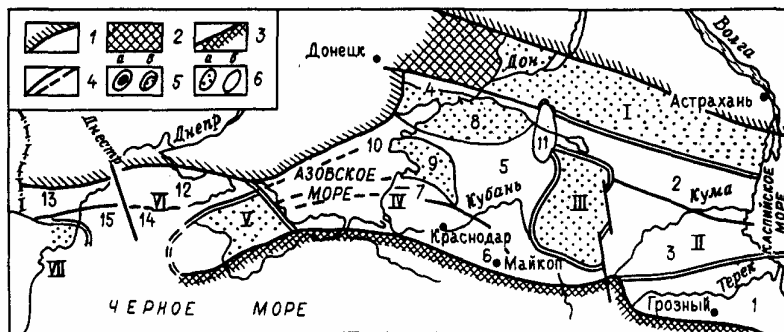


Рис. 4.1. Структурные элементы Скифской плиты.

По Н. Г. Чочиа, 1982, с упрощениями:

1 – южная граница Восточно-Европейской платформы; 2 – выходы складчатого палеозоя Домбасса; 3 – северная граница альпид Крымско-Кавказского пояса; 4 – наиболее крупные глубинные разломы и системы разломов; 5 – контуры крупнейших (надпорядковых) структур (а – положительных, б – отрицательных); 6 – контуры крупных структур (а – положительных, б – отрицательных);

I–VII – крупнейшие (надпорядковые) структуры; I – кряж Карпинского; II – Терско-Манычский прогиб; III – Ставропольское поднятие – свод, IV – Азово-Кубанский прогиб; V – Крымское поднятие свод; VI – Северо-Черноморский прогиб; VII – Добруджинский массив.

I–15 – крупные структуры I-го порядка: 1 – Терско-Каспийский краевой прогиб; 2 – Восточно-Манычский прогиб; 3 – Ногайская ступень; 4 – Тузлов-Манычский прогиб; 5 – Восточно-Кубанский прогиб; 6 – Индоло-Кубанский краевой прогиб; 7 – Тимашевская ступень; 8 – Ростовский свод; 9 – Азово-Ейский мегавал; 10 – Северо-Азовская ступень; 11 – Егорлыкская седловина; 12 – Каркинитский прогиб; 13 – Преддобруджинский прогиб; 14 – Голицинский массив; 15 – Килийский блок

В Предкавказье фундамент плиты сложен породами с возрастом от докембрия до позднего палеозоя, главным образом девона – раннего карбона. Последние представлены в основном сланцами, смятыми в складки широтного простирания, нарушенными разрывами. Угленосная толща Донбасса в восточном направлении вдоль кряжа Карпинского быстро сокращается в мощности и замещается карбонатно-

терригенными отложениями. Наиболее молодыми в составе фундамента являются морские нижнепермские отложения. В пределах степного Крыма фундамент сложен позднепротерозойскими хлоритовыми и серицитовыми сланцами (Симферополь) и терригенно-карбонатными толщами палеозоя, среди которых отмечены спилиты, диабазы, андезиты и их туфы. Встречены немногочисленные интрузии гранодиоритов.

На территории Румынии и на крайнем юго-западе территории СНГ, в устье р. Дуная, фундамент выступает на поверхность в виде горста (Добруджинский массив). Здесь он представлен дорифейскими и рифейскими слюдяными и хлоритовыми сланцами, филлитами, граувакками и кварцитами, силурийскими терригенно-карбонатными толщами и девонскими терригенными отложениями. Все эти породы интенсивно дислоцированы и прорваны дайками диабазов.

Промежуточный (второй) структурный этаж Скифской плиты в Предкавказье, в Манычском прогибе и на гряде Карпинского представлен верхнепермско-триасовой толщей мощностью 1–3 км, с резким угловым несогласием, лежащей на фундаменте. Породы этого комплекса относительно слабо дислоцированы. Это красноцветные континентальные отложения, среди них отмечены пачки спилитов, диабазовых порфиритов, средних и кислых эффузивов и их туфов. В западных районах плиты (берег Азовского моря, запад Крыма и др.) отложения промежуточного структурного этажа развиты также не повсеместно. Здесь они имеют позднепермско-триасово-раннеюрский возраст, сложены мощной толщей терригенных флишоидного характера и частично вулканогенных образований, дислоцированных достаточно интенсивно.

Платформенный чехол Скифской плиты. Базальные горизонты платформенного чехла в различных частях имеют различный возраст: в Предкавказье – средний и поздний триас, чаще ранняя или средняя юра, в степном Крыму – верхи юры и даже нижний мел. Мощность чехла колеблется от сотен метров до 7–10 км в наиболее глубоких участках краевых прогибов.

Отложения *верхнего триаса и нижней юры* представлены терригенными отложениями или терригенно-вулканогенной толщей (вулканиты кислого и среднего состава). Мощность этих толщ обычно не превышает 1000 м. *Нижне-среднеюрские отложения* в Предкавказском прогибе и степном Крыму представлены толщей песчаников, алевролитов и аргиллитов с углистыми прослоями. Ее мощность достигает 2,5–3 км. *Верхняя юра* широко развита по всему Предкавказью и в степном Крыму. По материалам сейсмических исследований, она уверенно выделяется и на акваториях Азовского и северной части Черного морей. Во всех этих районах она представлена терригенной, местами флишеидной, иногда пестроцветной толщей. Мощность верхней юры обычно не превышает 1,5 км. *Меловые отложения*, развитые практически на всей площади Скифской плиты, лежащие на подстилающих отложениях обычно со слабым несогласием, имеют морской генезис и довольно однообразный карбонатно-терригенный состав. В Предкавказье и в Крыму (*Каркинитский прогиб*) в разрезе меловых отложений установлены вулканогенные образования – диабазы, базальты, андезиты, дациты, риолиты, их туфы и туфобрекчии. Суммарная мощность меловых отложений достигает трех километров. *Низы палеогена* – это песчано-глинистые и мергельные толщи мощностью до 1 км. Выше залегают отложения так называемой *майкопской серии* (олигоцен – нижний миоцен). Она считается нефтематеринской толщей. В западном направлении на акватории Азовского моря и западнее глины этой серии замещаются маломощной песчано-глинистой толщей. Верхни кайнозойского разреза представлены песками, глинами, известняками-ракушечниками мощностью не более 100 м.

Важнейшие *полезные ископаемые Скифской плиты* – *нефть, газ и газоконденсат*. В восточной части *гряды Карпинского*, примыкающей к Каспию, открыто около 20 небольших газовых и газоконденсатных месторождений с продуктивными горизонтами в карбонатных породах верхней юры и терригенных отложениях нижнего и верхнего мела. В границах Терско-Каспийского краевого прогиба вдоль его прикавказского борта, в районе г. Грозного открыто около 30 нефтяных и

газоконденсатных очень сложно построенных месторождений, важнейшим из которых является Грозненское месторождение. Основные запасы углеводородов связаны с осадками нижнего мела, палеогена и неогена. Севернее, в Восточно-Маньчжском прогибе *Ставропольского поднятия* открыто около 50 небольших, главным образом нефтяных месторождений, основными продуктивными толщами которых являются толщи нижнего мела, а также базальный среднеюрский комплекс. В пределах *Ставропольского поднятия* установлено 15 газовых и газоконденсатных месторождений. Основным продуктивным горизонтом является комплекс палеогена (главным образом, песчаные пачки в майкопской серии). На площади восточной половины *Азово-Кубанского прогиба* открыто до 100, главным образом, газовых и газоконденсатных месторождений. Наибольшее значение в районах, тяготеющих к Ставропольскому поднятию, имеет нижнемеловой комплекс. В зоне, тяготеющей к альпидам Кавказа, в районе Майкопа, залежи углеводородов связаны с отложениями мела, особенно палеогена и неогена. На площади Азовско-Ейского мегавала, пересекающего акваторию Азовского моря, открыто более 10 газоконденсатных месторождений с притоками из отложений альба (под аптскими глинами) и палеогена. Наиболее значительное из них – Ленинградское месторождение (в 100 км восточнее г. Ейска). В пределах *Северо-Черноморского прогиба* на Перекопском перешейке в отложениях нижнего мела и палеогена открыто до 15 газовых и газоконденсатных месторождений. Наибольший интерес для открытия значительных залежей углеводородов представляет Голицынский мегавал, в периклинальной части которого уже открыто Голицынское газоконденсатное месторождение.

Кроме месторождений углеводородов, в пределах Скифской плиты широко развиты *соленые озера* (район Евпатории), из которых добывают *соли брома, карналит, хлористый магний, галит* и *лечебные грязи*.

Туранская эпипалеозойская плита. Туранская плита занимает обширное пространство к востоку от Каспийского моря в пределах Туранской низменности, плато Устюрт, п-ова Мангыстау, Аральского моря и прилегающих к ним территорий

до Ферганской впадины на востоке включительно. На северо-западе, на Северном Прикаспии плита граничит с Восточно-Европейской древней платформой. На севере граница проходит вдоль выходов палеозоя хр. Мугоджары, пересекает Торгайский прогиб между истоками рек Торгая и Убагана. На северо-востоке плита ограничена выходами палеозоя Казахского мелкосопочника. Юго-восточная граница плиты простирается от крайней западной точки оз. Балхаш до района Ташкента, пересекая западные отроги Тянь-Шаня, которые, вместе с хр. Каратау, включаются в пределы плиты. В состав плиты входит и Ферганская впадина на территории Узбекистана. К югу от Ташкента граница плиты прослеживается вдоль края молодых горных хребтов, через Самарканд и далее, огибая отроги Гиссарского хребта, до р. Амударьи, уходит южнее, в пределы Афганистана. Начиная от р. Мургаб и западнее граница плиты вновь переходит на территории Туркменстана и Казахстана, продолжаясь непосредственно севернее подножия хр. Копетдаг, сложенного альпийскими складчатыми комплексами, выходя к берегу Каспия непосредственно южнее залива Кара-Богаз-Гол. Наиболее условна западная граница плиты. С расположенной западнее Каспия Скифской эпигерцинской плитой Туранская плита составляет одно целое, и в новейшей литературе все чаще используется термин "Скифско-Туранская плита". Однако для удобства изложения материала мы рассматриваем их раздельно и границу между ними сугубо условную проводим с юга на север по средней части акватория Каспийского моря до устья р. Урал (рис.4.2 и 4.3).

Основные структурные элементы Туранской плиты.

Полоса, прилегающая к Бухарскому разлому с юга и с севера и протягивающаяся от п-ова Мангыстау до юго-западного Гиссара, представляет собой линейную систему резко приподнятых блоков фундамента, сформировавших пояс обширных поднятий. В пределах этого пояса фундамент или выведен на поверхность, или приближен к ней и залегает на глубинах от 500–600 м до 2–3 км. К этим поднятиям относятся (с запада – северо-запада на восток – юго-восток): *Мангыстауская и Центрально-Устюртская зоны поднятий, Султануиздагский вал, Центрально-Кызылкумский массив и Нуратауская горстмегантиклиналь.*

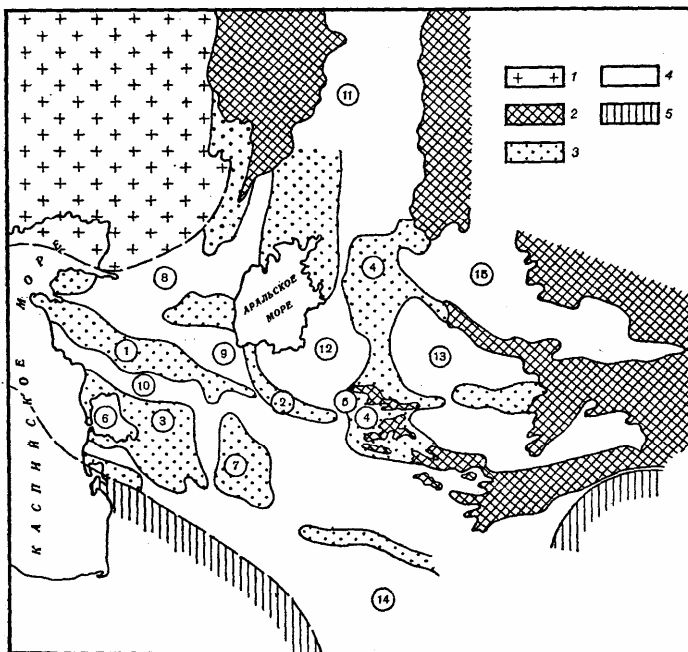


Рис. 4.2. Схема расположения основных структур Туранской плиты (по Р. Г. Гарецкому):

1 – Восточно-Европейская платформа; 2 – выступы палеозойского складчатого основания на поверхность; 3 – положительные структуры; 4 – отрицательные структуры; 5 – альпиды. Цифры в кружках обозначают основные структуры: 1–7 – **поднятия**: 1 – Мангистауское; 2 – Нижнее-Амударинское; 3 – Туаркирское; 4 – Центральнo-Кызылкумское; 5 – Южно-Кызылкумское; 6 – Карабугазское; 7 – Центральнo-Каракумское; 8–15 – **впадины и прогибы**: 8 – Северо-Устюртско-Шалкарская; 9 – Барсакелмесский; 10 – Северо-Туркменская; 11 – Восточно-Уральский; 12 – Нижнее-Сырдаринская; 13 – Верхнее-Сырдаринская; 14 – Мурабская; 15 – Шу-Сарысуйская

Как с севера – северо-востока, так и с юга – юго-запада от этой центральной приподнятой зоны располагаются системы широких синеклиз, прогибов, впадин, зон линейных дислокаций, в пределах которых фундамент опущен до глубины

от 3–6 км до 10–14 (Предмангыстауский прогиб) и даже 16 км (Предкопетдагский прогиб). К этим отрицательным структурам относятся (с северо-запада на восток): *Южно-Бозаицинский прогиб*; *Устюртская синеклиза*; *Аральская впадина*; зона Северо-Приаральских линейных дислокаций; *Торгайский прогиб*; *Чу-Сырысуйская впадина*; *Сырдарьинская синеклиза*.

На юге плиты, в пределах обширной зоны опусканий, выделяются *Южно-Мангыстауско-Устюртская зона прогибов* и обширная *Амударьинская впадина*. Между этой системой прогибов и расположенным на крайнем юге плиты линейным *Предкопетдагским прогибом* и *Бахарденской моноклиной* находится вытянутая в субширотном направлении зона распространения округлых и неправильной формы структур I порядка – сводов и сводообразных поднятий: *Карабогазский свод*, *Туаркырская зона поднятий* и *Центрально-Каракумский свод*. Кроме того, на крайнем юго-востоке и востоке плиты выделяются *Мургабская впадина* и *Ферганская впадина*, ограниченные глубинными разломами (рис. 4.3).

Особенности геологического строения Туранской плиты.

Подобно всем эпипалеозойским плитам, Туранская образована тремя структурными этажами: нижний – складчатый фундамент, выше располагается квазиплатформенный, или промежуточный структурный этаж, и, наконец, платформенный чехол.

Строение фундамента Туранской плиты. Фундамент сложен интенсивно дислоцированными и пронизанными многочисленными телами интрузивных пород докембрийскими и палеозойскими породами. На северо-востоке плиты, почти до правобережья р. Сырдарьи, до линии глубинного разлома субширотного простираения фундамент сформирован каледонской складчатостью. На всей остальной территории плиты фундамент преимущественно герцинский. Сочленение этих разновозрастных блоков происходит по глубинному разлому, который прослеживается геофизическими методами исследования.

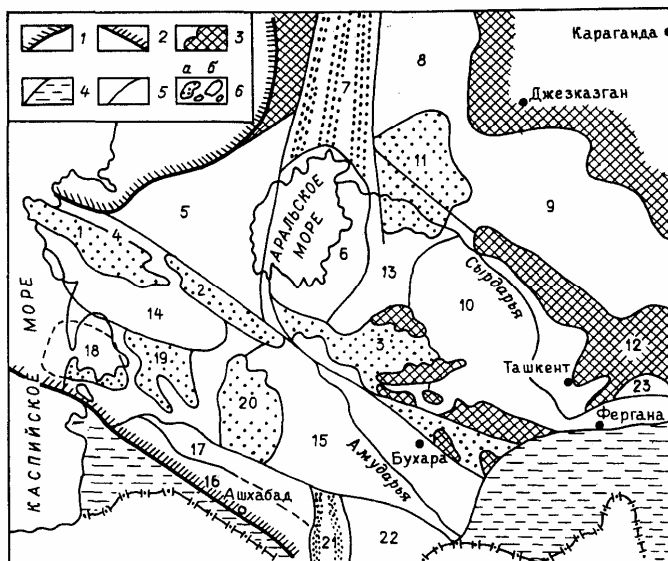


Рис. 4.3. Основные структурные элементы Туранской плиты
(по Н. Г. Чочиа, 1982, с упрощениями):

1 – граница Восточно-Европейской платформы; 2 – северная граница альпид Копетдага; 3 – выходы складчатого палеозойского фундамента; 4 – эпиплатформенная орогеническая область-альпиды; 5 – наиболее крупные глубинные разломы; 6 – контуры основных структурных элементов (а – положительных, б – отрицательных);

Цифры в кружках: 1 – Мангышлакская зона поднятий;

2 – Центрально-Устюртская зона поднятий;

3 – Султануиздагский вал; Центрально-Кызылкумский массив и Нуратауская горст-мегаантиклиналь; 4 – Южно-Бузачинский прогиб; 5 – Устюртская синеклиза; 6 – Аральская впадина; 7 – зона Северо-Приаральских линейных дислокаций; 8 – Тургайский прогиб; 9 – Чу-Сарысуйская впадина; 10 – Сырдарьинская синеклиза; 11 – Джусалинский свод; 12 – горст-антиклинорий Бол. Каратау; 13 – Кумкалинская седловина; 14 – Южно-Мангышлакская-Устюртская зона прогибов; 15 – Амударьинская впадина; 16 – Предкопетдагский прогиб; 17 – Бахарденская моноклираль; 18 – Карабогазский свод; 19 – Туаркырская зона поднятий; 20 – Центрально-Каракумский свод; 21 – Мары-Серахская зона дислокаций; 22 – Мургабская впадина; 23 – Ферганская впадина

В составе герцинского фундамента четко выделяются две складчатые зоны, имеющие раннегерцинский и позднегерцинский возрасты. Первая из них протягивается с севера на юг со стороны Урала, Мугоджар и Торгайского прогиба, вплоть до Аральского моря и затем, постепенно изгибаясь к юго-востоку, сочленяется с герцинидами Южного Тянь-Шаня. Вторая, позднегерцинская зона, простирается почти в широтном направлении от северного Причерноморья (Скифская плита) через Предкавказье и далее на восток, вплоть до Ферганы. Обе эти складчатые зоны сочленяются по глубинному разлому, проходящему от отрогов юго-западного Гиссара через среднее течение р. Амударьи (Бухара) до района южнее п-ова Бозаши – южного края Восточно-Европейской платформы. Это так называемый «Бухарский разлом». Герцинский складчатый фундамент выходит на дневную поверхность (обнажается) на хр. Каратау и на возвышенностях севернее среднего течения р. Амударьи, в горах Султануиздаг (низовье р. Амударьи). Фундамент представлен вулканогенно-осадочными отложениями различного состава и разной степени метаморфической переработки, сформированными в промежутке времени от рифея до среднего карбона. К югу от глубинного «Бухарского разлома» в пределах широтной ветви герцинид фундамент выходит на поверхность на возвышенностях в районе г. Красноводска (Туаркыр и др.). Он представлен гранитогнейсами, эффузивами нижнего и среднего палеозоя, среднепалеозойскими кремнистыми сланцами и кварцитами, прорванными габброидами. Наиболее молодыми толщами, входящими в состав фундамента, являются карбонатно-терригенные отложения и риолито-дацитовые туфы среднего и верхнего карбона.

Промежуточный (второй) структурный этаж Скифской плиты с резким угловым несогласием ложится на породы фундамента и перекрыт несогласно лежащими на нем породами чехла. В пределах области развития каледонского фундамента этот этаж вскрыт скважинами в западной половине Шу-Сарысуйской впадины и обнажается на ряде участков вдоль северного края плиты. В его основании залегает вулканогенно-осадочная толща нижнего девона и низов среднего девона

(андезиты, дациты, риолиты, пачки красноцветных песчаников и конгломератов), перекрываемая средне- и верхнедевонскими песчаниками и конгломератами. Мощность разреза до 7 км. Выше залегает соленосная (гипсы, ангидриты, каменная соль) или угленосная толща, возраст которой – от верхов фамена до турне включительно. Ее мощность до 4 км. На ряде участков в пределах этой толщи отмечаются проявления соляной тектоники. С этими участками связаны промышленные проявления нефти и газа. Верхи рассматриваемого комплекса сложены пестроцветной песчано-конгломератовой толщей мощностью до 3,5 км, охватывающей возрастную интервал от среднего карбона до нижнего триаса включительно. Этот комплекс слабо дислоцирован (углы падения до 15–20°).

В пределах области развития герцинского фундамента промежуточный комплекс имеет раннепермско-позднетриасовый возраст. Он распространен почти повсеместно. Мощность комплекса изменяется от первых сотен метров до 11 км (2–4 км – в Центральном Устюрте, 5 км – на п-ове Бозаши, 11 км – на п-ове Мангыстау и в Предкопетдагском прогибе). В его пределах выделены породы морского и континентального генезиса. Пермо-триасовые отложения являются одним из важнейших нефтегазоносных комплексов Туранской плиты.

Платформенный чехол Туранской плиты. Породы, слагающие чехол, лежат либо горизонтально, либо формируют структуры с углами наклона, обычно не превышающими 1–5°. Лишь в приразломных зонах и в зонах альпийской активизации наблюдаются и более крутые углы. В составе чехла выделяются следующие *пять основных комплексов*, каждый из которых образует самостоятельный подэтаж: нижнеюрский, средне- и верхнеюрский, мел-нижнемиоценовый, среднемиоценово-верхнеплиоценовый и верхнеплиоценово-антропогеновый. Три нижних подэтажа являются промышленно-нефтегазоносными.

Нижнеюрский комплекс залегает с резким угловым несогласием на дислоцированных породах фундамента, чаще – промежуточного этажа. Сложен сероцветными песчано-глинистыми отложениями, обычно слабоугленосными. Мощность его колеблется от нуля до 1000 м и более.

Средне- и верхнеюрский комплекс в некоторых районах плиты лежат со слабым угловым несогласием на нижнеюрских отложениях или чаще – резко несогласно непосредственно на пермо-триасовом комплексе, или на фундаменте. Средняя юра представлена угленосными песчано-глинистыми отложениями или сероцветными терригенными толщами с редкой морской фауной. Мощность средней юры изменяется от нуля до 1000 м. Верхняя юра представлена морской терригенной, терригенно-карбонатной или карбонатной толщей. На крайнем севере плиты в разрезе верхов юры (начиная от кимериджа) появляются соли и ангидриты. Мощность – от нескольких сотен метров до 1000 м и более.

Мел-нижнемиоценовый комплекс трансгрессивно залегает на юрских и пермо-триасовых отложениях. *Меловые отложения* представлены морскими или континентальными карбонатно-терригенными толщами суммарной мощностью до нескольких километров. Континентальные разрезы зачастую соленосны и гипсоносны, морские – включают фосфоритовые конкреции. *Палеогеновые отложения* на основной части плиты согласно залегают на верхнемеловых отложениях. На западе и северо-западе плиты отложения палеоцена и эоцена образованы морскими толщами – известняками, мергелями и глинами. Их мощность обычно не превышает 200–250 м. В восточной части Ферганской впадины морские отложения замещаются лагунными и континентальными. Олигоцен-нижнемиоценовые отложения (аналоги майкопской серии Предкавказья) – это темно-коричневые известковистые глины. В направлении на восток морские осадки палеогена и нижнего миоцена постепенно замещаются терригенными прибрежно-морскими толщами, а затем и чисто континентальными. На юго-востоке плиты, в отложениях эоцена отмечены покровы базальтов, андезитов, их туфы и туфобрекчи.

Среднемиоценово-верхнеплиоценовый комплекс отложений особенно широко развит в западной части Туранской плиты. Этот комплекс с угловым несогласием залегает на различных горизонтах палеогена или нижнего миоцена, отражая этап интенсивных неотектонических движений, происходивших в неогене как в Западной Сибири, так и на Урале.

Верхнеплиоценово-антропогенный комплекс представлен на западе и севере плиты как морскими (бакинская, хазарская и хвалынская трансгрессии), так и континентальными отложениями – песками и галечниками, глинами, алевролитами. Мощность этих отложений не превышает нескольких десятков метров.

Полезные ископаемые Туранской плиты. В породах чехла Туранской плиты основные полезные ископаемые – *нефть, газ и газоконденсат*. В Южно-Мангстауском и Южно-Бозащинском прогибах в средне- и верхнеюрских и нижнемеловых (главным образом, неоком-аптских) отложениях открыт ряд крупных и среднего размера месторождений углеводородов. Здесь, помимо отложений промежуточного комплекса, основными продуктивными горизонтами являются отложения неокома и юры. Значительное число газовых и нефтегазовых месторождений открыто в юрских, меловых и частично палеогеновых отложениях в районе Бухарской ступени и Ферганской впадине. Месторождения газа установлены в юрских отложениях Центрально-Каракумского свода. Месторождения нефти имеются в Южно-Торгайском прогибе, небольшие месторождения газа – в Шу-Сарысуйской впадине.

В Торгайском прогибе, на крайнем севере плиты, среди олигоценовых отложений установлены небольшие месторождения *бурых углей*. Бурые угли образуют месторождения и в юрских отложениях п-ова Мангыстау. Перечень был бы неполным без упоминания крупных *артезианских бассейнов* – Каракумского, Чу-Сарысуйского и других, содержащих *пресную воду*, а иногда – *термальные и минеральные воды*.

4.2. Западно-Сибирская плита

Границы Западно-Сибирской эпипалеозойской плиты. На западе границами плиты являются выходы пород палеозоя вдоль восточного склона Урала и Пай-Хоя, а далее к северу – вдоль береговой линии островов Вайгач и Новая Земля. На юго-западе плита граничит с Туранской плитой по условной границе, проводимой по водоразделу рек Убагана и Торгая, протекаемых в пределах Торгайского прогиба. Южная и юго-восточная

границы определяются выходами палеозоя Казахского мелкосопочника и Алтае-Саянской складчатой области. Восточная граница плиты проводится по долине р. Енисея, вдоль выходов на поверхность допалеозойских и палеозойских пород. Северная граница плиты в пределах Карского моря пока точно не установлена.

По особенностям тектонического строения плиты, в ее пределах очерчивается *внешний пояс* (или прибортовые зоны) с глубинами залегания подошвы чехла до 1200–1600 м и *внутренняя* (центральная) *область* плиты. В пределах внешнего пояса выделяются *Зауральский, Приказахстано-Саянский, Приенисейский и Притаймырский склоны*. В границах внутренней области отмечаются меридионально вытянутые структуры: *Мансийская синеклиза, Хантейская антеклиза, Колтогорско-Уренгойский авлакоген, Верхне-Тазовская антеклиза и Худосейский авлакоген*. Границы между ними недостаточно четкие. Кроме указанных довольно крупных структур, в пределах плиты выделяется большое количество региональных структур в виде сводов и мегавалов.

Особенности геологического строения Западно-Сибирской плиты. В строении Западно-Сибирской плиты выделяются три структурных этажа: нижний интенсивно складчатый, промежуточный и платформенный. По отношению к мезозой-кайнозойскому платформенному чехлу первые два обычно рассматриваются как фундамент.

Строение фундамента Западно-Сибирской плиты. Нижний этаж фундамента представлен интенсивно дислоцированными и глубоко метаморфизованными породами докембрия и палеозоя, прорванными интрузиями различного возраста и состава. Верхний этаж фундамента в геологической литературе называется "промежуточным", или "переходным этажом". Он с угловым несогласием залегает на складчатом основании и представлен относительно слабодислоцированными толщами — отложениями краевых прогибов, межгорных и наложенных впадин или же приразломными эффузивно-осадочными комплексами.

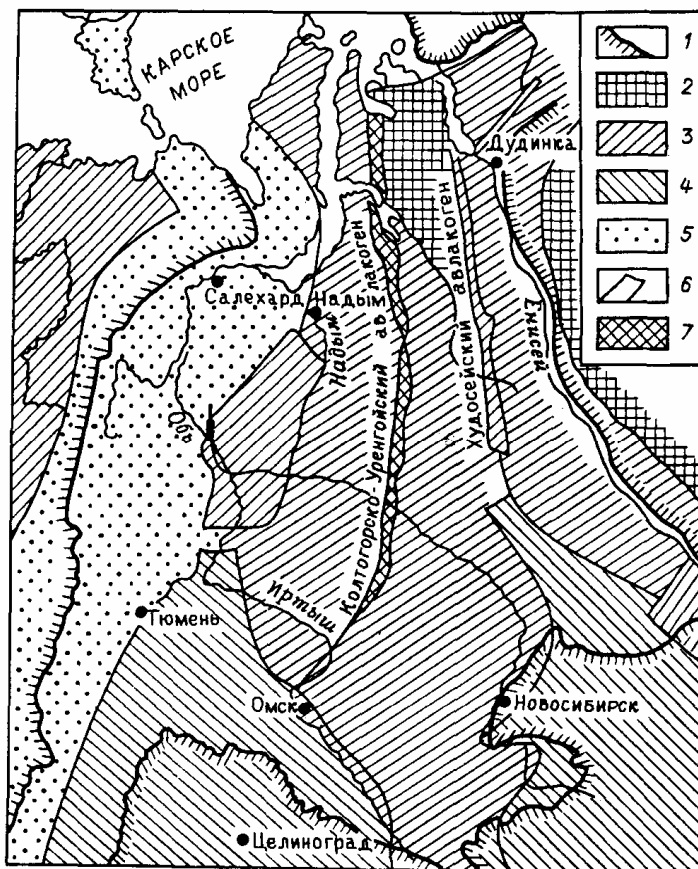


Рис. 4.4. Тектоническая схема фундамента Западно-Сибирской плиты и ее обрамления (по В. С. Суркову, 1981 г., Н. Г. Чочиной, 1982 г., с упрощениями):
 1 – Границы Западно-Сибирской плиты; 2–5 – **складчатые области фундамента**: 2 – докарельские и карельские; 3 – байкальские; 4 – каледонские; 5 – герцинские; 6 – глубинные разломы; ограничивающие разновозрастные блоки; 7 – раннемезазойские авлакогены

Этот структурный этаж развит не повсеместно. В составе нижнего этажа фундамента плиты по времени консолидации выделяются карелиды, байкалиды, каледониды и герциниды,

образующие блоки, разделенные глубинными разломами (рис. 4.4). *Байкалиды* сложены метаморфическими комплексами докембрия, прорванными докембрийскими гранитными интрузиями. *Каледонские блоки* фундамента имеют форму неправильных треугольных очертаний и срезаны системами глубинных разломов. Они сложены докембрийскими гнейсами и кристаллическими сланцами, а также нижнепалеозойскими вулканогенно-осадочными толщами. Все остальные блоки фундамента, образующие плиты, относятся к *герцинидам*. Они представляют собой силурийские, девонские и каменноугольные толщи, сложенные вулканогенно-осадочными породами, прорванными позднепалеозойскими гранитоидами.

Глубина залегания кровли нижнего структурного этажа фундамента нарастает от бортов к центру плиты и с юга на север. Максимальные глубины по сейсмическим данным достигают 12 и 13 км.

Верхний этаж фундамента развит не повсеместно. Наиболее широко он распространен в северной и северо-восточной частях сводов (*Нижневартовский, Межевский* и другие *своды, Александровский мегавал*). В зависимости от возраста консолидации нижнего комплекса слагающие его породы имеют различный возрастной диапазон. На блоках байкалид возраст пород, образующих этот этаж, охватывает интервал от начала палеозоя до конца палеозоя (реже триаса), на блоках каледонид – от позднего девона до конца триаса; в пределах герцинид – это толщи триасового возраста. Палеозойские толщи, слагающие основную часть разреза пород промежуточного комплекса, в пределах байкалид и каледонид смяты в пологие складки (до 30°), сравнительно слабо метаморфизованы. Наряду с осадочными породами – терригенными, терригенно-карбонатными, в том числе и рифогенными (силур и девон *Межевского свода*) угленосными, красноцветными и пестроцветными, встречаются вулканогенно-осадочные и эффузивные толщи (особенно в Приенисейской части плиты). Триасовые отложения залегают на нижележащих несогласно, выполняя обычно узкие грабенообразные впадины – авлакогены, что отражает этап интенсивного растяжения плиты.

Эти отложения представлены в низах ниже- и среднетриасовой серией: чередования конгломератов, песчаников, алевролитов и аргиллитов с мощными покровами долеритов, диабазов, базальтов и реже риолитов и их туфов – аналогов трапповой формации Сибирской платформы. Выше залегает верхнетриасовая песчано-глинистая серия, содержащая прослойки каменного угля. Общая мощность этих двух серий достигает 7 000 м. Кровля рассматриваемого комплекса располагается на глубинах от 3000 до 7500 м.

Платформенный чехол Западно-Сибирской плиты.

Отложения платформенного чехла представлены юрскими, меловыми и кайнозойскими отложениями. В его разрезе, кроме участков узких прибортовых зон, нет сколько-нибудь заметных перерывов в осадконакоплении. Характерной особенностью чехла Западно-Сибирской плиты является его исключительно терригенный состав. Мощность чехла изменяется от первых десятков метров у краев плиты до 7 500 м в срединной части плиты. Общий объем пород чехла оценивается в 8 млн км³. В северной и западной частях плиты развиты преимущественно морские фации. В направлении к югу, и особенно к юго-востоку, они сменяются прибрежно-морскими и затем континентальными осадками. В разрезе чехла присутствуют *четыре цикла* толщ алевроито-песчаного состава, причем каждый цикл является проницаемым для флюидов (нефти, газа, воды). В верху разреза отмечается и пятый цикл, но он неполный.

Самый нижний цикл представлен юрским терригенным комплексом, объединенным в *завоуковскую серию*. Знаменитая нефтеносная *тюменская свита* является составной частью этой серии. В разрезе серии присутствуют как коллекторы, так и флюидоупоры (покрышки). Мощность серии изменяется в пределах 400–1500 м. Выше по разрезу залегает следующий верхнеюрско-нижнемеловой комплекс, объединенный в *полудинскую серию*. Она охватывает возрастной интервал от среднего келловоя до низов валанжина включительно – время крупной морской трансгрессии, распространившейся на всю Западно-Сибирскую плиту, за исключением ее крайней юго-восточной части. Серия четко подразделяется на две толщи – внизу преимущественно песчанико-алевролитовую (средний

келловей–кимеридж), мощностью до 150 м, и расположенную выше, регионально выдержанную алевролитово-глинистую, соответствующую волжскому ярусу, берриасу и нижнему валанжину. Мощность этой толщи на севере и северо-востоке плиты достигает 300 м и более, она является надежным регионально распространенным флюидоупором – покрывкой. Третий снизу комплекс осадков выделяется под наименованием *саргатской серии*. Он охватывает возрастной интервал от верхнего валанжина до нижнего апта включительно, мощность его от 200 до 1000 м. В составе этого полифациального комплекса также выделяются две толщи: нижняя – проницаемая, алеврито-песчаная и верхняя – алеврито-глинистая, являющаяся флюидоупором (покрывкой). Четвертый нефтегазоносный комплекс также включает две толщи: нижнюю, проницаемую, алевролитово-песчаную (*покурская серия*) и верхнюю, существенно глинистую, играющую роль флюидоупора (*дербининская и называевская серии*). Рассматриваемый комплекс охватывает значительный возрастной интервал (от верхнеаптского подъяруса нижнего мела до нижнего олигоцена включительно) и имеет мощность, изменяющуюся в направлении от бортовых частей плиты к ее центру, от 600 м до 2500 м.

С середины олигоцена до начала антропогена на всей территории Западно-Сибирской плиты устанавливается континентальный режим, формируется сравнительно маломощный (от 50 до 200 м) комплекс осадков аллювиального, аллювиально-озерного или озерного генезиса, представленный кварцевыми и кварц-полевошпатовыми песками и глинисто-алевролитовыми породами с линзами каолиновых глин, бурых углей и лигнитов (*некрасовская и бурлинская серии*). В центральной и южной частях плиты эти толщи залегают на поверхности или под маломощным покровом четвертичных отложений; в северной половине плиты, испытавшей интенсивные неотектонические поднятия, этот комплекс осадков почти всюду размыт.

Западная Сибирь – основной нефтегазодобывающий район России. Перспективы нефтегазоносности плиты оцениваются по основным нефтегазоносным комплексам мезозоя, включая

верхнетриасовый, ниже-среднеюрский, верхнеюрский; берриас-неокомский, апт-альбский и сеноманский. Тектонический режим устойчивого прогибания Западно-Сибирской плиты, дифференцированный характер структурного плана осадочного чехла с контрастно выраженными структурами, наличие мощных осадочных толщ, сформировавшихся в условиях гумидного климата, и как следствие – значительное содержание органического углерода, создали благоприятные условия для широкого развития процессов нефтегазообразования и нефтегазонакопления во всех вышеперечисленных комплексах.

В настоящее время в пределах Западно-Сибирской плиты выявлено более 350 месторождений *нефти* и *газа*. Газовые месторождения расположены в северо-западной, северной и юго-восточной частях плиты. Нефтяные месторождения находятся в центральной, западной и юго-восточной частях плиты.

Первое газовое месторождение – Березовское – было открыто в 1954 г. среди болот Ханты-Мансийского национального округа; первое нефтяное – Тазовское и затем Шаимское были открыты, соответственно, в 1958 и 1960 гг. на р. Конде. Западно-Сибирская нефть и газ поступают по нефтепроводам и газопроводам на Урал, в Омск, Томск, Анжеро-Судженск. Сооружены крупнейшие в мире газовые магистрали Западная Сибирь – Западная Европа.

5. ОБЛАСТИ СРЕДИЗЕМНОМОРСКОГО ПОЯСА КАЙНОЗОЙСКОЙ (АЛЬПИЙСКОЙ) СКЛАДЧАТОСТИ В ПРЕДЕЛАХ ЕВРОПЫ И АЗИИ

5.1. Восточные Карпаты и Горный Крым в пределах Европы

Восточные Карпаты. На юго-западе европейской части стран СНГ находится складчатое сооружение Восточных Карпат, отделенное от Восточно-Европейской платформы *Предкарпатским краевым прогибом*. Западнее Восточных Карпат располагается Закарпатский прогиб, осложненный вулканогенной Выгорлат-Гутинской грядой. Между Предкарпатским краевым прогибом и Закарпатским межгорным прогибом располагается собственно складчатая область, представленная *Скибовой, Силезско-Черногорской, Раховско-Беркутской зонами*. Это сложная система тектонических чешуй, надвинутых на край платформы. На юге области располагается Мармарошская зона. Именно здесь вскрываются наиболее древние отложения. Это глубокометаморфизованные гнейсы, слюдистые сланцы и мигматиты, кварциты, мраморы и порфиroidы. Общая видимая мощность около 4 км. Эта толща датируется как позднепротерозойская – раннепалеозойская (рис. 5.1).

В *Предкарпатском прогибе* скважинами вскрыты рифейские отложения (красноцветные филлиты), кембрийские отложения (немые сероцветные аргиллиты и кварциты), ордовикские и силурийские аргиллиты, известняки с брахиоподами и граптолитами. Эти отложения (мощность 2,5 км) в *Предкарпатском прогибе* дислоцированы и погребены под более молодыми осадками. На востоке *Предкарпатского прогиба* вскрыт средний – верхний палеозой платформенного типа. По-видимому, в рифее и палеозое район Восточных Карпат и частично Предкарпатья прошел все этапы активного развития и к началу мезозоя на нем заложились новые прогибы.

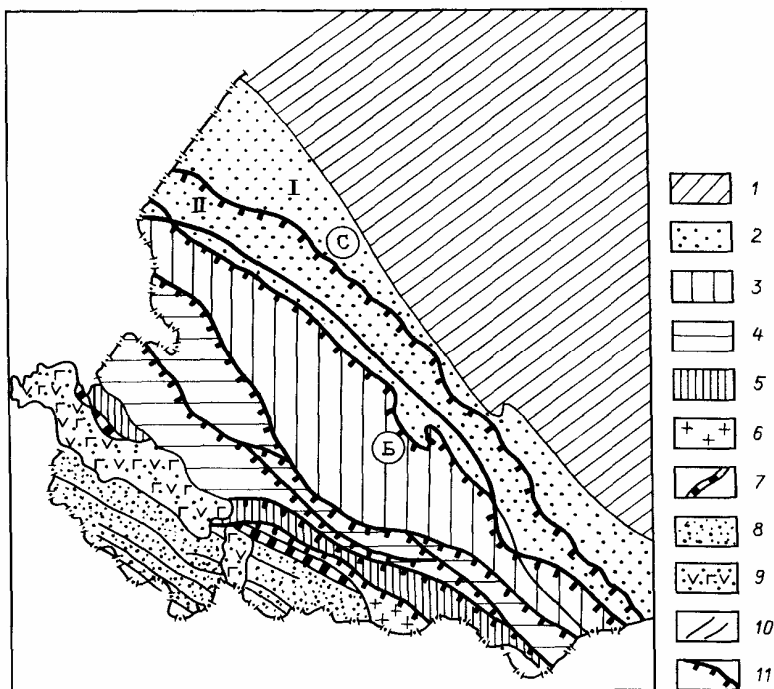


Рис. 5.1. Схема структурного районирования Восточных Карпат (по В. М. Цейслеру, В. Б. Караулову и др., 1984):

- 1 – Восточно-Европейская платформа; 2 – Предкарпатский краевой прогиб: I – внешняя зона; II – внутренняя зона. Внешняя часть Восточных Карпат: 3 – Скибовая складчатая зона; 4 – Силезко-Черногорская группа зон; 5 – Раховско-Беркутская группа зон; 6 – Мармарошская зона; 7 – зона Пьенинских утесов; 8 – Закарпатский межгорный прогиб; 9 – андезитито-базальты Выгорлат-Гутинской гряды; 10 – главные разломы в фундаменте; 11 – надвиги: С – Стебницкий. Б – Береговский

Триасовые отложения распространены крайне ограниченно и состоит из залегающих с угловым несогласием на палеозое конгломератов, глинистых сланцев, песчаников, яшм с покровами диабазов. Средний триас включает доломиты, доломитовые брекчии и известняки. Верхний триас охарактеризован известняками, содержащими разнообразную бентосную фауну.

Юрские отложения широко распространены в Восточных Карпатах, но они перекрыты молодыми отложениями и доступны для изучения практически только в скважинах. Начинается разрез с песчано-глинистых отложений синемюра. На нижнеюрских отложениях с перерывом и несогласием залегают отложения средней юры, представленные известняками. Верхи средней и низы верхней юры представлены труднорасчленяемой толщей с многочисленными аммонитами. Также трудно расчленимы оксфорд-кимериджские и волжские карбонатные разрезы. В юре развиты и вулканиты офиолитовой ассоциации, указывающие на присутствие в это время коры океанического типа. Однако в западной части *Предкарпатского прогиба* юра представлена мелководными морскими отложениями, а на востоке континентальными угленосными (средняя юра) и гипсоносными лагунными отложениями (верхняя юра). *Меловые отложения* в Восточных Карпатах широко распространены. В течение мела здесь существовали морские бассейны, отчасти глубоководные, расчлененные на зоны с разнонаправленными движениями земной коры значительной амплитуды. В соответствии с этим наблюдается большое разнообразие фаций, среди которых резко преобладает флиш. Карпатские бассейны соединялись с западно-европейскими морями, существовавшими на протяжении всего мелового периода. В *палеогене* флишеобразование в Карпатах заканчивается. К палеоцену относят мощные (от 200 до 1200 м) толщи чередующихся песчаников и алевролитов с характерным комплексом фораминифер. На них без следов перерыва залегают тонкоритмичные флишевые образования эоцена, охарактеризованные фораминиферами (мощность от 450 до 1500 м). Олигоцен представлен аргиллитами, кремнистыми известняками и мергелями. Мощность олигоцена изменяется от 100 до 1000 м. В *неогене* начинается орогенный этап развития области. Осадконакопление было сосредоточено в Предкарпатском прогибе и в Закарпатских межгорных впадинах. В эти прогибы поступило большое количество обломочного материала за счет разрушения молодых Карпатских горных сооружений. В Закарпатье существовали лагунные условия, способствовавшие образованию мощных содяных толщ

(нижний миоцен). В среднем миоцене устанавливается кратковременная связь с открытым морем. Морской режим сменялся континентальными условиями, что привело к накоплению углей. К концу миоцена и в плиоцене широко проявился андезитовидный вулканизм. *Четвертичные отложения* Карпат фациально очень разнообразны: это ледниковые, аллювиальные, делювиальные, элювиальные осадки.

Среди **полезных ископаемых** Восточных Карпат существенное место занимают *газо-нефтяные месторождения*. Основным типом таких месторождений являются пластовые сводовые залежи в песчаниках мелового и палеогенового флиша, а также в молассовых толщах нижнего миоцена. Во внешней части *Предкарпатского прогиба* в юре, в среднем и верхнем миоцене установлены залежи газа. Со структурами фундамента складчатых Карпат и молассовых прогибов генетически связаны месторождения разнообразных *минеральных вод*, которые пространственно контролируются зонами разрывных нарушений. Среди них известны гидрокарбонатно-натриевые воды типа *боржоми*, углекислые гидрокарбонатно-хлоридно-натриевые воды, подобные *ессентукским*. Среди неметаллических ископаемых, связанных с молассовыми формациями неогена, следует отметить месторождения *калийных солей* (Калушское, Стебницкое), *каменной соли* (Дробычское, Солотвин), *бурых углей* и *серы*.

Горный Крым занимает южную часть Крымского полуострова и Керченский полуостров, а также прилегающую к нему равнинную часть Крыма. Северная, степная часть Крыма относится к западной части Скифской плиты, которая рассмотрена ранее (рис. 5.2).

В развитии Горного Крыма выделяют: 1) комплекс основания (верхний протерозой–палеозой); 2) мезозойский дислоцированный комплекс (средний триас–верхняя юра); 3) квазиплатформенный комплекс (нижний мел–палеоген); комплекс тектонической активизации (неоген–четвертичный). *Комплекс основания* возможно изучить только по изолированным глыбовым выходам. В этих выходах встречаются зеленые сланцы, среднекаменноугольные и пермские

известняки. Происхождение этих глыб не вполне ясно. *Триас* наиболее полно изучен. В основании триаса залегает толща (мощность 250–300 м) алевролитов, глинистых сланцев и песчаников. Выше в разрезе преобладают кварцевые песчаники (мощность 150 м). В толще песчаников встречаются линзы мелкогалечных конгломератов и известняков. Возраст определяется по находкам двустворок и брахиопод как норийско-рэтский. В песчаниках и сланцах содержится значительная примесь туфогенного материала, нередко пластовые тела эффузивов. *Юрские отложения* широко распространены в Горном Крыму. Они представлены ритмично чередующимися алевролитами, аргиллитами и песчаниками с линзами известняков (нижняя юра), глинистыми сланцами и грубозернистыми песчаниками (средняя юра), флишоидными осадками и мелководными рифогенными известняками (верхняя юра). Общая мощность юрских отложений в Горном Крыму около 1000 м. *Меловые отложения* залегают с несогласием и разрывом на юрских и триасовых. Разрез мела начинается с готерив–барремских отложений, представленных маломощными песчаниками с аммонитами. Аптские отложения также маломощны – это глины с белемнитами. Отложения альба залегают на более древних меловых отложениях трансгрессивно, с конгломератами в основании. Общая мощность нижнемеловых отложений 250–300 м. В позднем мелу по Карпатско-Кавказской области распространялась трансгрессия. Отложения верхнего мела представлены терригенно-карбонатными (сеноман) и карбонатными (турон, сантон – маастрихт) отложениями. Внутри верхнего мела отмечается стратиграфический перерыв (выпадают из разреза коньяк и нижний сантон). Мощность верхнего мела от 200 до 700 м. В *палеоцене* четко проявляется дисимметрия в развитии западной и восточной частей Горного Крыма, которая продолжается в течение всего кайнозоя. В западной части отмечается субплатформенное развитие, а на востоке в олигоцене – раннем миоцене закладывается прогиб и формируется моласса. В Западном Крыму палеоцен представлен массивными известняками, эоцен- нуммулитовыми известняками.

В восточной части Крыма палеоцен и эоцен характеризуются флишевыми толщами с фораминиферами. Здесь разрез палеогена заканчивается глинами с прослоями алевролитов и мергелей так называемой *майкопской серии*. Мощность палеогена в восточной части Крыма составляет около 2000 м. В *неогене* западная часть Крыма была вовлечена в поднятие и поэтому характеризуется мелководными и континентальными отложениями (песчаники, конгломераты, известняки-ракушечники). Восточная часть (Керченский п-ов) была максимально опущена, и в ней сформировался полный разрез морского неогена.

Суммируя изложенное, можно предположить следующую картину: в триасе на позднепротерозойском и палеозойском основаниях заложился подвижный (геосинклинальный) прогиб. В течение ранней и средней юры в этом прогибе шло образование осадочно-эффузивных толщ. Предкелловейская складчатость привела к тому, что позднеюрские отложения повсеместно залегают несогласно.

Основные *полезные ископаемые* Горного Крыма – разнообразные виды *строительных материалов*. Среднеюрские магматические породы используются как облицовочный материал; к ним приурочены проявления *поделочных полудрагоценных камней*. Келловейские вулканогенные толщи являются сырьем для производства цемента. Важное промышленное значение имеют месторождения верхнеюрских *металлургических (флюсовых) известняков* (Балаклавское, Мраморное). Мраморовидные разности верхнеюрских известняков используются как облицовочный материал. На Керченском полуострове к киммерийским отложениям приурочены залежи *железной руды*, представленные бурым железняком и сидеритом. С отложениями майкопской серии и среднего миоцена связаны небольшие месторождения *нефти и газа*. В пределах Керченского п-ова имеются также озерные *лечебные грязи* и *минеральные соли*.

5.2. Кавказская горная область в пределах Европы

Кавказские горные сооружения расположены между Черным и Каспийским морями, на севере ограничены Скифской плитой, на юге – Африкано-Аравийской древней платформой. В пределах Кавказа выделяют *мегаантиклинорий Большого Кавказа*, который протягивается в близком к широтному направлению от Керченского пролива на западе до Апшеронского п-ова на востоке. В его составе выделяется *Северокавказский краевой массив*. Южнее расположены межгорные впадины – *Рионская* и *Куринская*, разделенные *Дзирульским массивом*, которые отделяют *мегаантиклинорий Большого Кавказа* от *мегаантиклинория Малого Кавказа*. С глубинными разломами Кавказа связаны *Северокавказская* палеозойская, *Севанская* и *Вединская* мезозойские *офиолитовые зоны* (рис. 5.2).

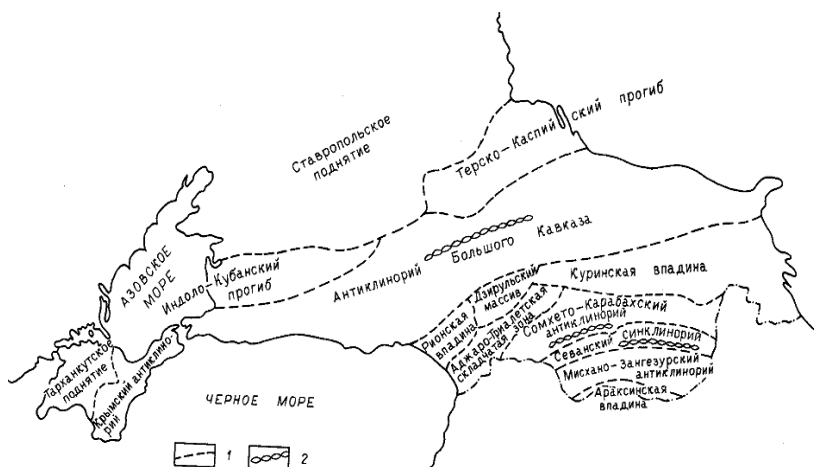


Рис. 5.2. Схема структурного районирования Крыма и Кавказа (по М. Б. Федорову):

1 – границы зон; 2 – офиолитовые пояса

Кавказские горные сооружения сложены разнообразными по возрасту породами от кембрия до антропогена.

Докембрийские образования Кавказа развиты в области Главного Кавказского хребта, в пределах *Малого Кавказа* и в ядрах более мелких антиклинальных структур. К докембрию относят толщи гнейсов, слюдяных сланцев, амфиболитов, кварцитов, мраморов. Амфиболиты и роговообманковые сланцы рассматриваются как метаморфизованные вулканогенные породы.

Кембрийские отложения достоверно установлены на северном склоне *Большого Кавказа*. Нижний и средний кембрий представлены филлитами и слюдистыми кремнистыми сланцами с пачками мраморов. Возраст подтверждается находками археоциат и трилобитов. Мощность кембрийских отложений около 2000 м.

Верхнекембрийские и ордовикские отложения на Кавказе не известны. Отсутствие их свидетельствует о длительном континентальном перерыве, последовавшем за позднепротерозойской складчатостью, сформировавшей древнее складчатое основание Кавказа.

Силурийские отложения, как и кембрийские, встречаются на северном склоне *Большого Кавказа*, южнее г. Кисловодска в верховьях р. Малки. Они залегают в тектоническом блоке и поэтому их границы с выше- и нижележащими отложениями не ясны. Силур представлен карбонатно-филлитовыми сланцами, содержащими граптолиты всех подразделений силура. Мощность силура около 400 м. Известны фрагментарные выходы силура и в пределах *Малого Кавказа*.

В течение *девонского периода* в пределах *Большого Кавказа* предполагается существование океанического бассейна и островной дуги. В бассейнах рек Лабы и Кубани к нижнему девону относят метаморфизованные кварцевое порфиры, туфы и конгломераты (мощность 1000 м); к среднему девону – туфогенные песчаники и конгломераты с линзами известняков (мощность 700 м). Отложения верхнего девона представлены терригенно-карбонатными осадками, содержащими фауну франа и фамена. С океаническими условиями связано образование офиолитов и островных дуг, мощных толщ базальтов и андезитов. На южном склоне *Большого Кавказа*, в прилегающих с юга впадинах и в пределах *Малого Кавказа* в палеозое существовал единый Закавказский массив

континентального строения, в отдельных прогибах которого формировались преимущественно прибрежно-морские терригенные и карбонатные толщи.

В западной части *Большого Кавказа* морские условия позднего девона сохранились и в *раннем карбоне*. Здесь выделяются турнейские и визейские терригенно-карбонатные отложения. В серпуховский век отлагаются кремнистые илы с радиоляриями, происходят вулканические извержения кислого состава, образуются мощные толщи терригенных пород, порфиритов, их туфов и глыбовых конгломератов. Мощность нижнего карбона около 4000 м. На *рубеже раннего и среднего карбона* происходят крупные тектонические движения, которые привели к смене морского режима континентальным. К этому времени относится образование интрузий основного и кислого состава. В пределах создавшейся суши началось накопление песчано-глинистых континентальных осадков, продуктивной угленосной толщи, соответствующей *среднему и верхнему карбону*. В составе продуктивной толщи имеются покровы и туфы кислых эффузивов. В антиклинории *Малого Кавказа* также устанавливается постепенный переход от девона к карбону в морских фациях, выделяются отложения турне и визе. Осадки моложе визейских не известны, так как на них трансгрессивно залегают пермские отложения. Таким образом, в конце раннего карбона произошло замыкание палеоокеана *Большого Кавказа* и образование Палеокавказского хребта. Закавказский массив оставался устойчивым блоком, и осадконакопление сохранялось в узких прогибах.

Пермские отложения широко распространены на Кавказе. В пределах Большого Кавказа нижняя пермь представлена континентальной красноцветной молассой. Мощность ее изменяется от 20 до 2000 м. В антиклинориях Малого Кавказа пермь залегает несогласно на нижнем карбоне и согласно покрывается триасом. Пермь представлена мелководными морскими отложениями.

В триасовый период завершается развитие Палеокавказа. Триасовые отложения выполняют грабены и впадины древнего рельефа и представлены вулканогенно-осадочным составом на Кавказе, карбонатными и терригенными отложениями – на Закавказском прогибе.

Начиная с *позднего триаса* – *ранней юры* Кавказ переживает новый этап своего развития – киммерийский, создавший на этой территории новый план структурного развития. Если в палеозое в пределах *Большого Кавказа* существовала океаническая зона, то в киммерийскую эпоху – это миогеосинклинальная область. Субокеаническая область смещается в пределы *Малого Кавказа*, развиваясь на раздробленном фундаменте Закавказского Срединного массива.

Меловой период для Кавказа начался новой трансгрессией. Раннемеловые терригенно-карбонатные отложения залегают с небольшим несогласием и перерывом на различных горизонтах верхней юры. На северо-западном Кавказе и на южном склоне *Большого Кавказа*, где развиты флишевые фации, этот перерыв не ощущается. В Западной Грузии, в области *Рионской впадины*, нижний мел представлен чисто карбонатными породами, мощность которых к востоку резко уменьшается. В области *Малого Кавказа* сокращается количество осадочных образований нижнего мела, в разрезе появляются покровы эффузивов. Отложения верхнего мела представлены всеми ярусами. В области *Большого Кавказа* верхнемеловые отложения представлены однообразной карбонатной толщей, в антиклинории *Малого Кавказа* верхнемеловые отложения фациально более разнообразны, представлены осадочно-вулканогенными толщами.

К концу мелового периода в антиклинориях Кавказа усиливаются поднятия, море покидает эти участки, занимая области погружений. В *палеогене* в основном завершается активная стадия развития Кавказа. На северном склоне *Большого Кавказа* палеогеновые отложения сложены глинисто-мергелистой толщей мощностью около 1200 м. В пределах *Малого Кавказа* отложения этого возраста носят флишевый характер. Палеогеновый вулканизм проявился очень широко.

В *раннем миоцене* Кавказ вступил в орогенную стадию развития. Складчато-глыбовые поднятия Кавказа сопровождались формированием чешуйчатых структур и тектонических покровов и компенсировались образованием краевых прогибов и межгорных впадин, которые заполнялись тонким обломочным

материалом нижней молассы Большого Кавказа (битуминозные сланцы майкопской серии с остатками рыб, глины с прослоями песчаников, мощностью 1000–500 м). В пределах Малого Кавказа этому интервалу времени соответствуют глины и песчаники с прослоями лигнитов. Новейший магматизм характерен для *Большого Кавказа* (Эльбрус, Кельско-Казбекское вулканическое плато) и особенно для *Малого Кавказа* (Армянское вулканическое нагорье).

Полезные ископаемые Кавказа в основном принадлежат к разряду *каустобиолитов*. Нефтяные месторождения на Кавказе связаны с мезозойскими и кайнозойскими отложениями и приурочены к краевым прогибам и межгорным впадинам. На Кавказе располагаются четыре нефтегазоносные провинции: Кубано-Чедномррская, Терско-Дагестанская, Азербайджанская и Грузинская.

Большое значение имеют также *рудные полезные ископаемые*. В Центральном Кавказе разрабатывается Садонское месторождение *свинцово-инковых руд*, приуроченное в основном к юрским кератофирам, а также месторождения жильного типа – Арконское, Эльбрусское и др. С контактовой зоной верхнеплиоценовых плагиогранитов и известняков палеозоя связаны скарновые месторождения *молибдена* и *вольфрама* (Тырныаузское месторождение). На Северном Кавказе открыта и разведана Урупская группа *медно-колчеданных* месторождений, связанная с вулканогенной толщей девона. К юрским эффузивам и гранодиоритам приурочены Кафанское и Аллавердинское месторождения медных руд Армении. *Марганцевые руды* издавна разрабатываются в Чиатурском месторождении *Дзирульского массива*, где они приурочены к олигоценovým отложениям.

Каменный уголь на Кавказе приурочен к каменноугольным и юрским отложениям. Наиболее крупные месторождения юрских углей – месторождения Ткибули и Ткварчели в Грузии.

Кавказ очень богат *минеральными водами*, исключительно разнообразными по составу и типам. Источники углекислых вод, как правило, приурочены к области новейшего магматизма и, естественно, связаны с зонами глубинных разломов

(Кисловодск, Ессентуки, Боржоми, Арзни и др.). Известны радиоактивные источники (Пятигорский радоновый источник и др.), железистые источники (Железноводск) и т. д.

5.3. Копетдаг и Памир в пределах Азии

В пределах Копетдагской альпийской складчатой системы выделяются: *Копетдагский мегантиклинорий*, *мегантиклинорий Большого Балхана–Кубадага*, *Предкопетдагский прогиб* и примыкающая к ним на западе глубокая *Закаспийская впадина* (рис. 5.3). Копетдаг входит в пределы стран Средней Азии СНГ только северо-западной частью; значительная часть этой горной системы находится в Афганистане и Иране. В разрезе Копетдага выделяется комплекс основания (докембрий, палеозой, триас), который на территории стран СНГ не вскрыт, здесь известны только складчатый комплекс (юра – средний эоцен) и орогенный комплекс (поздний эоцен – антропоген).

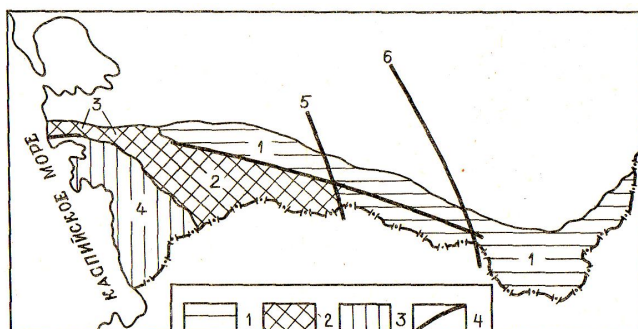


Рис. 5.3. Структурные элементы Копетдага
(по С. П. Вальбе, 1972):

1 – *краевой прогиб: Предкопетдагский* (1); 2 – *мегасинклинории: Копетдага* (2), *Большого Балхана-Кубадага* (3); 3 – *межгорная впадина: Закаспийская* (4); 4 – *главнейшие глубинные разломы: Южнотуркменская* (5), *Урало-Омонский* (6)

Юрский разрез Большого Балхана представлен толщами морских осадков – песчано-глинистых сланцев, песчаников и

аргиллитов, углисто-глинистых сланцев с прослоями угля. Общая мощность среднеюрских отложений достигает 2000–3000 м. Верхнеюрские отложения согласно залегают на среднеюрских, они представлены песчанистыми, часто окремненными известняками. В конце поздней юры территория складчатой области испытала поднятия, которые привели к образованию лагунных мелководных отложений – доломитов, известняков с многочисленными прослоями гипсов и ангидритов. Мощность до 200 м.

Нижнемеловые отложения широко распространены и наиболее полно представлены в области Копетдага. Они четко делятся на два типа: нижний неокомский – карбонатный; верхний апт-альбский – песчано-глинистый. *Верхнемеловые отложения* представлены следующим образом: сеноман (песчаники, глины, алевролиты и аргиллиты) залегает с разрывом на карбонатных отложениях альба; турон-коньяк-сантон (известняки, мергели и известковистые глины с редкими прослоями мергелей) залегает с разрывом на сеномане; кампан–маастрихт представлен разноокрашенными мергелями. Датский ярус сложен глауконитовыми песчаниками и мергелями. Общая мощность верхнего мела изменяется в пределах от 1000 до 1350 м.

Палеогеновые отложения широко развиты в Копетдаге и представлены всеми тремя отделами. Палеоцен представлен на западе карбонатными отложениями. На западе палеоценовый бассейн соединяется с кавказским, на востоке – с бухарским. Эоцен представлен пестроцветными глинами и мергелями. Завершается эоцен серо-зелеными и зелеными глинами с сидеритовыми конкрециями. Верхи палеогена (олигоцен) представлены красноцветными песчаниками с прослоями конгломератов, т. е. в это время происходит формирование молассовых отложений. В отдельных районах установлены вулканы андезито-базальтового состава. Общая мощность 1800 м. Миоценовые отложения представлены мелководными фациями – оолитовыми известняками и ракушечником,

гипсами, мергелями, конгломератами. В плиocene Копетдаг превратился в область поднятия, альпийская складчатость создала его современный рельеф. Судя по характеру разреза, Копетдаг представляет собой краевую часть Туранской плиты, захваченную альпийской складчатостью.

Главные полезные ископаемые Копетдага — нефть и газ. В северной части Закаспийской впадины расположена Прибалханская (Западнотуркменская) нефтегазоносная область, с которой связаны нефтяные и газовые месторождения – Небит-Даг, Челекен, Кум-Даг и др. В Северо-Западном Копетдаге к крупным зонам трещиноватости в меловых отложениях приурочены *барито-витеритовые жилы* (Каракалинский баритоносный район). В Копетдаге отмечаются гидротермальные месторождения *ртути, мышьяка, барита*. Основные неметаллические полезные ископаемые региона – *строительные материалы*, в том числе *стекляное и цементное сырье*.

Памир входит в территорию стран Средней Азии СНГ не полностью, а только северной частью. От рассмотренных ранее систем Южного Тянь-Шаня он отделяется депрессией, выполненной позднемеловыми и кайнозойскими отложениями. В рамках выделяется несколько структурно-формационных зон (рис. 5.4).

До сих пор нет единого взгляда на структурное положение Памира. Он является своеобразным узлом среди разновозрастных складчатых систем, разделяя два пояса – Альпийский, связанный с океаном Тетис, и Урало-Монгольский, и две платформенные глыбы – молодую Южно-Туранскую и древнюю Таримскую, располагающуюся на территории Китая. Памир прошел длительную историю геологического развития, которая прослеживается с архея до кайнозоя.

К *архею* условно относятся гнейсы, амфиболиты с прослоями и линзами мраморов с прослойными инъекциями гранитов и пегматитов.

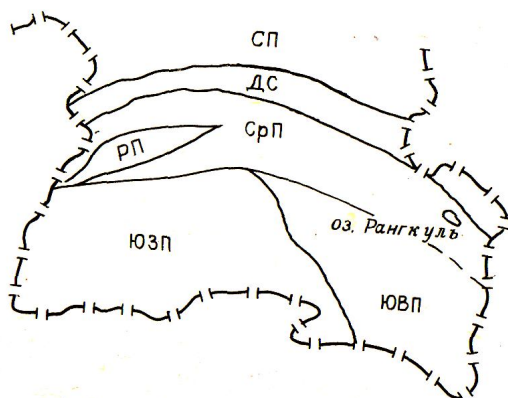


Рис. 5.4. Схема структурного районирования Памира (упрощенно):
 СП – Северный Памир; СрП – Средний Памир; ДС – Дарваз-Сарыкольская зона; РП – Рушанско-Пишартская зона;
 ЮЗП – Юго-западный Памир; ЮВП – Юго-Восточный Памир

Видимая мощность этого гнейсового комплекса оценивается в пределах 7 000–14000 м. В достаточной степени условно он относится к архею. Присутствие кембрия на Памире предполагается в составе мощной (до 3000–4000 м) толщи мраморов, кварцитов, слюдяных сланцев. В верхах этой толщи содержится фауна верхнего ордовика. Взаимоотношения раннего палеозоя и докембрия остаются мало изученными. В пределах центрального и юго-восточного Памира вскрывается толща мраморов и сланцев с конгломератами в основании (мощность 1500 м), в которой встречены ордовикские трилобиты и брахиоподы; залегают ордовикские отложения с разрывом и несогласием на условно выделенных кембрийских отложениях. Ордовик согласно перекрывается силуром. Силур распространен ограниченно на центральном и юго-восточном Памире. Он представлен песчано-сланцевыми толщами с граптолитами, которые отлагались в условиях морского мелководья при непрерывном погружении морского дна. На отдельных поднятиях формировались рифогенные тела. К раннему девону на Памире, как и на Южном Тянь-Шане, относятся мощные (до 900 м) толщи рифогенных известняков. В основании среднего девона (эйфеля),

сложенного карбонатными отложениями, устанавливается перерыв и угловое несогласие. Завершает разрез среднего девона терригенная толща. В состав франского яруса входят преимущественно известняки; карбонатное осадконакопление сохраняется до конца фамена. В *Северо-Памирской* зоне происходило осадконакопление в течение всего карбона. Здесь довольно широко развиты офиолиты и терригенно-вулканогенные серии, интерпретируемые как комплексы океанического дна и островных дуг. *Южно-Памирская* зона была областью размыва, и осадков здесь не отлагалось. *Пермские отложения* формировались в условиях углубляющегося бассейна, осадконакопление сопровождалось небольшими проявлениями вулканизма. В середине перми сформировался прогиб с батинальными (глубоководными) условиями осадконакопления, произошел переход от терригенных отложений с прослоями известняков к конденсированным глинисто-известняково-кремнистым осадкам. На границе перми и триаса произошло усиление рифтового вулканизма, связанного с формированием океанического бассейна Мезотетиса, офиолиты которого имеют мезозойский возраст. Пермские отложения Памира принадлежат Тетической провинции, имеют самостоятельную стратиграфическую схему, и их сопоставление с пермскими отложениями более северных районов представляет собой проблему. *Триасовые отложения* Памира известны очень широко. Нижний триас представлен красноцветными прибрежно-морскими песчаниками, иногда со следами косої слоистости. Среднетриасовые отложения отсутствуют, и поздний триас залегает с угловым несогласием на раннем триасе и на палеозое. Верхний триас представлен морскими отложениями, песчано-сланцевыми и рифогенными. Иногда верхнетриасовые отложения согласно перекрываются нижней юрой, иногда на них несогласно залегают верхнеюрские отложения. В *Срединном Памире* распространены отложения триаса в лагунно-континентальных фациях с многочисленной флорой. В *Юго-Западном Памире* распространены нерасчлененные пермско-триасово-нижнеюрские отложения, представленные вулканогенно-осадочными образованиями. Складчатые разрезы триаса приурочены и к юго-восточной части Памира. К концу среднего и в позднем триасе

погружение этой зоны приобретает устойчивый характер и большую интенсивность, что обусловило накопление огромной массы тонкообломочного материала. К концу триаса вся эта зона вновь испытала поднятия. Морской *юрский бассейн*, расположенный на юго-востоке Памира, постепенно в течение периода распространился в Центральный Памир. Дважды устанавливаются проявления вулканизма – в начале юры и в конце среднеюрской эпохи. *Нижнемеловые отложения* известны в Центральном Памире, где они согласно залегают на позднем триасе и палеозое и представлены красноцветными конгломератами с покровами порфиринов и их туфов. В *Юго-Восточном Памире* известны детритовые известняки берриаса, залегающие согласно на карбонатных отложениях поздней юры. Отложения *верхнего мела* распространены в основном в Центральном Памире, где они представлены розовыми и красными известняками. В мелу широко проявился гранитоидный магматизм, что свидетельствует о том, что активный режим развития области сменился орогенным. В срединном и Южном Памире формируются мезозоиды. *Палеогеновые отложения*, развитые, главным образом, в Центральном Памире, представлены кислыми и основными вулканитами, конгломератами, песчаниками, мергелями и известняками с морскими двустворками. По сути дела, в это время наметился переход территории к платформенному режиму развития, который, однако, просуществовал очень недолго. В *неогене* Памир был вовлечен в интенсивную альпийскую активизацию и стал воздымающейся горной страной. Молассовые отложения неогена сохранились лишь в отдельных впадинах и приразломных грабенах. В неоген-антропогеновое время альпийские движения создали сложную покровно-складчатую структуру территории. Значительную роль при этом играли крупномасштабные сдвиги. Блочные движения создали резкий современный рельеф этой области.

Полезные ископаемые Памира. В пределах Памира основная минерализация и проявления полезных ископаемых связаны с разновозрастными магматическими комплексами, а также с метаморфическими докембрийскими образованиями. На

Северном Памире с каменноугольными интрузиями связаны *магнетит-пирротиновые руды*, а также жильное *полиметаллическое оруденение*. В зоне Центрального Памира с меловыми и палеогеновыми гранитоидами генетически связаны проявления *горного хрусталя*, *молибденовое оруденение*, *скарновые месторождения с сульфидной минерализацией*. С массивами гранитоидов олигоцена-неогена связаны месторождения *вольфрама* и *молибдена*. С высокоглиноземистыми гранитами, сформировавшимися в конце триаса – начале юры, связаны *олово*, жилы *редкометалльных пегматитов*, а также жилы с вольфрамитом. В докембрийских комплексах и гранитных массивах известны драгоценные и поделочные камни: *лазурит*, *рубин*, *благородная шпинель*, *горный хрусталь*. К осадочным формациям приурочены *проявления бокситов* (в карбонатных толщах Центрального Памира, на границе перми и триаса), а также *угля* (в основании юры Юго-Восточного Памира).

6. ОБЛАСТИ ТИХООКЕАНСКОГО ПОЯСА МЕЗОЗОЙСКОЙ И КАЙНОЗОЙСКОЙ (АЛЬПИЙСКОЙ) СКЛАДЧАТОСТИ

6.1. Верхояно-Чукотская и Камчатско-Корякская области

Северо-Восток России – весьма крупный по площади регион, расположенный в зоне, тектонически активной в течение мезозоя и кайнозоя. Геологические границы рассматриваемых областей следующие: на западе – *Приверхоянский краевой и Сетте-Дабаюкий перикратонный прогибы*, которые являются структурами, пограничными между Сибирской платформой и Верхояно-Чукотской складчатой областью; на востоке *Курило-Камчатский глубоководный желоб*, обрамляющий зону сочленения северо-востока Азии с Тихим океаном и западный берег Берингова моря; на юге – северное побережье Японского моря; на севере – берега морей Лаптевых (восточная часть), Восточно-Сибирского и Чукотского морей. В рассматриваемый регион входят две складчатые области – мезозойская *Верхояно-Чукотская* и кайнозойская *Камчатско-Корякская* (рис. 6.1).

История геологического развития Верхояно-Чукотской и Камчатско-Корякской областей.

1. Докембрийский (архей – протерозой) этап. Наиболее древние кристаллические комплексы (древнее 3,5 млрд лет) на территории Востока России известны на Тайгоносском, Омолонском и Охотском массивах, где они выступают в виде различных по форме и размерам блоков. В пределах *Охотского массива* архейская *охотская серия* (21 км) представлена в основании амфиболовыми гнейсами, амфиболитами, амфибол-пироксеновыми сланцами. Выше залегают гнейсы и подчиненные им основные сланцы. Абсолютный возраст основных кристаллосланцев 3700 + 500 млн лет (архей). На Омолонском массиве протерозойские отложения залегают с перерывом и угловым несогласием на отложениях верхнего архея.

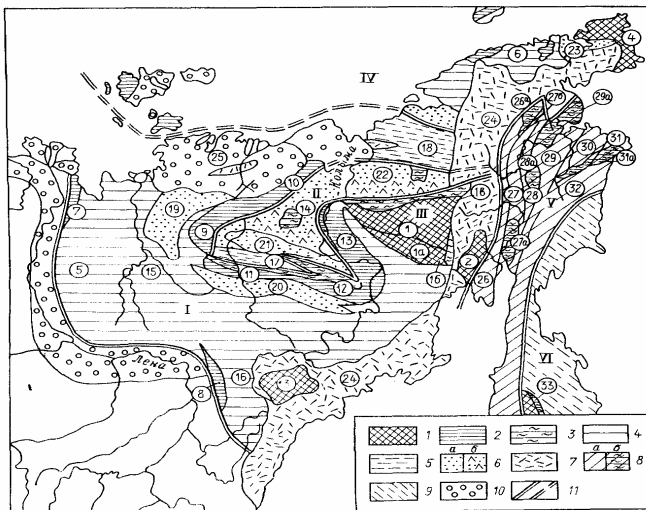


Рис. 6.1. Тектоническая зональность Северо-Востока ЧНГ:

- 1 – массивы с выходами дорифейского фундамента; 2 – горстоподобные поднятия рифея – среднего палеозоя, сформированные на континентальной коре;
 3 – горстоподобные поднятия рифея – среднего палеозоя, сформированные на океанической и переходной коре; 4 – складчатые зоны, сложенные верхним палеозоем – нижним мезозоем (верхний комплекс), сформированные на субконтинентальной коре;
 5 – складчатые зоны мезозоя, сформированные на переходной или океанической коре;
 6 – среднеюрские впадины, заполненные: а – терригенными, б – вулcano-терригенными осадками; 7 – вулcano-плутонические комплексы мелового возраста; 8 – мезозойды (ларамиды): а – мезо-кайнозойские складчатые комплексы, б – палеозойские террейны; 9 – кайнозойды (альпиды); 10 – кайнозойский чехол молодой Восточно-сибирской плиты; 11 – границы между палеозойскими мегазонами
- Палеозойские структурно-формационные мегазоны:** I – Яно-Колымская; II – Алазейско-Олойская; III – Оломонская; IV – Новосибирско-Чукотская; V – Корякская; VI – Олоторско-Камчатская. Структуры (цифры в кружках):
- I–4 – архейско-раннепротерозойские массивы:** 1 – Оломонский; **Подзоны:** 1а – Коркодонская, 1б – Гижигинская, 1в – Березовская; 2 – Тайгоносский; 3 – Охотский; 4 – Чукотский. **Рифейско-палеозойские горст-антиклинорий и поднятия:** 5 – Верхоянский; 6 – Чукотский; 7 – Хараулахское; 8 – Сете-Дабанское, 9 – Полоусенское; 10 – Улахан-Тасское; 11 – Тасхахтаское; 12 – Омудевское; 13 – Прикольмское; 14 – Алазейское; синклинорий: 15 – Яно-Колымский; 16 – Южно-Верхоянский; **Складчатые зоны с мезозойскими субконтинентальными и океаническими осадками:** 17 – Илин-Таская; 18 – Анюйская; **Верхнемезозойские межгорные впадины:** 19 – Олджойская; 20 – Иньяли-Дебинская, 21 – Зырянская; 22 – Олойская; 23 – Раучуанская; 24 – Охотско-Чукотский вулканический пояс; 25 – Корякская складчатая область. **Зоны:** 26 – Кони-Тайгоноская; 27 – Пенжинско-Анадырская; 28 – Толовско-Майнская; 29 – Кулюльско-Алганская; 30 – Майницкая; 31 – Алькатваамская; 32 – Хатырская. **Террейны:** 26а – Усть-Бельский; 27а – Пенжинский; 27б – Пекульнейский; 28а – Ваежский; 29а – Капчаланский; 31а – Эконайский; 33 – блок Срединного хребта

Они представлены гнейсами, амфиболитами и кварцитами, среди которых отмечены залежи железистых кварцитов. В рифее, после начала образования чехла Сибирской платформы, в этой системе на умеренно подвижном основании начинают накапливаться карбонатно-терригенные отложения. Межблоковые области представляли собой авлакогены. Развитие авлакогенно-перикратонных структур сопровождалось магматическими процессами. Известны траппы, возникшие в рифее и на границе рифея и кембрия.

2. Венд-кембрийский этап. Кембрий тесно связан с подстилающим его вендским комплексом, залегает на нем согласно или с незначительным размывом. В Яно-Колымской мегазоне венд-кембрийские отложения представлены преимущественно известняками, доломитами, мергелями, в меньшей степени – терригенными породами; местами характерна пестроцветность. В верхах нижнего–низах среднего кембрия наблюдаются пачки битуминозных известняков и кремнистых аргиллитов (*иниканская свита* и ее аналоги). Мощность кембрийских отложений изменяется от 500–550 м до 3 км и более.

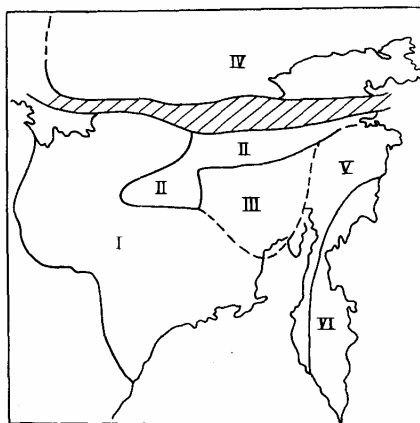


Рис. 6.2. Палеозойские структурные мегазоны Северо-Востока СНГ: Римскими цифрами обозначены мегазоны (усл. обозн. см. на рис. 6.1).

Заштрихованная площадь отвечает наложенной Анюйской мезозойской рифтовой (океанической) зоне

3. Ордовикский этап. Ордовикские отложения в большинстве разрезов залегают трансгрессивно на кембрийских и более древних. Литологический состав ордовикских отложений разнообразен, отмечаются как глубоководные, так и мелководные карбонатно-терригенные отложения. На северной периферии Омулевского поднятия описаны мощные (до 3,5 км), по-видимому, глубоководные терригенно-вулканогенные и кремнисто-терригенные отложения ордовика, содержащие субщелочные, калиевые базальты и их туфы. В основании разреза отмечается осадочная толща, состоящая из обломков серпентинитов. Можно предполагать, что еще дальше к северу батиальные комплексы ордовика сменяются океаническими, однако проверить это предположение не удастся из-за плохой обнаженности. Разрезы ордовика Омолонской мегазоны представлены известняками, красноцветными песчаниками, алевролитами, конгломератами общей мощностью от 650 до 1700 м.

4. Силурийский этап. Силурийские отложения известны в основном в тех же районах, что и ордовикские, но имеют меньшее распространение. Для нижнего силура в целом характерно сочетание карбонатных и терригенных пород; отмечается присутствие глинисто-кремнистых сланцев, спонголитов, фтанитов, с которыми ассоциируют турбидиты и пелитоморфные известняки. Мощность нижнего силура 400–1000 м. По граптолитам выделен ряд зон. Верхний силур преимущественно карбонатный, охарактеризован бентосной фауной; представлен доломитами, мергелями, алевролитами, мощностью 400–900 м. Верхам разреза характерна загипсованность и красноцветность. На северо-западе Омулевского поднятия в силуре отмечаются туфы и трахибазальты. В Новосибирско-Чукотской мегазоне, на Чукотском полуострове, в тех же районах, где известны разрезы ордовика, силур представлен в низах терригенно-карбонатными отложениями с граптолитами, а в верхах – доломитами. Мощность 300 м. В Корякской мегазоне силур, развитый примерно в тех же районах, где и ордовик, представлен вулканогенными толщами основного и среднего состава, туфами, терригенными породами.

5. Девонский этап. Девонское время характеризуется резкой активизацией тектонических движений, что вызвало большую дифференциацию фациальных обстановок и геодинамических условий по сравнению с силуrom. В значительной части разрезов Яно-Колымской мегазоны девонские отложения согласно залегают на силурийских. Отложения представлены известняками и доломитами (мощность 350–400 м), согласно залегающими на карбонатах силура. В основании живета залегают конгломераты, в верхах живета установлены линзы гипсов. Мощность живета до 600 м. В живетских отложениях местами содержатся покровы базальтов, распространение которых становится повсеместным в низах франского яруса. Верхний девон, мощностью до 1500–2000 м, представлен в целом преимущественно известняками и доломитами; в подчиненном количестве развиты красноцветные терригенные породы; отмечаются линзы гипсов, ангидритов. Базальты встречаются на нескольких стратиграфических уровнях.

Девон в обрамлении Омолонского массива фациально очень дифференцирован; разрезы меняются от континентальных вулканогенных в центральной части этой зоны до морских, относительно глубоководных осадочных или вулканогетю-осадочных по периферии. В Новосибирско-Чукотской мегазоне выделяются разрезы двух типов — карбонатного (более северного) и терригенного. В Корякской мегазоне известны выходы эйфельских известняков, а также толщи терригенно-карбонатных пород с прослоями кремнистых сланцев (мощность 700–750 м до 1500 м).

6. Каменноугольный этап. В турнейское и визейское время карбона существенное изменение структурного плана региона не происходило. Резкий перелом в характере осадконакопления намечается в начале серпуховского века, когда происходит накопление мощной терригенной *верхоянской серии*, которое завершилось в мезозое.

7. Пермский этап. Пермские отложения, составляющие часть *верхоянской серии*, тесно связаны с каменноугольными, лежащими в основании этой серии. Важно отметить, что в

течение карбона и перми Корякская мегазона характеризовалась развитием теплолюбивой фауны с наличием рифогенных известняков (разрезы сходны с разрезами Средиземноморского пояса), тогда как Яно-Колымская и Оломонская мегазоны относились к бореальной провинции со специфическими холоднолюбивыми, обедненными, обычно эндемичными и угнетенными формами. Это позволило исследователям предполагать наличие чужеродных блоков (террейнов) в составе структур Северо-Востока России. Нередко для объяснения способа передвижения террейнов привлекается гипотеза о гигантских сдвигах вдоль Тихоокеанского кольца.

8. Раннемезозойский этап (ранний–средний триас). На рубеже палеозоя и мезозоя на значительной части территории Северо-Востока России продолжалось формирование геосинклинальной терригенной *верхоянской серии* отлагавшейся в подвижных (геосинклинальных) условиях. В Северо-Восточном регионе нижне-среднетриасовые отложения развиты исключительно широко, главным образом в его западной и северо-восточной частях. Среди них можно выделить два основных типа разрезов: чисто осадочный, представленный мощными монотонными морскими терригенными толщами, и субплатформенный, характеризующийся малыми мощностями, стратиграфической неполнотой, повышенной карбонатностью и фосфоритоносностью и насыщенностью органическими остатками. Как в том, так и в другом типах разрезов локально присутствует вулканогенный материал, играющий резко подчиненную роль.

9. Среднемезозойский этап (поздний триас–валанжин). Средний мезозой – время максимальной активности подвижных (геосинклинальных) процессов в мезозоидах Северо-Востока России. Широчайшая поздне-триасовая трансгрессия охватила большую часть его территории. Интенсивное прогибание подвижной области привело к накоплению мощных осадочных отложений, а вслед за этим интенсивные складчатые движения создали наблюдаемый теперь структурный план. С середины келловейского века начался новый цикл поднятий, приведший к концу поздней юры к ликвидации морского режима на большей части территории региона.

10. Позднемезозойский этап (готерив – маастрихт).

Позднемезозойский этап отличался сложностью и многообразием тектонических обстановок. Северо-Восточный регион уже в конце раннего мела вступил в сводово-глыбовый этап своего развития, в течение которого продолжали развиваться краевые и остаточные прогибы и впадины, заполнявшиеся молассами. В восточной части Северо-Восточного региона для позднемезозойского этапа характерны, главным образом, флишоидные и флишевые формации, переходящие в конце раннего и в позднем мелу в молассы. В Северо-Восточном регионе по характеру разрезов выделены мегазоны, которые группируются в три основных типа. Первый тип представлен *Верхоянской* и *Чукотской зонами*. Им свойственны в целом чисто осадочные терригенные разрезы. Второй тип разреза, приближающийся к «подвижному» (эвгеосинклинальному), характерен для *Олойской мегазоны*. В них развиты мощные, местами непрерывные насыщенные продуктами подводных извержений разрезы верхнетриасовых–кимериджских отложений. Наиболее мощные толщи вулканитов (до 1–1,5 км) позднеюрского возраста установлены в северо-восточной части Олойской мегазоны, где мощность отдельных горизонтов лав (базальтов, андезитов, трахибазальтов) составляет 200–300 м. Третий тип мегазоны резко отличается от двух предыдущих и включает Омолонскую мегазону с субплатформенным характером разреза.

11. Раннекайнозойский (палеогеновый) этап. Главной особенностью раннекайнозойского этапа был его переходный характер. Многие структурные элементы позднего мезозоя (Восточно-Камчатский регион и др.) заканчивали свое развитие в раннекайнозойское время. С другой стороны, во второй половине палеогена начал формироваться тектонический план, характерный для неогенового и четвертичного периодов, в которых происходило развитие островных дуг. В Верхояно-Чукотской области происходило выравнивание рельефа с локальным проявлением нисходящих движений. Палеоген представлен континентальными терригенно-осадочными и вулканогенными образованиями сравнительно небольшой

мощности (не более 1 км). В восточной части региона палеогеновые отложения сложены мощной вулканогенной толщей – базальтами, туфопесчаниками, риолитами, дацитами, спилитами, диабазами. В основании разреза лежат офиолиты – фрагменты коры окраины Тихого океана, включенные в состав континента.

12. Позднекайнозойский (неогеновый) этап. В Притихоокеанском регионе в позднекайнозойское время наиболее интенсивные тектономагматические процессы были связаны с развитием Курило-Камчатской системы островных дуг. В ходе этого процесса произошло еще более резкое обособление Корякской зоны от Западно-Камчатской; стерлись различия между Камчатской зоной Западно-Камчатско-Корякской системы и Восточно-Камчатской подвижной системой, и образовалась Курило-Южно-Камчатская островная дуга и Южно-Охотский задуговый океанический бассейн. Почти на всей территории Корякской зоны установился континентальный режим. В позднем кайнозое основные тектонические события развернулись на крайнем востоке Азии, где в это время сформировались главные структурные элементы современной переходной зоны между Азиатским континентом и Тихим океаном: окраинные моря с глубоководными впадинами, островные дуги и глубоководные желоба. Возникшая в конце палеогена и начале неогена система разломов обусловила почти повсеместное синхронное начало вулканизма и связанного с ним интрузивного магматизма специфического типа, характеризующегося широким развитием пород среднего состава.

13. Четвертичный период. Четвертичные отложения занимают большую территорию на севере Верхояно-Курильской складчатой системы, покрывают обширные пространства в низовьях рек Лены, Яны, Индигирки, Алазеи и Колымы. Они представлены различными континентальными образованиями.

Полезные ископаемые Верхояно-Чукотской и Камчатско-Корякской областей. Комплексы раннего докембрия Северо-Востока России несут разнообразную по возрасту, вещественному составу и генезису рудную минерализацию. С докембрийскими образованиями осадочного генезиса связаны хемогенные осадки железа, бора, фосфора и

сульфидов, алюминия и россыпей устойчивых минералов (циркона, ортита, рутила, касситерита и других продуктов переотложенных кор выветривания), а магматическими образованиями основного состава – повышенные концентрации графита, сульфидов, золота и меди. С палеозойскими образованиями связаны: свинцово-цинковое оруденение, приуроченное к доломитовым горизонтам живетского яруса (Омулевская зона) и нижнего карбона (Северное Верхоянье); медистые песчаники в Омулевской зоне приурочены к силурийской осадочно-вулканогенной толще; в Приверхоянье отмечается наличие пластов гипса и ангидрита среди отложений верхнего карбона – нижней перми. Скарново-железорудные, золото-сульфидные и золото-кварцевые проявления в пределах Омолонского и Охотского массивов ассоциируют с гранитоидами абкитского комплекса. Раннемезозойская минерализация представлена лишь незначительными проявлениями меди, реже золота, полиметаллов и горного хрусталя, приуроченными к нижнетриасовым габбро-диабазовым комплексам, достаточно широко распространенным в Северо-Восточном регионе. К среднемезозойскому времени относится формирование одной из известных металлогенических структур северо-востока России – Яно-Колымского золотоносного пояса, а также Алданской золотоносной провинции и, вероятно, золотоносных и оловоносных районов Чукотки. На территории Чукотской складчатой системы расположена группа Чаунско-Чукотских угольных месторождений. На Колыме расположен крупный угольный бассейн с углями наиболее ценных марок раннемелового возраста. На Омолонском массиве происходило формирование угленосных отложений верхнеюрско-валанжинского возраста. С мезозойским, преимущественно нижнемеловым комплексом пород, связаны также перспективы газоносности Зырянской впадины и нефтегазоносности Зейско-Буреинской впадины. Оловоносные металлогенические зоны позднего мезозоя расположены в Южно-Верхоянской и Верхояно-Колымской провинции и др. В Олойской зоне известно Баимское (Находкинское) медно-порфировое

месторождение. В позднекайнозойской время в неогене и плейстоцене магматическая активность, сопровождающаяся рудообразованием, целиком сместилась в Притихоокеанский регион – внутреннюю зону Тихоокеанского рудного пояса. Для этого региона характерна рудоносная структура, которой является Курило-Камчатская система островных дуг с андезитовым вулканизмом, с ней связан широкий спектр оруденения — золото, серебро, полиметаллы, медь, ртуть, сера и др.

6.2. Монголо-Охотская, Сихотэ-Алинская и Сахалинская складчатые области Дальнего Востока России

Рассматриваемые области ограничиваются с севера Сибирской платформой и Забайкальскими протерозойскими складчатыми структурами. Северная граница проходит по Монголо-Охотскому разлому, с юга граница региона Дальнего Востока уходит за пределы России. В состав Дальнего Востока входит Монголо-Охотская область, в которой выделяются *Джудинская, Даурская, Агинская складчатые зоны, Амуро-Зейский, Удский и Торомский синклиории, Джагданско-Тукургинский антиклинорий*. Все эти структуры заложились на палеозойском основании. Кроме этого здесь установлены древние массивы – *Аргунско-Верхнеамурский и Буреинский*. К Монголо-Охотской области примыкает Сихотэ-Алинская область с древним *Ханкайским массивом*, где, кроме того, выделяются *Центральный Сихотэ-Алинский антиклинорий, Западно- и Восточно-Сихотэ-Алинские синклиории мезозойд*. Выделяются кайнозойские структуры – *Сахалинский складчатый пояс и прибрежный Сихотэ-Алинский плутонический пояс*. Кроме этого, в пределах области можно выделить ранне-среднепалеозойские тектонические мегазоны – *Забайкало-Сибирскую (континентальную), Агинско-Джагдинскую (с субокеанической корой), Аргуно-Хинганскую (субконтинентальную) и Приморскую (окраинно-континентальную и океаническую) (рис. 6.3).*

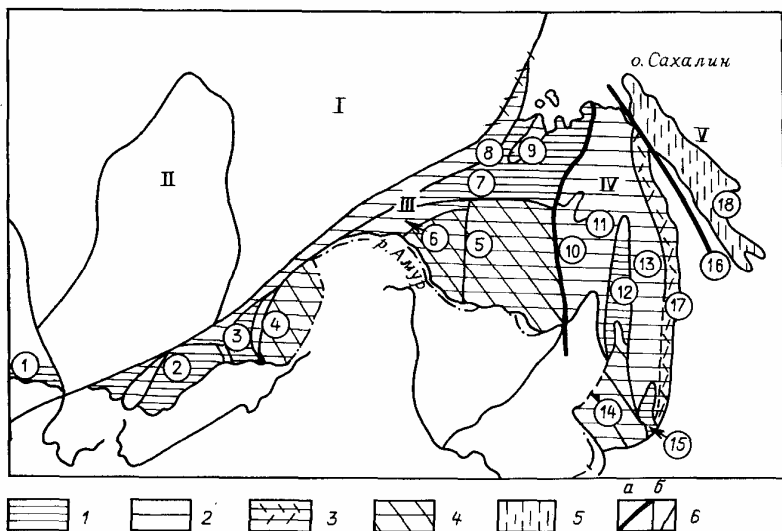


Рис. 6.3. Структурное районирование Дальнего Востока СНГ:
 I – Сибирская платформа, II – Забайкальские протерозойские складчатые зоны; III – Монголо-Охотский пояс мезозойских;
 IV – Сихотэ-Алинский складчатый пояс мезозойских; V – Сахалинский пояс кайнозойской складчатости 1–4 – мезозойские: 1 – антиклинорий с преобладающими палеозойскими комплексами, 2 – синклинорий с преобладающими мезозойскими осадками; 3 – меловые и палеогеновые вулканоплутонические комплексы; 4 – срединные массивы мезозойских, консолидированные в протерозое и частично в палеозое;
 5 – кайнозойская складчатая зона; 6 – границы мегазон (а) и зон (б)
Зоны, массивы (цифры в кружках): 1 – Джидинская; 2 – Даурская; 3 – Агинская зона; 4 – Аргунско – Верхнеамурский массив; 5 – Бурейнский массив; 6 – Амуро-Зейская складчатая зона (синклинорий); 7 – Джагдино-Тукурингский массив; 8 – Торомский синклинорий; 9 – Удский синклинорий; 10 – Главный Сихотэ-Алинский глубинный разлом; 11 – Западно-Сихотэ-Алинский синклинорий; 12 – Центрально-Сихотэ-Алинский антиклинорий; 13 – Восточно-Сихотэ-Алинский синклинорий; 14 – Ханкайский массив; 15 – Прибрежный антиклинорий; 16 – Главный Охотский глубинный разлом; 17 – Восточно-Сихотэ-Алинский вулканоплутонический пояс (мел – палеоген); 18 – Сахалинский складчатый пояс

История геологического развития Дальневосточной складчатой области

1. Архей-протерозойский этап. В Дальневосточном регионе фиксируются преимущественно проявления позднеархейской геологической деятельности, соответствующие интервалу 3,2–2,5 млрд лет. Породы архейского возраста выделены в *Буреинском* и *Ханкайском массивах* и представлены графитовыми и клинопироксеновыми мраморами, переслаивающимися с гнейсами и сланцами. Раннепротерозойские образования обнажаются в тектонических блоках и ядрах антиклинальных структур складчатых систем. На *Буреинском массиве* к нижнему протерозою принято относить биотитовые, биотит-амфиболовые гнейсы, реже кварциты и амфиболиты. В архее-протерозое произошло становление *Буреинского* и *Ханкайского массивов*, составлявших в то время единое целое.

2. Венд-ордовикский этап. Реликты кембрийской субокеанической коры выявляются на периферии Агинско-Джагдинской палеозойской мегазоны, в *Джагдино-Тукурингской зоне*. Здесь известен нижний и верхний кембрий. Нижний кембрий представлен яшмами, глинисто-кремнистыми сланцами, базальтами, их туфами и известняками. Верхи разреза нижнего кембрия представлены терригенными породами с пластами яшм и водорослевых известняков. Средний кембрий отсутствует. Верхний кембрий представлен песчаниками с прослоями и линзами яшм, базальтов, известняков, микрокварцитов, фосфоритов. Выше залегают мощные рифогенные известняки с фосфоритами. В *Аргуно-Хинганской мегазоне* венд-кембрийские отложения характеризуют чехол микроконтинентов и в общих чертах сходны с отложениями Сибирского континента. Ордовикские отложения тесно связаны с верхнекембрийскими, имеют преимущественно терригенный состав, нередко их трудно отделить.

3. Силурийско-каменноугольный этап. Силурийские отложения обычно лежат с разрывом на верхнем протерозое, кембрии и ордовике. Они представлены осадочными и осадочно-вулканогенными отложениями глубоких трогов мощностью первые тысячи м. В девоне процесс развития глубоководных прогибов с терригенно-вулканогенно-

кремнистым осадконакоплением, начавшийся в силуре, продолжался. Разрезы девона отличаются большой мощностью, достигающих иногда 10 км. Среди отложений ведущее место принадлежит осадочным, преимущественно терригенно-карбонатным породам, хотя нередко отмечаются и вулканогенные отложения различного состава. Распределение и литологический состав *каменноугольных осадков* подчиняются закономерностям, определившимися в девоне. В разрезах карбона также присутствуют осадочные отложения терригенно-карбонатного состава с подчиненной ролью вулканогенных. Эти толщи также характеризуется большой мощностью (до 10 км).

4. Пермский этап. В пермское время в тектоническом развитии региона наступила коллизионная стадия: Сибирский континент сблизился с континентальными блоками *Аргуно-Хинганской* зоны, которые к этому времени, возможно, сгруппировались также в подобие единого континента. Коллизия, видимо, была связана с развитием зоны субдукции. В пермское время южная окраина Сибирского континента (Селенгино-Яблоновая зона и Становой хребт) характеризовалась формированием субщелочного вулканоплутонического пояса; зона субдукции, по-видимому, переместилась под эту окраину. Восточно-северо-восточным продолжением этой зоны служила, вероятно, позднепалеозойско-раннемезозойская островная дуга. Развитее на границе Ханкайской и Восточно-Сихотэ-Алинской зоны мощные (до 4000 м) толщи эффузивов среднего и кислого состава и связанные с ними континентальные и мелководные песчаники, алевролиты, с остатками флоры и пластами каменного угля, рифовые массивы принадлежат, вероятно, вулканоплутоническому поясу над зоной субдукции, возникшему в начале перми на границе континентальной и океанической коры. Восточнее пояса в условиях континентального склона формировалась мощная (более 3000 м) толща песчаников, алевролитов, кремнистых пород; возникали олистостромы.

5. Триасовый этап. Рассматриваемый регион в раннем мезозое также характеризуется преобладанием поднятий.

Буреинский и Ханкайский массивы по-прежнему испытывали преимущественное воздымание. Сихотэ-Алинская система в раннем мезозое в связи с общей инверсией почти целиком вышла из-под уровня моря. Тектонические движения, сопровождавшиеся регрессией моря в конце раннего и среднего триаса были более интенсивными и продолжительными на юге Дальнего Востока, чем на севере. Триасовому этапу свойственны синелированность обстановок аккумуляции осадков, близкий гранулометрический состав. Вместе с тем триасовый этап можно рассматривать как начальный в новом мезозойском цикле тектогенеза, завершившемся формированием складчатых структур мезозойских. На Дальнем Востоке отложения среднего и нижнего триаса представлены терригенными толщами сравнительно небольшой мощности. Сихотэ-Алинская зона отличается накоплением мощных терригенно-кремнисто-вулканогенных верхнетриасовых толщ. Верхнетриасовые отложения занимают в пределах рассматриваемой территории огромные площади и представлены в основном терригенными, отчасти вулканогенно-терригенными морскими образованиями большой мощности (до 20 км). Наземные осадочные и вулканогенные породы играют резко подчиненную роль.

6. Юрско-меловой этап. Конец триаса и начало юры в Дальневосточном регионе характеризуется общим поднятием территории. Морское осадконакопление, видимо, продолжалось в это время лишь в узких вулканических трогах, приуроченных к крупным разрывам. Начало юры характеризуется оживлением вулканической деятельности. В подвижных бассейнах сложилась обстановка умеренного глубокого моря, где формировались мощные флишеидные толщи. Отложения юры занимают значительные площади и представлены морскими, прибрежно-морскими и континентальными образованиями, преимущественно терригенного, отчасти вулканогенно-терригенного состава. Среднепозднеюрская стадия развития рассматриваемого региона является закономерным продолжением эпохи мезозойской активизации разнообразных (гетерогенных) структур южного

обрамления Сибирской платформы и палеозоид Монголо-Охотской складчатой области. Ведущий тип тектогенеза этой стадии – формирование обширных сводных поднятий – Станового и Даурского, наложенных на разновозрастные докембрийские и палеозойские структуры. Исключение составляют Верхнеамурская и Джагдинская зоны, где сохранились морские прогибы, заполненные флишем и молассами. Эти прогибы сопряжены с Сихотэ-Алинской подвижной зоной. В меловое время на территории Буреинского и Ханкайского массивов проявились сводово-глыбовые и блоковые воздымания. В западной части Дальневосточного региона в течение позднего мезозойского этапа продолжали развиваться краевые и остаточные прогибы и впадины, заполнявшиеся молассами.

7. Кайнозойский этап. Осадочные и вулканогенные образования раннего палеогена (палеоцен), весьма ограниченные по площади. Это угленосные свиты и подстилающие их песчано-галечниковые отложения. Ханкайский массив на протяжении почти всего палеогена представлял собой денудационную равнину, где существовали условия, благоприятные для образования каолиновых кор выветривания. В пределах Сахалинской зоны палеоцен известен лишь в Западном Сахалине, распространяясь на всем его протяжении и достигая мощности 1200 м. Представлен он угленосными отложениями. В отличие от палеоцена, эоценовые отложения в пределах региона распространены достаточно широко. Представлены они угленосными отложениями и синхронными им вулканитами в пределах Восточно-Сихотэ-Алинского пояса. Олигоценные отложения представлены толщами тонкообломочных алевролитоглинистых и глинисто-туффитовых пород, представляющих фации обширных озер. Неоген представлен терригенными осадками, иногда с существенной примесью тонкого пирокластического материала.

В позднем кайнозое происходит «сочленение» Дальневосточного и Северо-Восточного регионов, образовавших северо-восточную часть современного Азиатского континента.

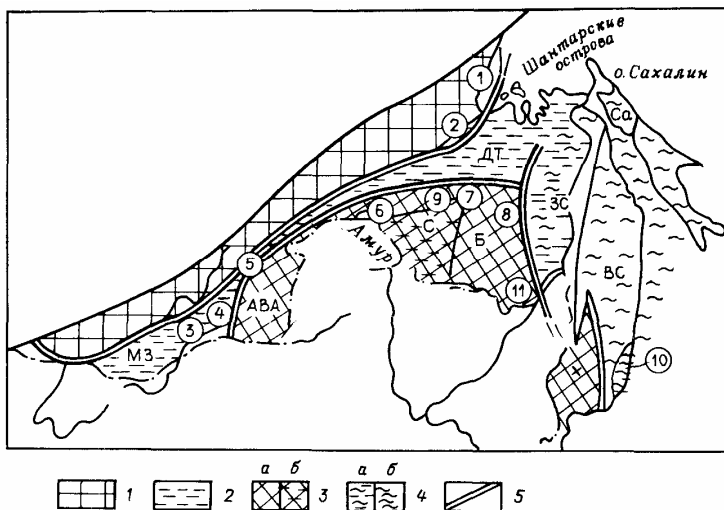


Рис. 6.4. Структурно-формационная зональность Дальнего Востока в палеозое (без палинспастической реконструкций):

Мегазоны:

- 1 – Забайкало-Сибирская (часть Сибирского континента);
- 2 – Агинско-Джагдинская (периферия океанической Хангай-Хэнтейской зоны Монголии; кора переходного типа);
- 3 – Аргуно-Хинганская мегазона с континентальной (а) и переходной (б) земной корой (первично, возможно, было несколько микроконтинентов);
- 4 – Приморская мегазона с переходной (а) и океанической (б) корой, возможно с террейнами; 5 – граница мегазон.

Крупные зоны осадконакопления:

- МЗ – Монголо-Забайкальская, ДТ – Джагдино-Тукурингская,
- АВА – Аргунско-Верхнеамурская, С – Селемджинская, Б – Бурейнская,
- Х – Ханкайская, ЗС – Западно-Сихотэ-Алинская,
- ВС – Восточно-Сихотэ-Алинская.

Зоны (цифры в кружках):

- 1 – Аянская; 2 – Шевлинская; 3 – Агинская; 4 – Восточно – Агинская;
- 5 – Борщевочная; 6 – Верхнеамурская; 7 – Мынская; 8 – Мельгинская;
- 9 – Мамынская; 10 – Урумнская; 11 – Прибрежная

Полезные ископаемые Дальневосточной складчатой области. Значение позднпротерозойского раннепалеозойского этапа определяется стратиформным свинцово-цинковым и

медным оруденением, оловорудными и железорудными месторождениями Ханкайского и Буреинского массивов и др. Марганцевые руды Буреинского и Ханкайского массивов входят в состав рудоносных свит терригенно-карбонатных комплексов. На Буреинском массиве оконтурены Южно-Хинганское, Биджанское, Теплоозерское месторождения. Графитовые месторождения и проявления наиболее многочисленны на территории Буреинского массива.

Эндогенная минерализация позднепалеозойского возраста представлена широким спектром проявлений *черных, цветных, редких и благородных металлов*. Однако практический интерес в настоящее время представляет только *золотоносность* Амуро-Охотской складчатой системы. Для экзогенных полезных ископаемых поздний мезозой является крупнейшей эпохой *угленакопления* на Востоке Азии. Процессы угленакопления в Дальневосточном регионе протекали на Ханкайском и Буреинском массивах. Углесодержащей толщей являются осадки готерив-альбского возраста мощностью до 1200 м (Раздольненский угольный бассейн).

Ранний кайнозой знаменует собой финальную металлогению мезозоид Востока России, обязанную завершению орогенического развития континентальных складчатых систем и тектономагматической активизации древних сооружений. В Дальневосточном регионе образуются *оловянное и олово-полиметаллическое оруденения*, а в палеоцене начинает формироваться *золото-серебряное оруденение* Восточно-Сихотэ-Алинского вулканогена. В пределах континентальной части территории данный этап выделяется как крупнейшая эпоха сурьмяно-ртутного оруденения. К неогеновым отложениям приурочены залежи *нефти и газа* на о. Сахалин, а также большинство из известных месторождений Тихоокеанского пояса (Аляска, Япония, Индонезия и т. д.).

6.3. Курильские и Командорские острова

Курильские и Командорские острова. Курильские и Командорские острова относятся к типичным островным дугам. Курильская островная дуга – поднятие антиклинального типа, состоит из двух островных дуг – внутренней Большой

Курильской гряды и внешней – Малой Курильской. гряды. Продольные и поперечные разломы обуславливают блоковый характер подвижек Курильских островов. Разломы фиксируются линейным расположением вулканов и кулисообразным расположением островов. Курильские острова отличаются высокой сейсмичностью с интенсивностью на поверхности 9 баллов. Курило-Камчатская зона по степени проявления современного вулканизма – самая активная в Тихоокеанском кольце. Лавы новейшего магматизма преимущественно андезито-базальтовые и базальтовые.

Кроме современных магматических образований, на островах Малой Курильской гряды (о. Шикотан и др.) известны меловые отложения, получившие название «формация Шикотан». Формация представлена эффузивно-туфогенными комплексами – базальтами, шаровыми лавами, туфопесчаниками, туфоконгломератами, в верхней части разреза сменяющимися преимущественно осадочными породами – песчаниками, известняками, туфами, туффитами. Мощность этих меловых отложений 500–700 м. Палеоген на Курилах фаунистически не доказан. Отложения неогена представлены туфогенными и пирокластическими породами с прослоями аргиллитов и алевролитов и покровами андезито-базальтов мощностью 4500 м.

Командорские острова – часть Алеутской складчатой дуги, которая прослеживается от п-ова Камчатка до Аляски. По данным сейсморазведки, Алеутский хребет – шов утолщенной океанической коры, на который наложена цепь вулканов. Мезозойский комплекс Алеутских островов собран в складки, в кайнозойском комплексе складчатые дислокации не установлены. Командорские о-ва, как и Курильские, отличаются высокой сейсмичностью. На Командорских о-вах обнажаются лишь кайнозойские вулканогенные породы. Наиболее древние среди них – вулканогенные породы эоцена, они представлены пирокластами, переслаивающимися с туфопесчаниками. Мощность их 2,5 км. Выше согласно залегает комплекс вулканогенных пород олигоцена-миоцена, сложенный эффузивами щитовых вулканов, туфами мощностью до 1 км. Плиоцен представлен потоками лав, грязевыми потоками мощностью до 300 м.

7. ОКРАИННЫЕ МОРЯ ТИХООКЕАНСКОГО И АРКТИЧЕСКОГО ПОЯСОВ

7.1. Окраинные моря Тихоокеанского пояса

Общеизвестно, что на западном обрамлении активных окраин Тихого океана присутствует вереница морей, протягивающихся субпараллельно побережью океана. Их заложение объясняется как следствие субдукционных процессов на западе Тихого океана, вызванных пододвиганием океанической литосферы под Азиатский континент. Такие моря в геологической литературе получили название "Окраинные моря". Вкратце охарактеризуем их.

Чукотское море. Границы его со смежными морями условны. На севере граница моря совпадает с бровкой континентального склона, а на юге – с зоной распространения складчатых структур Чукотского полуострова. В структурном отношении северная часть акватории Чукотского моря относится к Восточно-Сибирской, а восточная – к Бофортско-Чукотской окраинно-материковым плитам. Южная часть моря обособляется в *Южно-Чукотский прогиб*. Эти тектонические подразделения различаются возрастом и составом фундамента, а также объемом и строением осадочных накоплений. Южно-Чукотский прогиб слагают породы, объединенные в несколько горизонтов (сверху вниз): терригенные отложения неоген-четвертичного возраста, континентальные угленосные отложения мелового возраста, молассовые отложения и вулканогенные образования альб-сеноманского возраста. Восточно-Сибирская (Гиперборейская) окраинно-материковая плита охватывает северную часть акватории Чукотского моря. Возраст складчатого фундамента этой плиты не определен. Платформенный чехол плиты образован вулканогенно-осадочным комплексом пород фанерозойского возраста общей мощностью более 6 км. В составе чехла выделяют морские и континентальные терригенные формации мелового – четвертичного возраста. Породы чехла этой плиты нарушены многочисленными разломами с образованием приразломных складок, вытянутых в субширотном направлении.

Берингово море находится в области сочленения трех подвижных поясов – Арктического, Западно-Тихоокеанского и Восточно-Тихоокеанского. Обрамлением моря на западе являются киммерийские сооружения Чукотки, а на востоке и севере – Кордильеры Аляски. На юге море ограничено дугой Алеутских островов. Рельеф дна необычен: около половины общей площади приходится на шельф, имеющий ширину более 720 км. Шельф соответствует плите Дежнева – разбитой и опущенной платформе с типично континентальной корой, некогда составлявшей одно целое с погребенной и переработанной Чукотской плитой. На островах над плитой Дежнева обнажаются те же породы, что и в континентальном обрамлении. Формирование современной береговой линии Берингова моря в целом произошло, по-видимому, в конце плиоцена.

Охотское море также окружено горными сооружениями, в области которых принимают участие блоки древних массивов, киммерийские и альпийские складчато-метаморфические и вулканогенные комплексы (современная Курильская островная дуга). Рельеф дна между собственно мелководным шельфом и Курильской глубоководной котловиной представляет собой систему поднятий и впадин с сильно меняющимися глубинами. Северная часть моря мелководна, южная и юго-западная имеют две впадины с глубинами 1744 и 3374 м. В центральной части моря находится *Центральноохотское поднятие*, лежащее на продолжении палеозойских массивов Сахалина и внутренней зоны Камчатки. *Курило-Камчатский подвижный пояс* отделен от массива с юга и северо-востока Южноохотской котловиной. Эпимезозойская Охотоморская плита вместе с краевыми прогибами окаймлена зонами кайнозойской (альпийской) складчатости. Материковый склон Охотского моря крутой (до 20°), разбит разрывами и опускается в Южноохотскую котловину – рифтовую структуру с субокеанической корой.

Японское море. Наиболее погруженные участки дна Японского моря имеют океаническое строение. В центральной части моря расположена возвышенность Ямато, сложенная подводными выходами гранитов. На западе море обрамлено

докембрийской континентальной корой Корейского п-ова и Ханкайского массива. Между блоками докембрийской коры находятся блоки верхнепалеозойской континентальной коры, развитые по обе стороны Японского моря. Здесь развиты фрагменты мезозойско-кайнозойской континентальной коры окраинного вулканического пояса Сихотэ-Алиня, Сахалина, корейского и японского отрезков краевого вулканического пояса позднесенонско-палеогенового возраста. В зоне Татарского пролива мощность земной коры до 30 км, мезозойских и кайнозойских отложений, лежащих на палеозое или докембрии, около 10 км. Современные контуры Японского моря определились в конце неогенового периода. Современные осадки Японского моря представлены песками и грубообломочными образованиями в зоне литорали и подводного берегового склона, алевритовыми илами – на шельфе и материковом склоне и пелитовыми илами – в глубоководной части.

7.2. Окраинные моря Арктического пояса

В пределах Арктического пояса описаны следующие окраинные моря: Белое, Баренцево, Карское, Лаптевых, Восточно-Сибирское.

Белое море приурочено к впадине платформенного типа на Балтийском щите. По продольной оси Белого моря протягивается рифейский Беломорский авлакоген Восточно-Европейской древней платформы, рассеченный поперечными разломами на отдельные звенья, сдвинутые по отношению друг к другу. Грабен характеризуется некоторым утолщением коры, наличием щелочных базальтов и даек долеритов раннего венда. Он выполнен вулканогенными и вулканогенно-осадочными образованиями преимущественно позднепротерозойского возраста, мощность его достигает 2 км.

Баренцево море. В пределах этого бассейна осадочная толща залегает на байкальско-каледонском фундаменте, который включает изолированные древние глыбы срединных массивов. На поднятиях, разделяющих впадины, мощность чехла сокращается до 2–5 км. Стратиграфический диапазон чех-

ла неоднозначен и изменяется от рифея – кайнозоя в западной и юго-восточной краевых частях Баренцева моря до карбона – кайнозоя в центральной и северо-западной. В составе чехла принимают участие преимущественно платформенные типы формаций: терригенная, карбонатная и базальтовая ранне-среднепалеозойского возраста; карбонатная, красноцветная и эвапоритовая каменноугольно-пермского возраста; терригенная, частично угленосная и трапповая триас-раннемелового возраста; паралическая угленосная палеоцен-эоценового возраста.

Карское море. В юго-западной части Карского моря расположено северное окончание Западно-Сибирской плиты, где мезозойско-кайнозойская толща залегает на разновозрастном складчатом основании. На востоке Карское море ограничено Таймырским полуостровом и архипелагом Северная Земля. В геологическом отношении акватория Карского моря представляет собой область накопления современных осадков, входящих в состав плиоцен-четвертичных покровных отложений. Последние единым плащом перекрывают толщи мезозойских и палеогеновых отложений.

Обрамляющие шельф поднятия Таймыра, Новой Земли и Северной Земли представляют собой эпиплатформенные орогены, в которых обнажено складчатое основание и лишь местами сохранились реликты осадочного чехла. Архипелаг Северная Земля в структурном отношении представляет собой выступ позднебайкальских складчатых комплексов, сложенных преимущественно флишoidными формациями рифея – кембрия и более молодых отложений палеозоя. Новоземельская ветвь Урало-Новоземельской складчатой системы – эпиплатформенный ороген, в котором палеозойские отложения платформенного типа переработаны раннеkimмерийской складчатостью.

В пределах акватории Карского моря сочленяются две крупнейшие геоструктуры севера Евразии – Баренцево-Карская и Западно-Сибирская плиты, которые разделяет зона огромных седловин погребенного поднятия фундамента, получившая название Северо-Сибирского порога. Он характеризуется

редуцированным осадочным чехлом, мощность которого на гребне достигает всего 1 км и менее (против 7 км и более на смежных участках плит).

Море Лаптевых. Акватория моря Лаптевых определяется как окраинно-материковая плита. Она как бы замыкает Евразийский океанический суббассейн, причем ее неотектонические активные грабенообразные поднятия и прогибы оказываются сопряженными с наиболее подвижными зонами океана. Так, прибортовые прогибы представляют собой прямое продолжение разломных зон западного и восточного обрамления океанической плиты в пределах котловин Нансена и Амундсена. Рифтогенный желоб в центре моря Лаптевых также находится на простирании рифтовой зоны среднеокеанического хребта Гаккеля. Береговая зона моря Лаптевых контролируется геологическими структурами разного возраста и генезиса. На западе она проходит у подножия сводово-блоковых поднятий Таймыро-Североземельской складчатой системы. На юге обрамлением моря Лаптевых является пояс мезозойских, простирающийся к востоку от дельты р. Лены. Со стороны Сибирской платформы к морю Лаптевых обращены структуры Хатангско-Пясинского и Лено-Анабарского прогибов, выполненные терригенными мезозойскими толщами. Восточное ограничение моря Лаптевых составляют сводово-блоковые кряжи и поднятия, сложенные терригенными и карбонатными складчатыми комплексами киммерийского возраста. На севере граница моря Лаптевых с океанической впадиной проводится условно по внешнему краю материкового склона. Ложе моря Лаптевых повсеместно выстилают кайнозойские отложения, которые непосредственно лежат на складчатом основании бассейна.

Восточно-Сибирское море отделено от моря Лаптевых сводово-блоковым поднятием, на границе с Чукотским морем располагается о. Врангеля. Севернее о. Врангеля граница морей проводится условно, и Восточно-Сибирское и Чукотское моря структурно не разделены. В основании чехла залегают обломки древней платформы, разобщенные складчатыми комплексами герцинид и киммерид Аляски и Чукотки. На отдельных участках Восточно-Сибирского блока в области шельфа, там, где

мощность чехла максимальна, установлено отсутствие или заметное утонение гранитогнейсового слоя. В составе чехла бассейна выделяют два структурных этажа. Верхний структурный этаж объединяет меловые и кайнозойские отложения. Нижняя граница чехла наиболее определенно устанавливается там, где он налегает на триас-юрские складчатые системы фундамента.

Полезные ископаемые окраинных морей. Вдоль берегов Японского, Охотского, Берингова, Чукотского морей и в прибрежной зоне мелководья широко распространены россыпи *золота, касситерита*. Почти во всех случаях они заключены в погребенных аллювиальных отложениях. На акватории Берингова и Охотского и южной части Японского морей выделяется целый ряд *нефтегазоносных бассейнов*, приуроченных к прогибам и впадинам.

Прибрежная часть арктических морей, собственно шельфовая область и островодужные сооружения, расположенные в ее пределах, перспективны на обнаружение коренных и россыпных месторождений различных твердых полезных ископаемых. По результатам работ последних лет выделяются зоны с *марганцевой, полиметаллической и флюоритовой минерализацией*, а также ряд рудных россыпных районов и площадей, в пределах которых обнаружены проявления и месторождения *золота* и других ценных твердых полезных ископаемых.

БИБЛИОГРАФИЧЕСКИЙ СПИСОК

1. *Богоявленская О. В., Пучков В. Н., Федоров М. В.* Геология СССР. – М.: Недра, 1991. – 240 с.
2. *Короновский Н. В.* Краткий курс региональной геологии. – М.: Изд-во МГУ, 1984. – 334 с.
3. *Шлыгин Е. Д.* Краткий курс геологии СССР. – М.: Высшая школа, 1964. – 363 с.
4. *Лазько Е. М.* Региональная геология СССР. – Т. 1. – М.: Недра, 1975. – 334 с.
5. *Лазько Е. М.* Региональная геология СССР. – Т. 2. – М.: Недра, 1975. – 464 с.
6. *Абдулин А. А.* Геология и минеральные ресурсы Казахстана. – Алматы: Ғылым, 1994. – 400 с.
7. *Цейслер В. М.* Основы региональной геологии СССР. – М.: Недра, 1984.
8. *Сеитов Н.* Основы геологии. – Алматы: РИК, 2000. – 194 с.
9. *Сейітов Н., Жүнісов А. А.* Қазақстан геологиясы: Оқу құралы. – Алматы, 2002. – 231 б.
10. *Смирнова М. Н.* Основы геологии СССР. – М.: Высшая школа, 1984.
11. *Хаин В. Е.* Общая геотектоника. – М.: Недра, 1985.
12. *Гаврилов В. П.* Историческая геология и геология СССР. – М.: Недра, 1986.
13. Геологический словарь. – М.: Недра, 1978. – Т.1. – 487 с.
14. Геологический словарь. – М.: Недра, 1978. – Т.2. – 456 с.

СОДЕРЖАНИЕ

Введение.....	3
1. Общие сведения об учебной дисциплине «Региональная геология».....	4
1.1. Цели и задачи учебного курса «Региональная геология».....	4
1.2. Основные положения «Тектоники литосферных плит (ТЛП)» – главной парадигмы современной геологической науки.....	5
1.3. Основы тектонического районирования территории стран СНГ и Балтии.....	9
2. Древние платформы.....	18
2.1. Восточно-Европейская платформа.....	18
2.2. Сибирская платформа.....	30
3. Складчатые области позднепротерозойской и палеозойской складчатости.....	43
3.1. Уральско-Новоземельская складчатая область.....	43
3.2. Южный Тянь-Шань.....	54
3.3. Казахско-Киргизская складчатая область (Центральный Казахстан, Северный и Средний Тянь-Шань).....	59
3.3.1. Зайсанская складчатая система.....	63
3.4. Алтае-Саянская складчатая область.....	65
3.5. Саяно-Енисейская складчатая область.....	72
3.6. Прибайкалье и Забайкалье.....	75
3.7. Таймыро-Североземельская область.....	79
4. Молодые эпипалеозойские плиты Евразии	84
4.1. Скифская и Туранская плиты.....	84
4.2. Западно-Сибирская плита.....	98
5. Области Средиземноморского пояса кайнозойской (альпийской) складчатости в пределах Европы и Азии.....	105
5.1. Восточные Карпаты и Горный Крым в пределах Европы.....	105
5.2. Кавказская горная область в пределах Европы	111
5.3. Копетдаг и Памир в пределах Азии.....	116

6.	Области Тихоокеанского пояса мезозойской и кайнозойской (альпийской) складчатости.....	123
6.1.	Верхояно-Чукотская и Камчатско-Корякская области.....	123
6.2.	Монголо-Охотская, Сихотэ-Алинская и Сахалинская складчатые области Дальнего Востока России.....	132
6.3.	Курильские и Командорские острова.....	139
7.	Окраинные моря Тихоокеанского и Арктического поясов.....	141
7.1.	Окраинные моря Тихоокеанского пояса.....	141
7.2.	Окраинные моря Арктического пояса.....	143
	Библиографический список.....	147

Учебное издание

Сеитов Насипкали
Аршамов Ялкунжан Камалович

РЕГИОНАЛЬНАЯ ГЕОЛОГИЯ

Учебное пособие

Нач. РО УИЦ

З. А. Губайдулина

Редактор

З. А. Губайдулина

Компьютерная верстка

Д. Ш. Тажиева

Подписано в печать 29.05.2015 г.

Тираж 300 экз. Формат 60х84х 1/16. Бумага типографская № 1.

Уч.-изд.л. 9,3. Усл. п.л. 8,7. Заказ № 331. Цена договорная.

Издание Казахского национального технического
университета им. К. И. Сатпаева

Учебно-издательский центр КазНТУ,

г. Алматы, ул. Сатпаева, 22

ISBN 978-601-228-769-1



9

7 8 6 0 1 2 2 8 7 6 9 1