

А. Л. Ставцев

**ТЕКТОНИКА
И ПОЛЕЗНЫЕ
ИСКОПАЕМЫЕ
ЗОН СОЧЛЕНЕНИЯ
ДРЕВНИХ
ПЛАТФОРМ
И ПОДВИЖНЫХ
ПОЯСОВ**

А. Л. Ставцев

ТЕКТОНИКА
И ПОЛЕЗНЫЕ
ИСКОПАЕМЫЕ
ЗОН СОЧЛЕНЕНИЯ
ДРЕВНИХ
ПЛАТФОРМ
И ПОДВИЖНЫХ
ПОЯСОВ



МОСКВА «НЕДРА» 1983



4107

Ставцев А. Л. Тектоника и полезные ископаемые зон сочленения древних платформ и подвижных поясов. М., Недра, 1983, 140 с.

Рассмотрены тектоника структурных ограничений древних платформ и их металлогенические особенности. Подробно описаны три основных типа зон сочленения: краевые чешуйчато-надвиговые зоны, краевые швы и узловое сочленения. Особое внимание уделено наиболее широко распространенным краевым чешуйчато-надвиговым зонам и узловым сочленениям, характеризующимся разнообразием и богатством месторождений полезных ископаемых. Показано, что металлогеническая специализация определяется наложением металлогенических особенностей краевых частей платформ и смежных подвижных поясов.

Для геологов, занимающихся геотектоникой, региональной геологией, металлогенией и геологией полезных ископаемых.

Ил. 30, список лит. — 47 назв.

Рецензент — канд. геол.-минер. наук *Е. П. Малиновский* (ИГЕМ АН СССР).

Зоны сочленения древних платформ с подвижными областями играют важную роль в строении земной коры. Здесь приходят в непосредственное соприкосновение и взаимодействие крупные блоки земной коры, имеющие различное строение и режим тектонического развития. Своеобразие строения зон сочленения предопределяет их высокие перспективы в отношении разнообразных полезных ископаемых.

Ведущая роль в изучении тектоники зон сочленения древних платформ и подвижных областей принадлежит советским ученым. В зарубежной геологической литературе, за исключением исследований В. Бухера [38], по существу нет специальных работ, посвященных проблеме зон сочленения древних платформ и подвижных областей. Совершенно очевидно, что дальнейшее изучение этой проблемы чрезвычайно важно для развития теоретической геотектоники и минерагении.

Настоящая работа представляет собой попытку рассмотреть совокупность тектонических и минерагенических особенностей зон сочленения древних платформ и подвижных областей, при этом наибольшее внимание уделено таким типам сочленений, которые наименее полно описаны в литературе.

Работа выполнена в производственном геологическом объединении «Аэрогеология». Отдельные ее положения были опубликованы автором в периодической печати. В процессе работы автор пользовался советами М. З. Глуховского, Л. И. Красного, В. С. Когена, которым выражает признательность. Особенно благодарен автор В. Е. Хаину за большую помощь в работе над книгой. Автор также благодарен всем товарищам по работе в Аэрогеологической экспедиции № 2 объединения «Аэрогеология» за помощь и содействие в сборе, систематизации и оформлении материалов.

ГЛАВА 1.
РАЗВИТИЕ ПРЕДСТАВЛЕНИЙ
О СТРОЕНИИ ЗОН СОЧЛЕНЕНИЯ
ДРЕВНИХ ПЛАТФОРМ И ПОДВИЖНЫХ ПОЯСОВ

Сформулированные впервые более 100 лет назад представления о геосинклиналях (Дж. Холл и Дж. Дэна) и платформах (А. П. Карпинский) послужили научной основой концепции о разделении земной коры на устойчивые области и подвижные пояса. Эта фундаментальная концепция лежит в основе учения о строении и развитии земной коры. Она является отправным пунктом всех геотектонических гипотез, в том числе популярной сейчас «новой глобальной тектоники». Разделение земной коры на устойчивые области и подвижные пояса однозначно доказано для неогена, а многими исследователями справедливо распространяется и на более ранние периоды развития Земли (Ю. М. Шейнманн, В. Е. Хаин, Е. В. Павловский и др.).

Изучению строения, закономерностей и истории развития подвижных поясов и платформ посвящена огромная литература, в том числе многочисленные фундаментальные исследования, составившие главное содержание науки геотектоники. Развитие учения о подвижных поясах и платформах (кратонах) связано с именами таких крупнейших ученых, как Дж. Дэна, М. Бертран, Э. Ог, Г. Штилле, Э. Краус, Э. Арган, Ч. Шухерт, А. П. Карпинский, А. Д. Архангельский, Н. С. Шатский, А. А. Богданов, Ю. М. Шейнманн, М. Кэй, Ф. Кинг, Ж. Обуэн, С. Н. Бубнов, В. В. Белоусов, Ю. А. Косыгин, М. В. Муратов, Е. В. Павловский, А. В. Пейве, В. Е. Хаин, А. Л. Яншин и многих других исследователей.

В то же время изучению структурных связей подвижных и устойчивых областей уделено значительно меньше внимания. В геологической литературе имеется большое количество работ, где описываются строение и закономерности развития конкретных участков земной коры, приуроченных к зонам сочленения подвижных и устойчивых областей. Вместе с тем мало работ, в которых рассматриваются общие проблемы структурных связей платформ и подвижных поясов, где приводится сравнительный анализ структур сочленения различных регионов. В настоящей главе кратко рассматриваются именно эти немногочисленные, но имеющие принципиальное значение работы.

В первую очередь внимание исследователей привлекли вытянутые вдоль краев платформ глубокие прогибы, выполненные слабо-дислоцированными, чаще всего терригенными отложениями. Большой интерес к этим прогибам был обусловлен приуроченностью к ним месторождений нефти, газа, угля, каменных солей. Указания на такие структуры и краткое их описание можно найти

в ряде работ зарубежных тектонистов (Г. Штилле, Ч. Шухерт, С. Н. Бубнов и др.). В советской геологической литературе эти структуры были впервые выделены в 1933 г. А. Д. Архангельским и Н. С. Шатским и названы краевыми прогибами.

В 1945—1947 гг. Н. С. Шатский сформулировал определение других важнейших структурных элементов зон сочленения — краевых швов и краевых поперечных структур, которые рассматривались наряду с краевыми продольными прогибами в качестве основных пограничных структур. При этом Н. С. Шатский считал, что характер последних зависит от строения платформы. В случае сочленения складчатой области с участком платформы, где кристаллический фундамент опущен на значительную глубину и перекрыт мощной толщей осадочного чехла (плита), всегда наблюдается продольный краевой прогиб. Если же к складчатой области примыкает щит, где фундамент занимает высокое положение, образуется не краевой прогиб, а краевой шов. В качестве иллюстрации этого положения Н. С. Шатский привел Верхоянскую складчатую систему. На севере, там, где она граничит с плитой (Вилуйская синеклиза), непрерывной полосой прослеживается Приверхоянский краевой прогиб. На юге, где плита уступает место Алданскому щиту, Приверхоянский краевой прогиб сменяется краевым швом.

К краевым поперечным структурам Н. С. Шатский отнес разнообразные по морфологии структурные образования, приуроченные к входящим углам платформ — краевые поперечные флексуры (например, града Чернышева на Приполярном Урале), краевые поперечные грабены (грабен Осло), краевые поперечные синеклизы (Вилуйская синеклиза), краевые поперечные системы (система Уачито, Донбасс, Тиман).

Таким образом, Н. С. Шатский впервые рассмотрел совокупность главных структурных элементов, развивающихся на границе платформ и подвижных областей. Он дал первую классификацию, выделив основные типы структур, — краевые продольные прогибы, краевые швы, краевые поперечные структуры. Н. С. Шатский показал, что возникновение и развитие того или иного типа структур сочленения определяется, с одной стороны, воздействием тектонических напряжений, возникающих в смежной подвижной области, с другой — гипсометрическим положением кристаллического фундамента платформы.

Эти положения, сформулированные Н. С. Шатским в сороковых годах, позднее были развиты, уточнены и дополнены, но до настоящего времени они остаются теоретической основой учения о структурных связях платформ и подвижных поясов.

Как уже отмечалось в предисловии к настоящей работе, это учение, основоположником которого является Н. С. Шатский, активно развивается учеными советской тектонической школы.

А. А. Богданов в 1955 г. дал характеристику геологических формаций, присущих краевым прогибам (флишеподобные молассы, барьерные рифы, соленосные и угленосные морские молассы, континентальные молассы), отметив при этом отсутствие в их пре-

делах вулканических образований. В краевых прогибах он выделил внешнюю и внутреннюю зоны. Первая располагается на платформенном основании и характеризуется куполовидными поднятиями, связанными с глыбовыми подвижками в пределах платформ. Внутренняя зона лежит на складчатом основании, в ее пределах развиты линейные, нередко гребневидные складки, осложненные надвигами и в ряде случаев соляными диапирами.

А. А. Богданов отметил, что краевые прогибы могут развиваться не только в пределах плит, но и на щитах. В качестве примера он приводит Предкарпатский краевой прогиб, который развивается в непосредственной близости от Украинского щита.

Рассматривая пространственные соотношения краевых прогибов и краевых швов, А. А. Богданов приходит к выводу, что краевые швы, представляющие собой глубинные разломы, уходящие под платформу, — обязательные элементы сочленения платформ и складчатых областей. Краевые же прогибы не являются обязательными, они местами перекрывают краевые швы и в своем развитии тесно связаны с движениями по ним.

Большую роль в определении значения краевых швов как важнейших глубинных структур земной коры, влияющих на процессы осадконакопления, магматизма и рудообразования, сыграли работы А. В. Пейве, который впервые сформулировал понятие «глубинные разломы» и дал их классификацию, выделив особую категорию глубинных разломов — глубинные разломы краевых прогибов. А. В. Пейве также считает краевой шов обязательным элементом на границе платформ и подвижных областей, при этом он полагает, что в случае крутых падений под платформы краевых швов последние наблюдаются на поверхности, в случае пологих падений развиваются широкие краевые прогибы.

Вслед за А. А. Богдановым и А. В. Пейве многие исследователи рассматривают краевой шов в качестве обязательного структурного элемента на границе платформ и подвижных областей. Такой точки зрения придерживаются М. В. Муратов и В. Е. Хаин, С. М. Замараев, А. А. Межвилк, Г. А. Кузнецов и другие геологи.

Важнейшее значение в развитии учения о структурных связях платформ и подвижных поясов имела работа Ю. М. Пушаровского «Краевые прогибы, их тектоническое строение и развитие», вышедшая в 1959 г. В ней впервые дано монографическое описание и сравнительная характеристика краевых прогибов различных районов земного шара. Анализ большого фактического материала позволил Ю. М. Пушаровскому сделать важные выводы.

1. Характер структур сочленения зависит от интенсивности воздействия геосинклиналей на прилегающие участки платформ. При слабом воздействии краевые прогибы не возникают и основная структура сочленения представлена краевым швом. Такое явление характерно для каледонского тектонического цикла. При интенсивном воздействии происходят переработка и опускание окраинных частей платформы с образованием как продольных, так и поперечных краевых прогибов, что типично для герцинского и мезозойского

тектонических циклов. При умеренном воздействии образуются лишь продольные краевые прогибы (альпийский цикл).

2. В пределах краевых прогибов помимо морских и континентальных моласс развиваются геологические формации, которые не могут быть связаны с ростом горных сооружений. К таким формациям относятся шлировая и соленосная. Обычно они возникают на средней стадии развития краевых прогибов, в то время как начальной стадии соответствует морская, а заключительной — континентальная моласса.

3. Краевые прогибы могут развиваться не только на плитах, но и (реже) на щитах, в этих случаях они обычно сужены или редуцированы. Примеры прогибов, развивающихся на щитах, Предгималайский, Венесуэльский, частично Предкарпатский.

4. Наряду с краевыми швами, продольными краевыми прогибами и поперечными краевыми структурами, среди структурных ограничений платформ выделяются системы краевых бассейнов, характеризующиеся мозаично-петельчатым расположением поднятий и прогибов (Скалистые горы и плато Колорадо), а также краевые системы, в состав которых наряду с краевыми прогибами входят разнообразные впадины, крупные грабены и различные поднятия (Предкавказская краевая система). Первые четыре типа сочленений характерны для ограничений древних платформ, краевые системы развиваются на границах складчатых областей и молодых платформ.

5. Краевые швы не являются обязательными структурами зон сочленения. Возможны случаи плавных сочленений.

6. Краевые прогибы не принадлежат ни к геосинклинальным, ни к платформенным образованиям, а представляют собой самостоятельные пограничные структуры.

Последний вывод представляется чрезвычайно важным как для классификации главных структурных элементов земной коры, так и для практики тектонического картирования крупных регионов.

Е. В. Павловский в 1959 г. на примере Ангаро-Ленского прогиба показал, что в ряде случаев к краевым прогибам неправильно относят крупные отрицательные специфичные структуры, приуроченные к периферии платформ. Эти структуры, так же как и краевые прогибы, вытянуты вдоль границ платформы и складчатой области, во внешней (по отношению к платформе) части осадочные отложения смяты в складки. Но в отличие от краевых прогибов эти структуры формируются длительное время, охватывающее несколько геотектонических циклов, и не связаны непосредственно с консолидацией смежной геосинклинали. Кроме того, в отличие от большинства краевых прогибов они развиваются целиком на платформенном основании. Е. В. Павловский назвал эти своеобразные глубокие прогибы перикратонными опусканиями и справедливо классифицировал их как платформенные образования. Аналогичные структуры на примере Русской плиты М. В. Муратов, М. Ф. Микунов и Е. С. Чернова назвали окраинными прогибами.

В 1967 г. Г. А. Кузнецов проводит сравнительный анализ строения и развития более двадцати краевых прогибов различных континентов. Этот исследователь выделяет четыре типа краевых прогибов — байкальский (раннепалеозойский), герцинский (позднепалеозойский), тихоокеанский (позднемезозойский) и средиземноморский (кайнозойский).

Позднее, в 1972 г., Г. А. Кузнецов на примере Сибирской платформы рассмотрел всю совокупность структур сочленения последней с обрамляющими ее подвижными областями. Он выделил краевые швы, краевые вулканоплутонические пояса, краевые (передовые) прогибы, миогеосинклинальные зоны, зоны перикратонных опусканий и предгорные прогибы. В качестве примера краевого шва Г. А. Кузнецов подробно описал Прибайкальский глубинный разлом, ширина которого 30—50 км. Отмечается насыщенность шва интрузивными образованиями. Вулканоплутонические пояса рассматриваются как наложенные структурные элементы. В качестве примеров приводятся среднепротерозойские Енисейский, Прибайкальский, Учуро-Майский, мезозойский Становой вулканоплутонические пояса.

Краевые прогибы Г. А. Кузнецов так же, как и в предыдущей работе, разделяет на четыре типа. Миогеосинклинальные зоны этот исследователь справедливо рассматривает в составе подвижных областей, а перикратонные опускания — в составе платформ. Предгорные прогибы классифицируются как компенсационные впадины, которые могут формироваться значительно позже консолидации геосинклинальных систем (в отличие от краевых прогибов). Пример — юрский Предсаянский предгорный прогиб.

В заключении работы делается вывод о том, что главная структура сочленения — краевой шов, с которым пространственно и генетически могут быть связаны краевые вулканоплутонические пояса и краевые прогибы. Перикратонные же опускания, миогеосинклинали и предгорные прогибы не относятся к структурам разграничения платформ и подвижных областей.

Ю. М. Пушаровский [23] выделил резонансно-тектонические структуры, возникающие в краевых частях платформ в результате реакции, на активные тектонические движения в смежных геосинклиналях. В группу резонансно-тектонических структур он включил:

1) краевые продольные прогибы и системы — компенсационные впадины, генетически связанные с воздыманием складчатых сооружений;

2) краевые поперечные прогибы и краевые синеклизы, возникающие против входящих углов платформ;

3) зоны перикратонных опусканий (не прогибов, поскольку в них нет второго борта), которые формируются на этапе интенсивных опусканий в смежной геосинклинали;

4) глыбовые и глыбово-складчатые структуры, представляющие собой активизированные и вовлеченные в деформации периферические части платформ (к таким структурам относится Кыл-

лахский выступ на границе Сибирской платформы и Южного Верхооянья, горы Франклин, Центральные и Южные Скалистые горы, плато Колорадо на границе Кордильерского пояса и Северо-Американской платформы).

К резонансно-тектоническим структурам отнесены также восточно-азиатские впадины, связанные с процессами мезозойской активизации, неогеновые впадины запада США, мезозойские складчатые зоны Китайской платформы.

Все резонансно-тектонические структуры Ю. М. Пушаровский разделил на три группы:

1) возникающие на геосинклинальной стадии развития — зоны прекратонных опусканий, окраинные синеклизы;

2) возникающие в эпоху становления складчатой области — продольные и поперечные краевые прогибы и системы;

3) возникающие в поздние стадии развития складчатой области — глыбовые и глыбово-складчатые зоны.

Структуры первой группы рассматриваются как платформенные образования, остальные выделяются в структуры особой группы. Получило дальнейшее развитие понятие краевых систем, впервые сформулированное Ю. М. Пушаровским в 1959 г. Эти образования рассматриваются как совокупность прогибов, впадин и других структур опускания, образованных толщами пород, синхронных эпохе становления смежной складчатой области. Краевые системы противопоставляются складчатым областям. В качестве примеров приводятся краевые системы, расположенные не только на границах складчатых областей с молодыми платформами, как это предполагалось в работе Ю. М. Пушаровского 1959 г., но и по периферии древних платформ (Предатласская краевая система).

В. С. Журавлев различает активные, пассивные и орогенные тектонические ограничения платформ. Активными являются зоны сопряжения платформ и геосинклинальных областей, представленные краевыми швами. Пассивные ограничения соответствуют зонам сочленения разновозрастных платформ. Орогенные — разделяют платформы и эпиплатформенные орогенные пояса. Среди краевых швов этот исследователь выделяет линейные и кулисные. Первые на поверхности часто выражены краевыми прогибами и краевыми надвигами. Кулисные краевые швы при достаточном расстоянии между отдельными кулисами определяют постепенный переход между платформой и геосинклинальной областью. Примеры кулисных краевых швов — южное, юго-западное и северо-восточное ограничения Восточно-Европейской платформы, юго-западная граница Сибирской платформы.

В целом ряде работ, особенно в последние годы, рассматривается более широкая проблема структурных связей материковых и океанических блоков земной коры. Некоторые из этих исследований в той или иной мере затрагивают интересующие нас вопросы сочленения собственно платформ и подвижных поясов. Так, Л. П. Зоненшайн [9], рассматривая совокупность структурных

элементов, окружающих платформы в течение всего периода развития и граничащих с платформой геосинклинальных складчатых систем, выделил в качестве переходных обширные структурные образования, включающие платформенный склон, краевой прогиб и миогеосинклинальную зону складчатой области. Эту совокупность структурных элементов он назвал краевой системой. Таким образом, первоначальное понятие краевой системы, сформулированное Ю. М. Пушаровским, было существенно изменено и расширено. В пределах краевых систем указанный исследователь выделяет внешнюю зону, отвечающую платформенному склону, осевую, наиболее прогнутую, занятую краевым прогибом, и внутреннюю — миогеосинклинальную. Платформенный склон часто совпадает с перикратонными опусканиями (по Е. В. Павловскому) или окраинными платформенными прогибами (по М. В. Муратову, М. Ф. Микунову и Е. С. Черновой). Краевые системы включаются Л. П. Зоненшайном в состав геосинклинальных складчатых областей.

Изучение краевых систем позволяет с достаточной полнотой рассмотреть строение и развитие во времени структурных связей крупных блоков земной коры материкового типа (кратонов) и эвгеосинклинальных зон; зарождающихся и развивающихся на коре океанического типа [18]. В то же время в пределах блоков с корой материкового типа развиваются не только платформы, но и подвижные структуры. Яркий пример последних — миогеосинклинали. Им присущ ряд специфических черт, резко отличающих их от платформ. В качестве примеров других подвижных структур, зарождающихся и развивающихся на коре материкового типа, можно назвать эпиплатформенные складчатые системы (Юдомо-Майская), эпиплатформенные орогенные пояса и орогенно-магматические системы. Краевые системы, выделенные Л. П. Зоненшайном, охватывают периферические части кратонов, включающие как окраины платформ, так и подвижные области, в частности миогеосинклинальные зоны. Структурные же особенности зон сочленения собственно платформ и смежных подвижных областей остаются в пределах краевых систем нераскрытыми.

Группа сибирских геологов во главе с Ю. А. Косыгиным, рассматривая в 1968 г. структурные ограничения докембрийских платформ, выделяют два основных типа сочленений — перикратонные геосинклинальные и геоантиклинальные системы. Первые представляют собой системы прогибов, выполненных мощными толщами рифейских пород, нередко с вулканитами. Среди них различаются два типа — Сибирский и Уральский. Сибирский тип характеризуется треугольной формой и вдается в тело платформы (Патомская система). Уральский тип имеет линейную форму. Перикратонные геоантиклинальные системы образованы поднятиями, разделенными грабенами, нередко отмечаются магматические, в том числе гранитоидные образования. Пример — Восточно-Саянская система. Перикратонные геосинклинальные и геоантиклинальные системы развиваются на архейском гранито-гнейсо-

вом основании и сменяют друг друга по простиранию. Они отделяются от ортогеосинклиналей (эвгеосинклиналей) краевыми швами.

Ю. Я. Кузнецов, Е. Д. Сулиди-Кондратьев и В. В. Козлов на примере зоны сочленения Африканской и Аравийской платформ с подвижным поясом Тетиса выделили в 1974 г. самостоятельный крупный тектонический элемент — маргиналь. Описанная в их работе маргиналь вытянута вдоль границы Африканского кратона и включает краевые поднятия, краевые авлакогены, табулярные мегаблоки (крупные относительно устойчивые блоки с сокращенными мощностями осадочного чехла, ограниченные авлакогенами и миогеосинклиналями), перикратонные прогибы, краевые прогибы, миогеосинклинали, выступы кристаллического фундамента (геоантиклинали, разграничивающие эв- и миогеосинклинальные зоны), офиолитовые швы. По существу маргинали представляют собой разновидность выделенных Л. П. Зоненшайном краевых систем, от которых они отличаются лишь тем, что включают не только миогеосинклинали, но и геоантиклинальные поднятия и эвгеосинклинальные зоны.

В 1976 г. автором выделены краевые чешуйчато-надвиговые зоны — самый распространенный тип структурных ограничений древних платформ. Формирование этих зон связано с горизонтальными тектоническими напряжениями. Аналогичную точку зрения высказал в 1977 г. Д. П. Резвой, который отметил, что чешуйчато-надвиговые зоны типичны для границ платформ и геосинклиналей.

В последние годы, главным образом в зарубежной литературе, появились работы, освещающие строение зон сочленения континентальных платформ и океанических впадин.

В отечественной литературе наиболее полно эта проблема освещена в работах В. Е. Хайна, Б. А. Соколова и Я. Г. Каца [33] и В. Н. Пучкова [22].

В первой работе отмечается постоянное присутствие на границах материковых платформ и океанов своеобразных периокеанических прогибов, выполненных преимущественно терригенными, реже терригенно-карбонатными континентальными, континентально-лагунными и морскими отложениями, часто с эвапоритами. Нередко здесь развит базальтовый вулканизм. Одна из особенностей этих прогибов — спокойный тектонический режим без складчатости, метаморфизма и интрузивного магматизма.

В. Н. Пучков [22] на границе континентов и океанов выделяет окраины раскалывания, представленные узкими линейными зонами, и окраины дробления — более широкие с мозаичным строением и микроконтинентами. Этот исследователь обращает внимание на полное отсутствие надвигов и складок общего смятия. Отмечаются лишь сбросы и пологие прерывистые, местами оползневые складки. Прогибы, приуроченные к континентальным окраинам, выполнены терригенными, пелитовыми, кремнистыми и карбонатными осадками. Здесь граница континентальных и

океанических платформ представлена глубинными разломами, возникшими в процессе рифтогенеза.

Таким образом, в изучении структурных связей платформ и подвижных областей намечаются два направления. Первое рассматривает зоны сочленения собственно платформ и смежных подвижных областей. Наиболее активно это направление разрабатывалось Н. С. Шатским и А. А. Богдановым и продолжает развиваться в работах Ю. М. Пушаровского и Г. А. Кузнецова. Второе направление рассматривает строение переходных зон вообще между блоками континентальной и океанической коры. Этой проблеме посвящено много работ в советской и зарубежной литературе. Особенно пристальное внимание геологов привлекают зоны сочленения материков и океанов в последние годы в связи с идеями новой глобальной тектоники».

Минерагенической характеристике зон сочленения уделено значительно меньше внимания, чем изучению их структурных особенностей. Исключения составляют лишь краевые прогибы, вмещающие крупные запасы нефти, газа, каменного угля, каменных и калийных солей и охарактеризованные во многих работах. Металлогеническая специфика других типов пограничных структур изучена и рассмотрена в литературе значительно слабее. В той или иной мере эта проблема освещена главным образом в работах В. И. Смирнова и А. Д. Щеглова.

Описывая поперечную металлогеническую зональность складчатых геосинклинальных областей, В. И. Смирнов [26] впервые выделил в качестве самостоятельной металлогенической провинции зону сочленения платформы с подвижным поясом. А. Д. Щеглов в 1968 г., в работе «Металлогения областей автономной активизации» оценил металлогеническую специфику активизированных окраин платформ и прилегающих частей смежных подвижных поясов.

Позднее многие исследователи обратили внимание на высокие перспективы зон сочленения платформ и подвижных поясов в отношении разнообразных полезных ископаемых. Металлогенические исследования краевых частей платформ, начатые А. Д. Щегловым, получили дальнейшее развитие в работе В. И. Казанского [10]. В ряде работ подчеркиваются высокие перспективы краевых частей платформ и краевых прогибов в отношении стратиформных месторождений меди, свинца и цинка. А. И. Семенов в 1959 г. выделил в качестве самостоятельных структурно-металлогенических зон «краевые части платформ и зоны сочленения их со складчатыми поясами». Кратко осветил металлогенические особенности краевых швов, краевых вулканических поясов и различных типов краевых прогибов Г. А. Кузнецов в 1972 г.

Несомненно большой интерес представляют немногочисленные исследования, специально посвященные изучению металлогенических особенностей крупных структур, расположенных на границе платформ и подвижных поясов. В первую очередь следует отметить работу В. И. Казанского и В. М. Терентьева «Пограничные зоны активизированных платформ и их металлогения», опублико-

ванную в 1968 г. В ней впервые дается металлогеническая характеристика Юдомо-Майской зоны, разграничивающей Сибирскую платформу и Верхоянскую складчатую область. Авторы рассматривают эту зону в качестве самостоятельной пограничной структуры — перикратонного прогиба и отмечают металлогеническую специфику этой структуры, выражающуюся в преимущественном развитии осадочного и телетермального оруденения. Е. Д. Карпова в 1973 г. описала самостоятельную эпиплатформенную краевую складчатоглыбовую область, возникшую на окраине Северо-Американской платформы на границе с Кордильерским складчатым поясом. Эта область характеризуется богатым и разнообразным оруденением. Важное металлогеническое значение узлов пересечения границ древних платформ и обрамляющих их подвижных поясов с крупными поперечными разломами отмечено В. И. Бергером и М. И. Ицкиным для запада Северной Америки. С разной степенью детальности рядом исследователей описаны металлогенические особенности Западного Приуралья. Наиболее полно характеристика зоны сочленения Урала и Восточно-Европейской платформы приведена в работе Ю. Д. Смирнова [27]. Краткие сведения о полезных ископаемых зоны Байкальского краевого шва даны в 1974 г. В. А. Наумовым. Перспективы краевого Прибайкальского вулканического пояса в отношении эпитеермального оруденения освещены А. А. Бухаровым и С. П. Обуховым.

Можно продолжить перечень аналогичных работ по другим регионам, но вместе с тем следует отметить, что если металлогения платформ, геосинклинальных складчатых поясов и областей активизации исследована в целом глубоко и всесторонне, то металлогенические особенности зон сочленения платформ и подвижных поясов изучены далеко не достаточно. Нет сводных работ, в которых бы специально рассматривались все аспекты этой проблемы, не изучены и не описаны металлогенические связи зон сочленения с прилегающими к ним платформами и подвижными областями, не проведена полная сравнительная металлогеническая характеристика различных типов структур сочленения.

ГЛАВА 2. ТИПЫ СТРУКТУРНЫХ ОГРАНИЧЕНИЙ ДРЕВНИХ ПЛАТФОРМ

Литосфера разделяется на области с земной корой материкового (континенты) и океанического (океаны) типов. Для тех и других характерны специфические крупнейшие структуры. В пределах континентов выделяются древние и молодые платформы* и разнообразные подвижные пояса, обрамляющие и разделяющие платформы. В океанах — океанические подвижные пояса (срединно-океанические хребты) и океанические плиты.

В настоящее время основные тектонические напряжения концентрируются на границах литосферных плит (деструктивных и конструктивных). Эти напряжения фиксируются сейсмической активностью и вулканической деятельностью. Опираясь на принцип актуализма, достаточно уверенно можно предполагать, что и в прошлом тектонические напряжения в земной коре распределялись аналогично. Именно этими напряжениями были обусловлены деформации и перемещения масс горных пород. Естественно, что возникая на границах литосферных плит, в том числе континентальных, тектонические напряжения уменьшались в направлении от границ плит к их центрам. Именно это обстоятельство послужило причиной тектонической стабильности центральных частей континентальных плит, представляющих собой древние платформы, и повышенной тектонической активности краевых частей плит, в пределах которых вследствие взаимодействия соседних литосферных плит возникали подвижные пояса.

Таким образом, подвижные пояса могут рассматриваться в качестве пограничных структур, возникающих на границах литосферных плит и отделяющих в современном структурном плане древние платформы от областей развития океанической коры. Поэтому при изучении структурных ограничений древних платформ правомерно рассматривать всю совокупность структур, образующих подвижные пояса. Однако столь широкий подход к проблеме не входит в задачу настоящей работы, которая ограничивается рассмотрением сравнительно узких зон, непосредственно примыкающих к древним платформам. Такой подход, с одной стороны, сужает и облегчает задачу, но, с другой — порождает дополнительные трудности, связанные с определением границ рассматриваемых структурных ограничений древних платформ — границ, отделяющих эти зоны от собственно подвижных поясов.

* К древним относятся эпикарельские и более древние платформы, к молодым — эпibaйкальские и более молодые платформы.

Обычно зоны структурных ограничений древних платформ заключены между двумя тектоническими швами — внешним и внутренним. Внешний шов чаще всего представлен фронтальным надвигом, реже крутопадающим разломом, отделяющим платформу от зоны ограничения. Внутренний шов разграничивает древние континентальные блоки от литосферных плит, сложенных комплексами океанической коры геологического прошлого (эвгеосинклинальные зоны). В ряде случаев граница зоны сочленения проводится по разломам, отделяющим миогеосинклинальные складчатые системы от участков развития деформированных толщ осадочного чехла краевой части платформы. Таким образом структурные ограничения древних платформ, как правило, располагаются на древней континентальной коре и вследствие этого в их пределах широко распространены формации горных пород, характерные для древних платформ. Поэтому в основу проведения границ структурных ограничений древних платформ с подвижными поясами положен формационный принцип. Вместе с тем нередко эта граница проводится достаточно условно.

Древние платформы граничат с тремя крупнейшими структурными элементами литосферы — подвижными поясами континентов, молодыми платформами и океанами. При этом непосредственных границ древних платформ с срединно-океаническими хребтами достоверно не установлено.

В пограничных зонах развито 5 основных типов структур сочленения: 1) краевые швы; 2) краевые чешуйчато-надвиговые зоны; 3) узловые сочленения; 4) краевые обрушения; 5) краевые опускания. Эти типы структур относятся к обязательным и обычно исключают друг друга элементам зон сочленения. Первые три из них располагаются на коре материкового типа и развиваются на границах платформ с подвижными поясами. Краевые обрушения и опускания отделяют платформы от областей развития современной океанической коры.

Границы древних и молодых платформ на всем протяжении перекрыты осадочным чехлом. Однако структуры складчатого фундамента молодых платформ в течение протерозоя и палеозоя, несомненно, входили в состав подвижных поясов, обрамлявших древние платформы. Поэтому нет оснований предполагать, что на границах молодых и древних платформ под палеозойским и мезокайнозойским осадочным чехлом могут быть погребены какие-либо структуры, отличающиеся от указанных выше.

Помимо пяти главных типов структур в пограничных зонах широко развиты краевые прогибы, встречаются также краевые вулканические пояса. Но эти структуры не являются самостоятельными. Они имеют наложенный характер, соответствуют лишь верхнему структурному этажу зон сочленения и обязательно сочетаются с краевыми швами, краевыми чешуйчато-надвиговыми зонами или узловыми сочленениями. Поэтому в отличие от главных типов структур они могут рассматриваться как дополнительные.

Нет оснований включать в группу структур ограничения древних платформ краевые поперечные прогибы и системы. Эти структурные элементы характерны для платформ, они нередко развиты не только на платформенных окраинах, но и достигают центральных частей платформ (Донбасс в СССР, Амадиес в Австралии), а иногда пересекают все тело платформы (Вилуйский авлакоген Сибирской платформы, система гор Уичито — Скалистых Гор Северной Америки). Более того, аналогичные структуры известны и во внутренних частях древних платформ, когда они затухают в теле платформ, не достигая ее края (Среднерусский авлакоген в основании Московской синеклизы).

Ниже приводится краткая характеристика основных и дополнительных типов структур сочленения древних платформ с подвижными поясами и океанами.

Краевые швы представляют собой зоны глубинных разломов, отделяющие платформы от подвижных поясов, в пределах которых формирование гранито-гнейсового слоя земной коры произошло позднее, чем в пределах платформы, т. е. в позднем протерозое или в фанерозое. Таким образом, краевые швы в ранние периоды геологического развития разделяли блоки земной коры материкового и океанического типа.

В настоящее время известны три типа континентальных окраин, в пределах которых приходят в соприкосновение современные континентальные и океанические литосферные плиты — это окраины атлантического, восточно-азиатского и андского типов. Во всех трех типах границы континентальных и океанических плит представлены зонами глубинных разломов, уходящими в мантию и достигающими астеносферы. При этом лишь окраины атлантического типа являются современными непосредственными границами древних платформ и океанов (краевые обрушения). В остальных двух случаях в настоящее время в краевых частях континентальных плит располагаются подвижные пояса, отделяющие древние платформы от современных океанов. Вместе с тем можно предположить, что в прошлые геологические эпохи древние платформы могли непосредственно соприкасаться с океаническими литосферными плитами, и в этих случаях границы между ними были представлены зонами Бенъофа или трансформными разломами. Именно такие ископаемые зоны Бенъофа или трансформные разломы отвечают понятию «краевой шов».

В зонах краевых швов широко распространены в различной степени метаморфизованные, преимущественно докембрийские породы. Менее распространены неметаморфизованные осадочные образования, среди которых преобладают терригенные молассоидные формации. Очень широко развиты разнообразные магматические образования — основные и ультраосновные породы (в том числе породы офиолитовой ассоциации), гранитоиды и щелочные интрузии, вулканы различного состава. Интенсивно проявлены процессы милонитизации и катаклаза, нередко диафтореза.

Краевые швы характеризуются ярко выраженной линейностью. Протяженность их составляет сотни и тысячи километров при ширине в десятки километров. Внутреннее строение краевых швов сложно, оно определяется многочисленными разломами. Среди них важнейшую роль играют ветвящиеся и кулисообразные продольные разломы. Развиты также и многочисленные поперечные нарушения. Характерны вертикальные перемещения блоков, сдвиги.

В пределах краевых швов распространены магматические, контактово-метасоматические и гидротермальные месторождения цветных, черных, редких и благородных металлов, метаморфогенные месторождения железа и других полезных ископаемых.

Тектонотип — Саянский краевой шов. Другой пример — Байкальский краевой шов.

Краевые чешуйчато-надвиговые зоны — самый распространенный тип структур сочленения древних платформ и подвижных поясов. Они образуют полосы, вытянутые на многие сотни и тысячи километров вдоль краев древних платформ на границе последних с различными по строению и возрасту подвижными поясами. Краевые чешуйчато-надвиговые зоны разнообразны по формационному составу слагающих их пород, характеру магматизма и металлогенической специфике. Но вместе с тем им присущ ряд общих морфологических, тектонических и металлогенических особенностей, позволяющих относить их к единой группе пограничных структур:

1) ярко выраженная линейность и исключительно широкое развитие надвигов и тектонических покровов, образующих простые или сложные чешуи, вытянутые согласно общему простиранию зон;

2) гребневидная складчатость, представленная узкими крутыми антиклиналями, обычно приуроченными к фронтальным частям надвигов, и широкими пологими, нередко корытообразными синклиналями;

3) металлогеническая специфика, определяющаяся тектоническим совмещением металлогенических особенностей платформ и смежных подвижных областей, а иногда и наложением особенно степей магматических активизаций, охватывающих регион.

Краевые чешуйчато-надвиговые зоны обычно имеют четкую границу с платформой по фронтальной линии пограничного надвига. Граница же с подвижной областью нередко морфологически не выражена, здесь наблюдаются постепенные переходы, и в ряде случаев эта граница проводится условно. В то же время она часто фиксируется существенными изменениями фаций и мощностей осадочных или вулканогенных пород.

Краевые чешуйчато-надвиговые зоны формируются в результате горизонтальных сжимающих напряжений, возникающих на границах литосферных плит и передающихся на значительные расстояния. Эти напряжения приводят к смятию осадочного чехла, образованию надвигов и тектонических покровов.



По глубине заложения краевые чешуйчато-надвиговые зоны разделяются на два типа — верхоянский и скандинавский. В первом деформации охватывают лишь осадочный чехол. По существу зоны верхоянского типа имеют наложенный характер. В зонах скандинавского типа деформирован не только осадочный чехол, но и более глубинные горизонты земной коры, а иногда деформации затрагивают и верхнюю мантию. Эти типы зон различны по формационному составу слагающих пород и металлогеническим особенностям.

Верхоянский тип характеризуется развитием осадочных формаций. В ряде случаев они не отличаются от формаций осадочных чехлов прилегающих участков платформ. Магматические образования как вулканогенные, так и интрузивные отсутствуют или развиты крайне незначительно.

Зоны верхоянского типа нередко отделяют платформы от миогеосинклинальных складчатых систем, которые так же, как и платформы, располагаются на коре материкового типа. Именно это обстоятельство во многом определяет особенности зон верхоянского типа. Миогеосинклинальные или своеобразные окраинно-платформенные прогибы выполняются платформенными терригенно-карбонатными отложениями, реже флишoidalными толщами. Магматические процессы практически не развиваются, совершенно отсутствуют офиолитовые ассоциации, типичные для эвгеосинклинальных зон. Складчатость, вызванная горизонтальными напряжениями, зарождается на краю литосферной плиты (в эвгеосинклинальной зоне) и мигрирует в сторону платформы, захватывая миогеосинклинальные зоны и нередко краевые части платформы. При этом горизонтальные напряжения приводят к срывам по плоскостям, параллельным поверхности кристаллического фундамента и движению масс горных пород в сторону платформы; образуются многочисленные надвиги и тектонические покровы, формирующие чешуйчато-надвиговые зоны. Причем, как показали исследования в пределах чешуйчато-надвиговых зон, поверхность кристаллического фундамента в процессе надвигообразования во многих случаях не деформируется [12, 13]. Горизонтальные напряжения уменьшаются постепенно, что нередко приводит к затуханию складчатых и разрывных дислокаций по направлению к платформе и обуславливает постепенные структурные переходы между платформой и складчатой областью. Наиболее ярко это явление наблюдается в Южном Верхоянье, Южных Аппалачах, Канадских Скалистых горах.

В пределах чешуйчато-надвиговых зон верхоянского типа кристаллический фундамент глубоко погружен и не выходит на дневную поверхность ни в краевой части платформы, ни в пределах складчатой области. Наряду с отсутствием магматических проявлений это определяет основные черты минералогии зон верхоянского типа. Здесь развиты полезные ископаемые, типичные для осадочных чехлов древних платформ, — медистые песчаники, стратиформные месторождения свинца и цинка, осадочные месторож-

дения железа. Нередко встречаются месторождения нефти и газа.

В большинстве случаев краевые чешуйчато-надвиговые зоны верхоянского типа сочетаются с краевыми прогибами, обычно перекрывающими внешнюю приплатформенную часть зон. Изредка краевые чешуйчато-надвиговые зоны не сопровождаются краевыми прогибами. Пример — Нельканская зона в Южном Верхоянье, которая может рассматриваться в качестве тектонотипа краевых чешуйчато-надвиговых зон верхоянского типа. К этому же типу можно отнести зоны, сочетающиеся с краевыми прогибами, такие как внешний фронт Канадских Скалистых гор, горы Франклин, западная окраина провинции Долин и Хребтов в Южных Аппалачах, Приленская полоса Верхоянской сладчатой области, фронтальная полоса Внешнего Загроста, Субандийские цепи Южной Америки, Западное Приуралье, Внешний фронт Карпат и др.

Скандинавский тип характеризуется широким развитием магматических вулканогенных и интрузивных формаций, преимущественно основного состава (в том числе офиолитовых ассоциаций), граувакк, аспидных сланцев. Осадочные формации платформенного типа развиты в различной степени, но чаще всего играют подчиненную роль. В строении зон принимают участие глубоко метаморфизованные кристаллические породы гранито-гнейсового фундамента платформы.

Зоны скандинавского типа располагаются вблизи (первые сотни километров) краев континентальных плит, что обуславливает развитие в них магматических пород, характерных для эвгесинклинальных зон, которые закладывались и развивались на океанической коре геологического прошлого [18]. Миогеосинклинали здесь обычно редуцированы (Скандинавия, Шотландия и др.). В результате горизонтальных напряжений по серии чешуйчатых надвигов на краевую часть платформы оказались надвинутыми толщи осадочно-вулканогенных пород и магматических образований эвгесинклинальной зоны. При этом кристаллический фундамент платформы высоко поднят, обнажен на поверхности, нарушен разломами, вовлечен в деформации и участвует в строении аллохтонных чешуй.

Зоны скандинавского типа представляют собой, как правило, участки резких переходов от платформ к подвижным поясам как в формационном, так и в структурном отношении.

Эвгесинклинальный характер осадочно-вулканогенных и интрузивных образований, широкое развитие древних метаморфических комплексов и нарушенность кристаллического фундамента, способствовавшая высокой проницаемости магматических расплавов и гидротермальных растворов, обусловили металлогеническую специализацию чешуйчато-надвиговых зон скандинавского типа. Для них характерно сочетание месторождений, свойственных кристаллическим комплексам древних щитов (железистые кварциты, сульфидные месторождения, редкие металлы) и связанных с эвгесинклинальным магматизмом (колчеданные и магматические

месторождения железа, титана, хрома, платины, кобальта, никеля). Отмечаются также гидротермальные месторождения меди, молибдена, золота, полиметаллических руд, связанные с гранитоидным магматизмом. В тех случаях, когда в пределах зон скандинавского типа развиты осадочные породы миогеосинклинальных и платформенных формаций, здесь возникают стратиформные месторождения меди, свинца, цинка.

Тектонотип — Скандинавская зона. К этой же группе принадлежат Шотландская, Ньюфаундлендская, Гималайская, Байкало-Патомская, Становая зоны, возможно Карибские Анды.

Узловые сочленения расположены в узлах пересечения крупнейших разломов, определяющих ориентировку и пространственное положение подвижного пояса с планетарными линейными элементами, рассекающими как платформу, так и смежный подвижный пояс. Узловые сочленения — тип структур в обрамлении древних платформ, имеющих не линейную, а более или менее изометричную форму и неориентированное расположение внутренних структурных элементов (поднятий и прогибов, разломов, флексур, интрузивных тел). Здесь развиты метаморфические породы фундамента, осадочные толщи платформенного чехла, орогенные формации, выполняющие отдельные крупные впадины. Типичны магматические породы, в первую очередь малые щелочные и субщелочные интрузии, а также покровы эффузивов контрастного состава.

По существу узловые сочленения представляют собой высоко поднятые краевые (или угловые) выступы платформ, переработанные в процессе мощных тектоно-магматических активизаций. При этом с удалением от подвижного пояса интенсивность процессов активизации постепенно ослабевает и это, по-видимому, обуславливает нередко наблюдающийся постепенный переход в пределах узловых сочленений между подвижным поясом и платформой. Узловые сочленения возникают на границах платформ с различными по строению и возрасту подвижными поясами.

Разнообразие геологических формаций и структурно-тектонических условий, мощный магматизм, обилие разрывных нарушений создают благоприятную обстановку для концентрации полезных ископаемых. Структурные узлы отличаются и разнообразием месторождений полезных ископаемых. Здесь известны месторождения полиметаллических руд, меди, молибдена, нефти и др. Имеются месторождения железа, редких металлов, угля, соли и другого нерудного сырья.

Тектонотип узловых сочленений — Колорадский узел на границе Северо-Американской платформы и складчатого пояса Кордильер. Другой пример — Учуро-Майский узел на юго-восточной окраине Сибирской платформы, Ханкайско-Буреинский узел, по-видимому, представляющий северо-восточный выступ Китайской платформы, массив Сьерра-Пампа в Южной Америке. Возможно, к этому типу структур сочленения относятся Чарско-Олекминский узел на юге Сибирской платформы, Антиатлас в Северной Африке.

Краевые обрушения скрыты в акваториях океанов. Они приурочены к континентальным склонам и их подножиям и представляют собой глубинные расколы, по которым древние континентальные платформы граничат с океаническими плитами. Здесь на границах с материками нет глубоководных желобов, островных дуг и окраинных морей, платформы непосредственно граничат с океанскими абиссальными равнинами. Вдоль подножия континентального склона вытянуты своеобразные глубокие перикокеанические прогибы, выполненные мощными толщами преимущественно терригенных осадков, эвапоритов, карбонатов, кремнистых пород, нередко проявления базальтового вулканизма. Прогибы осложнены грабен-синклиналями шириной не более 50 км, которые вытянуты обычно параллельно краю континента. Местами проявлена соляная тектоника. На некоторых участках наблюдается мозаичное строение зон краевых обрушений, обусловленное присутствием краевых плато, таких как Сан-Паулу у берегов Бразилии, и микроконтинентов типа Мадагаскара. Типичные разрывные структуры — раздвиги, сбросы и сдвиги. Характерно отсутствие линейной складчатости и метаморфизма, магматические проявления представлены ультраосновными и щелочными интрузиями, связанными с ранней (рифтогенной) стадией развития краевых обрушений, и базальтовым вулканизмом.

Краевые обрушения полностью соответствуют пассивным континентальным окраинам атлантического типа.

Металлогеническая специализация краевых обрушений определяется месторождениями тантала, ниобия, редких земель, апатита, связанных с ультраосновными и щелочными комплексами, сопутствующими начальной, рифтогенной, стадии развития краевых обрушений. Не исключена возможность обнаружения в зонах краевых обрушений стратиформных и колчеданных месторождений цветных металлов. В перикокеанических прогибах известны месторождения нефти, газа и соли.

К типичным краевым обрушениям относятся западные и восточные ограничения Африканской и Индостанской, восточное ограничение Южно-Американской, западное и южное ограничения Австралийской платформ.

Краевые опускания представляют собой глубоко опущенные краевые части платформ, в пределах которых располагаются крупные изометричные краевые впадины, выполненные мощными толщами осадочных пород и эвапоритов. Краевые части впадин осложнены серией концентрически расположенных дугообразных сбросов и флексур, имеются также радиальные разломы. К дуговым и радиальным разломам местами приурочены небольшие магматические тела основного, ультраосновного и щелочного состава. Складчатость и метаморфизм практически не проявлены, местами отмечается сейсмическая активность. Чрезвычайно характерны диапировые соляные купола. По направлению к центрам впадин «гра-

нитный» слой выклинивается и здесь осадочные толщи залегают на коре океанического типа.

Краевые опускания вмещают многочисленные месторождения нефти и газа, а также солей и фосфоритов. Тектонотип — краевое опускание Голф-Кост (краевая впадина Мексиканского залива), к этому типу также относится Прикаспийское краевое опускание.

По строению, формационному составу толщ, характеру магматизма и минерагеническим особенностям краевые опускания близки к краевым обрушениям, но принципиально отличаются от последних изометричной формой и концентрическим характером расположения внутренних структурных элементов.

Краевые прогибы представляют собой структуры, состоящие из вытянутых впадин и разделяющих их поперечных поднятий. Они выполнены молассами, магматические проявления обычно отсутствуют. Краевые прогибы сочетаются с краевыми чешуйчато-надвиговыми зонами (особенно часто с зонами верхоянского типа), краевыми швами и узловыми сочленениями. В последнем случае они представлены системой изолированных, нередко изометричных впадин, которые Ю. М. Пушаровский относит к особой категории структур — системе краевых бассейнов. В краевых прогибах сконцентрированы многочисленные месторождения нефти, газа, каменных углей, калийных и каменных солей. Примеры краевых прогибов многочисленны и подробно описаны в литературе.

Краевые вулканические пояса представлены линейно-вытянутыми полями вулканических пород преимущественно среднего и кислого, реже основного состава, формирующихся в субаэральных условиях. Нередко вулканы ассоциируют с коагматичными и гипабиссальными интрузиями и вулканоогенно-осадочными толщами. Характерны дацит-трахибазальтовая, андезитовая, липарит-гранит-граносиенитовая формация. Для краевых вулканических поясов свойственно спокойное, часто горизонтальное залегание покровов. Типичны кольцевые кальдеры проседания, вулканические депрессии и куполовидные структуры.

Краевые вулканические пояса возникают при погружении океанической литосферной плиты под континентальную под пологими углами. Эти структуры характерны для континентальных окраин андского типа.

Краевые вулканические пояса характеризуются разнообразным оруденением. Здесь распространены гидротермальные — медные, полиметаллические, молибденовые, редкометалльные, флюоритовые и другие проявления. Отмечается также оловянно-вольфрамовое и ртутное оруденение.

Иногда краевые вулканические пояса сочетаются с краевыми швами и узловыми сочленениями. Г. А. Кузнецов, подробно рассмотревший эти структуры в 1972 г., считает их частным выражением краевых швов. Это совершенно справедливо, поскольку краевые вулканические пояса маркируют ископаемые зоны Беньофа. Типичные примеры — Саянский и Прибайкальский краевые вулканические пояса.

Пространственное положение, структурные и формационные особенности зон сочленения древних платформ с подвижными поясами и океаническими плитами находят объяснение с позиции тектоники плит. В первую очередь это относится к краевым чешуйчато-надвиговым зонам, краевым швам и краевым обрушениям, морфология которых свидетельствует о том, что они зарождаются и развиваются в обстановке горизонтальных напряжений в земной коре и являются структурными образованиями, возникающими на границах литосферных плит. Именно процессы, лежащие в основе концепции тектоники плит (субдукция, обдукция и столкновение литосферных плит), приводят к образованию краевых чешуйчато-надвиговых зон. Зоны Беньофа и трансформные разломы на поздних стадиях развития превращаются в краевые швы. Краевые же обрушения представляют собой пассивные континентальные окраины на границах раздвигающихся литосферных плит. Тектоническое скупивание на границах литосферных плит обуславливает горообразование и формирование краевых прогибов. Окраинно-материковые вулканические пояса типичны для континентальных окраин андского типа. Сложная кинематическая обстановка характерна для узловых сочленений. Здесь на фоне горизонтальных напряжений существенную роль, по всей видимости, играют вертикальные движения. Вместе с тем В. Г. Трифонов [30] основные тектонические особенности западной окраины США (включая и Колорадский узел) объясняет глубинными субгоризонтальными срывами на границе Тихоокеанской и Северо-Американской литосферных плит, приведшими к возникновению своеобразной рифтово-трансформной структуры.

Настоящая работа посвящена характеристике зон сочленения древних платформ и подвижных поясов. В задачу работы не входит рассмотрение структурных образований, развивающихся на границе древних платформ и современных океанов (краевые обрушения), а также своеобразных окраинно-материковых и внутриконтинентальных впадин с корой океанического типа (краевых опусканий).

Суммируя основные факторы, определяющие возникновение на границах древних платформ с подвижными поясами тех или иных типов структур ограничения, можно сделать следующие выводы.

1. Краевые швы (рис. 1,а) — глубинные структуры, возникающие на границе платформ и океанических блоков (эвгеосинклиналей) при высоком положении кристаллического фундамента платформы в условиях поддвига океанического блока под платформу (субдукция) или сдвига вдоль ее края (трансформный разлом).

2. Узловые сочленения (рис. 1,б) — глубинные структуры, формирующиеся на границе платформ с различными по тектонической природе подвижными областями, на тех участках, где платформа и подвижный пояс пересекаются крупнейшими зонами трансформных (?) разломов, а в пределах подвижной области широко проявлен гранитоидный магматизм, по-видимому, обусловленный

повышенным тепловым потоком; кристаллический фундамент платформы высоко поднят; представляют собой краевые или угловые высоко поднятые участки древних платформ, подвергшиеся интенсивной тектоно-магматической переработке.

3. Краевые чешуйчато-надвиговые зоны — структуры различной глубинности, возникающие на границах платформ с подвиж-

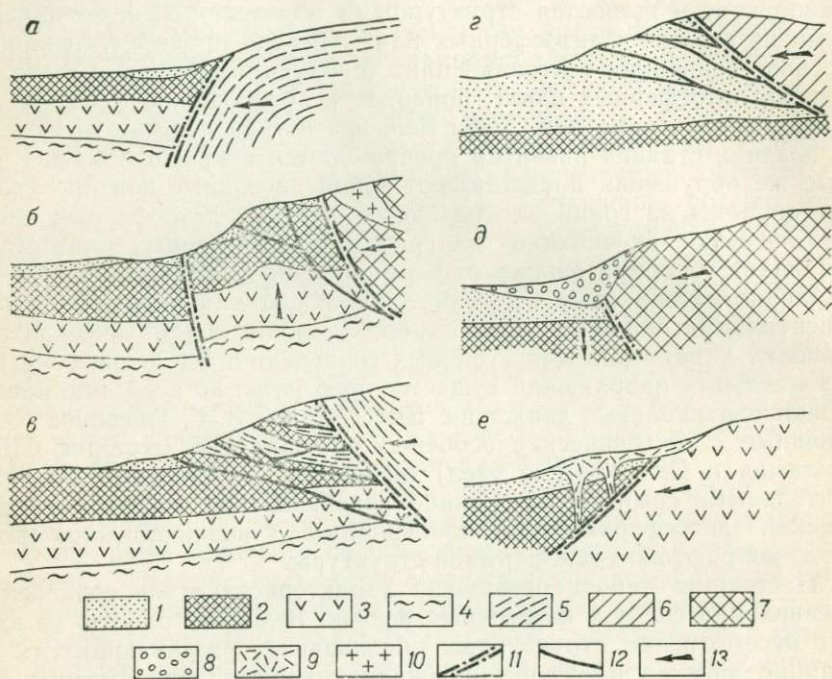


РИС. 1. Схемы структур сочленения древних платформ и подвижных поясов: а — краевой шов; б — узловое сочленение; краевые чешуйчато-надвиговые зоны: в — скандинавского типа; г — верхоянского типа; д — краевой прогиб; е — краевой вулканический пояс.

Слой земной коры: 1 — осадочный; 2 — гранито-гнейсовый; 3 — «базальтовый»; 4 — мантия; 5 — эвгеосинклинали; 6 — многоэосинклинали; 7 — подвижные области, не разделенные по типам; 8 — краевые прогибы; 9 — краевые вулканические пояса; 10 — гранитные батолиты; 11 — зоны глубинных разломов; 12 — крупные разломы; 13 — направления тектонических движений

ными поясами в условиях интенсивного горизонтального сжатия и надвигания последних на краевые части платформ (обдукция) или при столкновении двух континентальных литосферных плит. При этом, если в деформации вовлекаются глубинные горизонты земной коры вплоть до «базальтового» слоя, формируются зоны скандинавского типа (рис. 1, в). В тех случаях, когда деформируется лишь осадочный слой, возникают зоны верхоянского типа (рис. 1, г).

4. Краевые прогибы (рис. 1, д) — структуры, образующиеся на границе с различными по тектонической природе подвижными по-

ясами, когда в результате надвигания подвижного пояса на платформу возникает горное сооружение, а краевые части платформы испытывают погружение.

5. Краевые вулканические пояса (рис. 1, *e*) — наложенные структуры, возникающие в зонах краевых швов, изредка в пределах узловых сочленений, в тех случаях, когда плиты с океанической корой полого погружаются под воздымающийся край платформы. Они отвечают континентальным окраинам андского типа.

В следующих главах приводится подробная тектоническая и минерагеническая характеристика наиболее ярких примеров трех основных типов зон сочленения древних платформ и подвижных поясов — краевых чешуйчато-надвиговых зон, краевых швов и узловых сочленений.

Верхоянский тип

ЮЖНО-ВЕРХОЯНСКАЯ (НЕЛЬКАНСКАЯ) ЗОНА

Южно-Верхоянская (Нельканская) краевая чешуйчато-надвиговая зона расположена на границе Сибирской платформы и Южно-Верхоянской складчатой системы. В качестве самостоятельной тектонической единицы она впервые была выделена Ю. М. Пушаровским [23] как Кыллахская глыбово-складчатая резонансно-тектоническая структура. Зона протягивается в меридиональном направлении на протяжении около 600 км при ширине 100 км. Западная граница зоны, обращенная к платформе, морфологически выражена четко и совпадает с фронтальной линией Нельканского надвига (рис. 2). Северная ветвь этого надвига (Кыллахский разлом) в бассейне р. Томпо сочленяется со скрытым широтным разломом, маркирующим Алданскую ветвь Приверхоянского краевого прогиба. На юге, в среднем течении р. Май, Нельканский надвиг переходит во флексуру и на левобережье Май выклинивается.

Нельканская чешуйчато-надвиговая зона сложена терригенно-карбонатными отложениями рифея, венда, кембрия и юры, которые по формационному составу аналогичны соответствующим отложениям прилегающей части Сибирской платформы. Ограниченно развиты терригенные породы перми, широко распространенные восточнее, в пределах Верхоянской складчатой области. В разрезе осадочной толщи, слагающей Нельканскую зону, выделяется несколько естественных циклов осадконакопления. В верхнем протерозое им соответствуют айчанская, майская и уйская серии, которые начинаются терригенными и заканчиваются карбонатными отложениями (исключение составляет уйская серия, полностью сложенная терригенными породами). Вендские и кембрийские отложения представлены преимущественно карбонатными, а пермские и юрские — терригенными породами. Мощность осадочного чехла увеличивается от 3 км на платформе до 5 км близ Бурхалинского разлома. Восточнее последнего мощность увеличивается до 12 км, при этом меняются фации отложений уйской серии верхнего протерозоя и пестроцветной свиты нижнего кембрия. Алевролиты и аргиллиты уйской серии сменяются полимиктовыми грауваккоподобными песчаниками, а глинистые известняки пестроцветной свиты замещаются глинисто-известковистыми филито-видными сланцами.

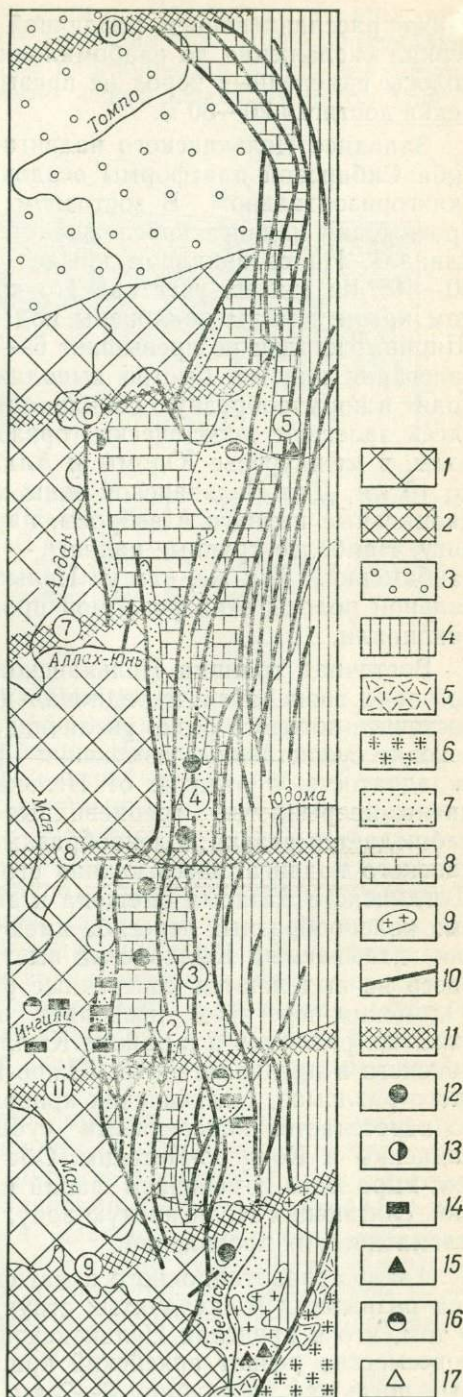
Магматические образования в пределах Нельканской зоны развиты ограничено и представлены силлами и дайками рифейских

и палеозойских диабазов, единичными массивами палеозойских ультраосновных и щелочных пород. В южной части, прилегающей к Джугджуро-Становой орогенно-магматической системе, имеются единичные массивы меловых гранитоидов. Вулканогенные образования отсутствуют совершенно.

Нельканский разлом представляет собой серию параллельных надвигов и взбросов, осложненных многочисленными мелкими поперечными сдвигами и сбросами. Повсеместно четко выражена главная фронтальная линия, наклоненная к востоку под углами 35—80°. Разрывы, оперяющие главную линию, также обычно наклонены к востоку под различными углами, нередко отмечаются почти горизонтальные надвиги. Линии нарушений часто сопровождаются тектоническими брекчиями и глинами, а

РИС. 2. Структурная схема Нельканской краевой чешуйчато-надвиговой зоны.

Сибирская платформа: 1 — платформенный чехол; 2 — выступ кристаллического фундамента; 3 — Приверхоянский краевой прогиб; 4 — Ожно-Верхоянская многоэпиклиналиная складчатая система; 5 — Охотско-Чукотский вулканический пояс; 6 — Джугджуро-Становая орогенно-магматическая система; Нельканская краевая чешуйчато-надвиговая зона: 7 — верхнепротерозойские терригенно-карбонатные отложения; 8 — вендско-кембрийские карбонатные отложения; 9 — массивы меловых гранитоидов; 10 — разломы (цифры в кружках): 1 — Нельканский, 2 — Гувиндский, 3 — Челатский, 4 — Улаханбаковский, 5 — Бурхалинский; 11 — зоны скрытых разломов (цифры в кружках): 6 — Алданская, 7 — Северо-Кылакская, 8 — Южно-Кылакская, 9 — Дыглинская, 10 — Ураханская, 11 — Кондеро-Нетская; проявления полезных ископаемых: 12 — свинца и цинка, 13 — меди, 14 — железа, 15 — бора, 16 — бокситов, 17 — фосфоритов.



также расланцеванием различной интенсивности — от отдельных зеркал скольжения до слабомилонитизированных пород. Ширина полосы измененных пород не превышает первых метров, лишь изредка достигая 20—30 м.

Западнее Нельканского надвига, в пределах Майского прогиба Сибирской платформы осадочный чехол залегает практически горизонтально. В восточном (аллохтонном) блоке на всем протяжении надвига прослеживается резкая асимметричная антиклиналь. На ее западном крыле пласты наклонены под углами 30—40°, на многих участках это крыло редуцировано. На восточном крыле пласты наклонены под углами 40—50°, иногда до 80°. Ширина складки не превышает 6—7 км. В восточном направлении залегания пластов быстро выполаживаются и антиклиналь переходит в корытообразную синклиналь. Ширина ее 20—40 км, пласты здесь залегают практически горизонтально. В центральной части зоны, в междуречье Юдомы и Аллах-Юня, синклиналь сужается до 10 км. Для Нельканской зоны характерны протяженные меридиональные надвиги и взбросы, параллельные Нельканскому надвику. Наиболее крупные надвиги — Гувиндинский, Челатский, Улаханбамский. Так же, как у Нельканского надвига, вдоль фронтальной полосы этих разломов прослеживаются гребневидные антиклинали.

Восточная граница Нельканской краевой чешуйчато-надвиговой зоны совпадает с меридиональным Бурхалинским разломом, восточнее которого резко увеличивается мощность отложений, происходят существенные изменения фаций и развита голоморфная складчатость, в отличие от Нельканской зоны, для которой типичны прерывистые гребневидные складки. В долине р. Юдомы наблюдается резкий коленообразный перегиб в простирании Нельканского надвига, здесь южная его ветвь по зоне субширотного Дыгдинского разлома смещена к западу на 35 км. Два аналогичных коленообразных перегиба имеются севернее, где они образуют так называемый Кыллахский выступ. На геологических картах здесь не выделяются поперечные разломы, но полная аналогия с Юдомским перегибом позволяет предполагать наличие секущих скрытых разломов и в районе Кыллахского выступа. Помимо Дыгдинского и предполагаемых Южно-Кыллахского и Северо-Кыллахского разломов, Нельканская краевая чешуйчато-надвиговая зона пересекается поперечными субширотными разломами — Урахаинским и Кондеро-Нетским. Оба этих разлома также скрытые, они выражены изменением фаций и мощностей осадочных отложений, слагающих Нельканскую зону, и влияют на размещение здесь магматических проявлений.

Анализ гравитационного и магнитного полей, а также морфологии разрывных и складчатых структур позволяет сделать вывод о том, что в пределах Нельканской чешуйчато-надвиговой зоны повсеместно развит архейский кристаллический фундамент, который погружен на глубину 3—7 км и даже в зонах крупных мери-

диональных размеров (Нельканского, Челатского и др.) он не нарушен или почти не нарушен. Большие амплитуды вертикальных смещений (1—4,5 км), которые наблюдаются вдоль зон крупных разломов, обусловлены сериями чешуйчатых надвигов (рис. 3).

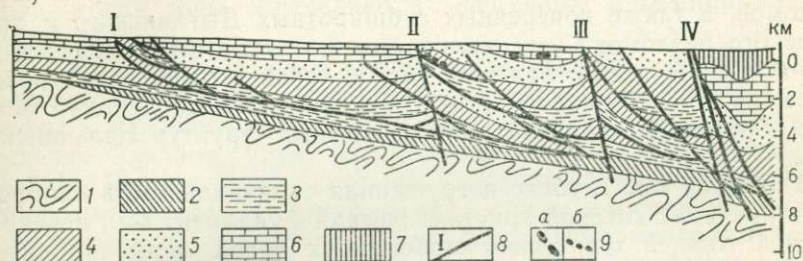


РИС. 3. Схематический геологический разрез вкрест простирания Нельканской краевой чешуйчато-надвиговой зоны (левобережье р. Юдомы).

1 — архейский кристаллический фундамент; верхний протерозой, серии: 2 — учурская, 3 — аимчанская, 4 — майская, 5 — уйская; 6 — венд, кембрий; 7 — палеозой; 8 — разломы: 1 — Нельканский, II — Гувиндинский, III — Челатский, IV — Бурхалинский; 9 — проявления минерализации: а — свинцово-цинковой, б — железорудной и бокситовой

Последние связаны с горизонтальными напряжениями и послыжными срывами, параллельными поверхности кристаллического фундамента. Гребневидные складки Нельканской зоны не имеют корней. Вся территория краевой чешуйчато-надвиговой зоны характеризуется совершенно спокойным и однородным гравитационным полем. Интерпретация последнего не позволяет наметить сколько-нибудь заметные ступени в рельефе кристаллического фундамента даже вдоль зон крупных меридиональных разломов. Не фиксируются зоны разломов, как правило, и на картах магнитного поля. Повышение значений вертикальной составляющей магнитного поля в некоторых зонах разломов, например Челатского и Гувиндинского, обусловлено многочисленными пластовыми телами рифейских диабазов, которые участвуют в строении гребневидных антиклиналей и характеризуются крутыми залеганиями.

Общий надвиговой характер перемещения по разломам подтверждается морфологией основных складчатых структур (узкие гребневидные антиклинали и широкие корытообразные синклинали), почти горизонтальными надвигами в зонах крупных разломов, многочисленными поперечными сдвигами, мелкими складками волочения. Последние наблюдались в зоне Гувиндинского разлома, в толще верхнепротерозойских аргиллитов устькирбинской свиты. Наиболее крупный сдвиг отмечен в зоне поперечного Дыгдинского разлома, амплитуда его достигает 35 км.

Не вызывает сомнения, что складчатая структура Нелькан-

ской краевой чешуйчато-надвиговой зоны возникла в мезозое в результате тектонических напряжений, связанных с формированием Южно-Верхоянского складчатого сооружения. Вместе с тем основные меридиональные разломы, определяющие морфологические особенности этой зоны, имеют древнее докембрийское заложение. Рифейский возраст Нельканского, Челатского, Улаханбамского разломов, а также поперечных субширотных Дыгдинского и Урахаинского разломов устанавливается по заметным изменениям фаций и мощностей отложений уйской серии верхнего протерозоя. Учитывая эту особенность, можно предположить следующий механизм образования складчатых и разрывных структур Нельканской зоны.

В поздней юре глубоко погруженная окраинная часть платформы, в пределах которой кристаллический фундамент был перекрыт мощной толщей терригенно-карбонатных пород, испытала интенсивное сжатие, обусловленное горизонтальными напряжениями, вызванными формированием Южно-Верхоянской складчатой системы. В результате этих напряжений возникли послойные срывы в осадочном чехле, параллельные поверхности фундамента, по которым произошло движение огромных масс горных пород в западном направлении.

Наиболее пластичные верхнепротерозойские аргиллиты, слагающие мощные и выдержанные пласты в нижней части разреза осадочного чехла (омнинская, тоттинская свиты, пачки аргиллитов в майльской свите), послужили, вероятно, горизонтами скольжения. Одновременно ожили зоны древних крупных меридиональных разломов, по которым, по-видимому, произошли незначительные вертикальные перемещения блоков. Эти зоны как бы выполняли роль экранов, здесь послойные надвиги становятся крутыми, переходя во взбросы.

Породы чехла в результате комбинаций горизонтальных и вертикальных напряжений деформировались в узкие гребневидные антиклинали. В строении последних основную роль играют чешуйчатые надвиги, по которым неоднократно происходит сдвигание разреза осадочных пород. В результате в зонах крупных разломов на поверхность местами были выведены низкие горизонты осадочного чехла, которые по линиям разломов пришли в соприкосновение с палеозойскими и юрскими породами, создав тем самым ложное впечатление об огромных амплитудах вертикальных перемещений. На самом же деле вертикальные перемещения блоков фундамента весьма незначительны. В процессе горизонтальных перемещений зоны древних поперечных разломов (Дыгдинский разлом и др.) служили плоскостями крупных сдвигов.

В целом интенсивность складчатых и разрывных дислокаций уменьшается с востока на запад, что обуславливает постепенный структурный переход от складчатой области к платформе. Эту особенность отметил еще в 1937 г. Ю. А. Билибин, который писал, что по направлению на запад, к плите, интенсивность складчатых дислокаций постепенно уменьшается, одновременно появляются

надвиги. Еще западнее «путем постепенного ослабления складчатых дислокаций и более редкого проявления надвиговых, древнее складчатое обрамление постепенно переходит в область собственно плиты».

Металлогенические особенности Нельканской краевой чешуйчато-надвиговой зоны определяются экзогенным и телетермальным оруденением.

Телетермальное полиметаллическое оруденение приурочено к юдомской свите венда. Проявления свинцово-цинковых руд обнаружены в междуречье Юдомы в Аллаха-Юня, где известны месторождения Сардана, Уруй, Перевальное и группа рудопроявлений [20, 25]. Рудные тела сложены прожилково-вкрапленными и сплошными галенит-сфалеритовыми, а также массивными пиритовыми рудами со сфалеритом. Основные рудные минералы — сфалерит, галенит и пирит, второстепенные — арсенопирит, марказит, изредка встречаются халькопирит, блеклые руды, сульфосоли свинца, примеси — мышьяк, сурьма и др. Руды преимущественно свинцово-цинковые, отношение свинца к цинку изменяется от 1:2 на юге до 1:10 на севере. Рудные тела в основном залегают согласно с напластованием и образуют линзы протяженностью от десятков до первых сотен метров. Наряду с пластовыми телами отмечаются жилообразные и столбообразные залежи. Наиболее богатые сплошные руды обычно имеют полосчатую структуру.

Оруденение приурочено к верхней части юдомской свиты. Последняя в этом районе несогласно залегают на алевролитах и аргиллитах верхнего протерозоя. В составе юдомской свиты выделяются две подсвиты. Нижняя сложена доломитами, переслаивающимися с алевролитами, аргиллитами, песчаниками и известняками. Мощность этой ее части 80—90 м. Верхняя подсвита представлена толщей доломитов и известняков мощностью 85—140 м. В низах этой толщи развиты кристаллические сахаровидные доломиты, которые выше сменяются черными битуминозными известняками, замещающимися к востоку серыми доломитами с углеродистыми и фосфатными конкрециями. Завершается разрез светлыми сахаровидными доломитами и кремнистыми известняками. Выше согласно залегают пестроцветная свита нижнего кембрия, сложенная пелитоморфными известняками, мергелями, сланцами, глинистыми известняками и доломитами. Мощность ее 20—25 м. Пестроцветная свита согласно перекрывается кремнисто-глинистыми сланцами инниканской свиты (рис. 4).

Выделяется несколько рудоносных уровней. В сахаровидных доломитах и битуминозных известняках низов верхней подсвиты юдомской свиты развиты бедные вкрапленные руды, в доломитах верхов подсвиты на двух уровнях присутствуют богатые сплошные руды. Общая мощность рудоносного горизонта, по данным А. И. Горбунова, 10—70 м. Оруденение приурочено к крыльям крупных антиклинальных складок, здесь углы падения пластов 30—85°. Рудные тела часто приурочены к малоамплитудным суб-

пластовым разломам и обычно сопровождаются метасоматической доломитизацией вмещающих пород.

Подобное оруденение известно южнее, на левобережье Юдомы, где выявлена группа рудопроявлений в бассейнах рек Лугун и Пуханил. Разрез юдомской свиты в целом аналогичен охарактеризованному выше, лишь мощность свиты увеличивается до 350 м и в верхах ее появляется пласт известняков. Кроме того, здесь установлен перерыв между юдомской и пестроцветной свитами. Последняя залегает на размытой поверхности юдомских известняков, в основании ее отмечаются брекчии взламывания и песчаники, часто глауконитовые. Оруденение развито в доломитах верхней подсвиты юдомской свиты на контакте с известняками. Оно сопровождается послойным окварцеванием и доломитизацией вмещающих пород. Обычно субпластовые рудные тела мощностью 5—15 м локализуются в лежачих крыльях малоамплитудных надвигов. В составе руд иногда галенит преобладает над сфалеритом.

В 1974 г. А. К. Иогансон и А. П. Кропачев обнаружили стратиформное свинцово-цинковое оруденение в доломитах юдомской свиты на севере Нельканской зоны, на участке, расположенном в 150 км севернее месторождения Сардана. Оруденение локализовано в светлых фосфатоносных доломитах верхней подсвиты юдомской свиты, которые выше по разрезу резко сменяются битуминозными известняками. Руды прожилково-вкрапленные и вкрапленные, представлены галенитом и сфалеритом. Рудоносный пласт мощностью около 8 м, прослежен по простиранию на расстояние 1 км. Позднее якутскими геологами здесь открыта группа рудопроявлений — Прогнозное, Кэрбинское, Чухонское, Эсэлэх, Осеннее, Сахаринское и др. [25]. Обломки ожелезненных полиметаллических руд найдены в отложениях юдомской свиты и на крайнем юге, в бассейне р. Челасин.

Относительно генезиса руд нет единого мнения. Существуют представления о первичноосадочном и телетермальном происхождении, а также о возможности формирования руд в процессе циркуляции вадозных вод. Не вдаваясь в обсуждение этой проб-

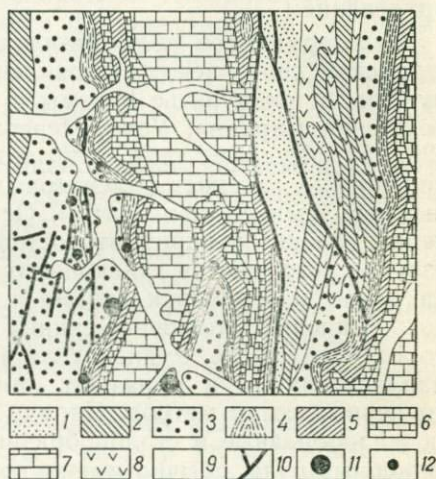


РИС. 4. Геологическая карта района Сардана. По А. И. Старникову и др. Верхний протерозой, свиты: 1 — лахандинская, 2 — кандыкская, 3 — устькирбинская, 4 — юдомская (венд); нижний кембрий, свиты: 5 — пестроцветная; 6 — инниканская; 7 — средний кембрий; 8 — позднепротерозойские диабазы; 9 — четвертичные отложения; 10 — разломы; 11 — месторождения свинца и цинка; 12 — рудопроявления свинца и цинка

лемы, следует отметить, что по морфологии и минеральному составу руд, форме рудных тел и составу вмещающих пород, полиметаллическое оруденение Нельканской зоны очень похоже на месторождения долины реки Миссисипи, Пайн-Пойнт в Канаде и другие полиметаллические месторождения осадочных чехлов платформ.

Стратиформное полиметаллическое оруденение в пределах Нельканской краевой чешуйчато-надвиговой зоны не ограничивается вендским (юдомским) уровнем. Несомненный интерес представляет тонкая вкрапленность сульфидов меди, свинца, цинка, обнаруженная А. И. Горбуновым и В. Ф. Механошиным в черных сланцах мускельской (омнинской) свиты верхнего протерозоя в северной части зоны (Горнастахская антиклиналь). Минерализация эта прослежена на сотни метров по простиранию свиты.

Интересное медное оруденение описано Ф. П. Кренделевым в 1974 г. в зоне Кыллахского разлома. Здесь в основании терригенной омнинской свиты установлены медистые конгломераты мощностью 1,2—1,4 м, прослеженные на протяжении 250 м. Оруденение представлено мелкой рассеянной вкрапленностью борнита и халькопирита в песчаниковом цементе конгломератов.

Г. А. Гурьевым и А. П. Кропачевым в 1978 г. обнаружены медистые сланцы в пестроцветных аргиллитово-известняковых отложениях лахандинской свиты верхнего протерозоя (майская серия) на севере зоны в бассейне р. Восточная Хандыга. Оруденение представлено халькопиритовой и борнит-халькозиновой вкрапленностью в алевролитах и аргиллитах. Мощность минерализованной пачки 1,5—2,5 м, протяженность более 600 м.

Вкрапленность сфалерита, вероятно, осадочного происхождения, установлена в сферосидеритовых конкрециях лахандинской свиты на юге зоны, в бассейне р. Ингили.

Широко развиты в пределах Нельканской зоны осадочные железные руды. Они установлены в терригенно-карбонатных отложениях лахандинской свиты. Наиболее распространены аллитовые руды, образующие линзовидные залежи в базальных горизонтах свиты. Протяженность линз от первых десятков метров до 700 м, мощность — 1—9 м. Плотность насыщения базальных слоев лахандинской свиты линзами аллитовых руд высокая, особенно в бассейне р. Ингили, где на значительной площади развит сплошной железорудный горизонт. Руда состоит из трех компонентов: окислов железа, глинозема и кремнезема, обычно примерно в равных количествах. Технологический лабораторный анализ руд показал возможность извлечения из них железа и алюминия. Бокситовый модуль руды около 1, иногда до 3. Содержание окислов железа местами до 75%. Меньшую роль играют шамозитовые, гематитовые и сидеритовые руды, слагающие линзы и небольшие пропластки. Сидериты образуют конкреции в толще аргиллитов лахандинской свиты.

Лакандинская железорудная формация развита в Нельканской зоне очень широко. Наиболее богатое оруденение известно в восточной части Майского прогиба Сибирской платформы в непосред-

ственной близости от Нельканского надвига. Вероятно, именно в краевых частях крупного позднепротерозойского прогиба были наиболее благоприятные палеотектонические и палеогеографические условия для формирования осадочных железных руд. Это обстоятельство наряду с широким распространением лахандинской свиты в Нельканской зоне позволяет высоко оценивать перспективы последней в отношении осадочных железных руд.

В основании лахандинской свиты повсеместно установлена бокситоносная кора выветривания, залегающая на доломитах ципандинской свиты. Бокситы представлены гиббситом, аллофаном, галлузитом, каолинитом. Они слагают гнезда, пластовые залежи, местами выполняют карстовые полости. В бассейне р. Ингили, где бокситоносная кора изучена наиболее полно, выявлена пластовая залежь мощностью 3 м и протяженностью 100 м. Здесь же установлена карстовая полость размером в плане 400×100 м, выполненная гиббситом. Глубина этой полости по данным электроразведки 100 м [28]. Вопрос о генезисе бокситов не решен. Существует мнение, что они имеют мезозойский возраст и инфильтрационное происхождение, но не исключена возможность осадочного генезиса и протерозойского возраста.

Значительно меньшее значение имеют в Нельканской зоне фосфориты, установленные в базальных горизонтах юдомской свиты, а также в известняках пестроцветной и инниканской свит нижнего кембрия. Они образуют желваковые скопления и небольшие пластовые залежи с низкими содержаниями P_2O_3 (первые проценты). Однако вопрос о фосфоритоносности вендских и кембрийских отложений этого региона изучен совершенно недостаточно и не исключена возможность выявления залежей фосфоритов, имеющих практическое значение.

На крайнем юге Нельканской зоны в бассейне р. Челасин известна боровая минерализация в скарнах на границе меловых гранитоидов с карбонатными породами лахандинской и ципандинской свит майской серии верхнего протерозоя. Минерализация представлена людвигитом, суанитом, флюоборитом и котонитом в магнезиальных, аксинитом и датолитом в известковистых скарнах.

В. И. Пузанов и А. Б. Соловьев [21] высказали предположение, что источником бора в скарнах служат аргиллиты нижней подсвиты лахандинской свиты и предлахандинская кора выветривания и что бор мобилизуется и переотлагается в процессе гранитообразования. Лахандинские аргиллиты и породы коры выветривания широко распространены в пределах Нельканской зоны. Не исключена возможность, что благоприятные условия для мобилизации рассеянного бора из аргиллитов и коры выветривания могли возникнуть не только в связи с гранитоидным магматизмом, но и в процессе внедрения даек и силлов рифейских и палеозойских диабазов и палеозойских ультраосновных и щелочных пород. Это подтверждается аксинитовой минерализацией в палеозойских диабазах, обнаруженной Д. А. Живцовым в северной части Нельканской зоны.

Эндогенное оруденение в пределах Нельканской краевой чешуйчато-надвиговой зоны развито крайне ограниченно. Оно представлено редкометальной минерализацией, связанной с карбонатами палеозойских ультраосновных и щелочных интрузий.

Существенный интерес может представить Нельканская зона в отношении нефти и газа. Здесь так же, как и на склонах Алданского щита, широко развиты возможные нефтематеринские толщи (малгинская и лахандинская свиты верхнего протерозоя, инниканская свита нижнего кембрия), выдержанные пласты пород с хорошими коллекторскими свойствами (доломиты ципандинской и юдомской свит, песчаники кандыкской и юдомской свит), широко распространены проявления битумов нефтяного ряда. В первую очередь интересны слабо нарушенные широкие синклинали на левобережье Юдомы и на Кыллахском выступе.

КАРПАТСКАЯ ЗОНА

Карпатская краевая чешуйчато-надвиговая зона расположена на границе Восточно-Европейской платформы и покровно-складчатого сооружения Карпат. В виде дуги, выпуклой к северо-востоку, она протягивается на протяжении 1200 км при ширине 80—100 км. Ее внешняя граница на всем протяжении перекрыта молассами Предкарпатского краевого прогиба и, по всей видимости, совпадает с крупным Стебницким надвигом, разделяющим Предкарпатский прогиб на Внешнюю и Внутреннюю части. Вместе с тем не исключена возможность, что структурный переход между Восточно-Европейской платформой и Карпатской краевой чешуйчато-надвиговой зоной постепенный. В пользу такого предположения свидетельствует наличие на глубине во внешней части Предкарпатского прогиба пологих разрывов, затухающих и переходящих во флексуры при приближении к поверхности.

Внутренняя граница Карпатской краевой чешуйчато-надвиговой зоны может быть проведена по Пеннинским Утесам, протягивающимся узкой (2—10 км) полосой почти через весь горный массив Карпат от Вены до долины р. Тиссы. Здесь наблюдаются многочисленные скальные выходы юрских известняков (клиппы), залегающих среди интенсивно дислоцированных меловых толщ. Эта узкая полоса смятия представляет собой по мнению одних исследователей крупный надвиг или сложный чешуйчатый покров, сорванный с основания. Другие геологи рассматривают ее в качестве глубинного разлома или полосы верхнемезозойских кордильер, выдвинутых на поверхность по глубинным разломам. Но все исследователи сходятся во мнении, что Пеннинские Утесы — важный структурный рубеж Карпат, разделяющий их на два существенно различных региона.

Южнее Пеннинских Утесов расположены Внутренние Карпаты, характеризующиеся развитием преимущественно мезозойских и более древних пород с широкими проявлениями вулканизма и интрузивного магматизма. Севернее Пеннинских Утесов расположены Внешние, или флишевые, Карпаты, в пределах которых развиты преимущественно терригенные флишевые отложения палеоцена и неогена, представленные песчаниками, глинистыми

сланцами, конгломератами. В меньшей степени здесь распространены меловые и юрские флишевые отложения — глинистые и кремнистые сланцы, песчаники, известняки, мергели, аргиллиты. О. С. Вялов [16] выделяет во флишевой толще 4 комплекса: раннемеловой (котинский), позднемеловой (русичанский), палеоцено-эоценовый (карпийский) и олигоценый (омбронский). Общая мощность осадочной толщи Внешних Карпат 6—8 км. Отмечается также широкое распространение олистостром [14]. Магматические породы не характерны.

На восточном продолжении Пеннинских Утесов расположен Мармарошский массив, сложенный докембрийскими (?) и палеозойскими метаморфическими комплексами. По мнению большинства исследователей, метаморфические образования Мармарошского массива надвинуты на флишевые толщи Внешних Карпат. Существует также предположение, что вдоль внешней границы Мармарошского массива имеется полоса «зияния» в континентальной коре (Раховская полоса), в пределах которой развиты позднеюрские и раннемеловые базальтоиды.

В Карпатской краевой чешуйчато-надвиговой зоне выделяется ряд подзон, отличающихся характером отложений и иногда особенностями складчатых структур. Эти подзоны, по всей видимости, представляют собой надвинутые друг на друга тектонические пластины (рис. 5). Во внешней полосе, перекрытой Предкарпатским

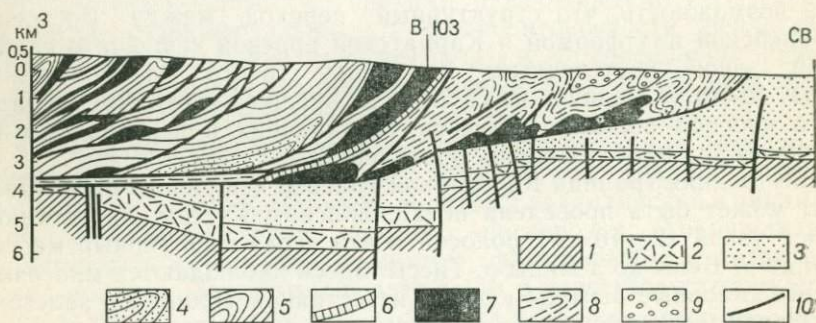


РИС. 5. Схематический геологический разрез восточной части Польских флишевых Карпат. По К. Биркенмайеру.

Отложения автохтона: 1 — эокембрия основания; 2 — тортона; 3 — нижнего сармата; отложения аллохтона: 4 — нижнего мела; 5 — среднего — верхнего мела; 6 — нижнего миоцена; 7 — эоцена; 8 — гельветского яруса; 9 — тортона (с эвапоритами); 10 — разломы

краевым прогибом, выделяются Крукеническая, Боновская, Угерская, Станиславская, Бориславско-Покутская, Трускавецкая и Модрыцкая пластины. Иногда эту внешнюю полосу называют структурной единицей Стебник. Амплитуда горизонтального перемещения достигает здесь 25 км и более. К фронтальным надвигам тектонических пластин приурочены линейные антиклинальные складки, а в тылу их располагаются изометричные куполовидные структуры. Наибольшую деформацию испытали тектонические

чешуи в Майданском и Надворьянском районах, где продвижения шарьяжей препятствовали высокие уступы домолассового основания Внешней части Предкарпатского прогиба.

Во флишевых Карпатах выделяются Скибовая, Субсилезская, Силезская, Бачавская, Черногорская, Центральная, Раховская, Прокулетская, Магурская пластины. Они расположены кулисообразно и перекрывают друг друга. Амплитуда горизонтального перемещения отдельных покровов достигает первых десятков километров. Пласты, слагающие пластины, смяты в складки, часто опрокинуты в сторону платформы. На Предкарпатский прогиб надвинута Скибовая подзона, на некоторых участках (Прокутский Майданский, Бориславский) из-под нее выступают фрагменты Модрыческой пластины Внутренней части Предкарпатского прогиба. Амплитуда надвига флишевых Карпат на Предкарпатский прогиб в самой северной части Карпатской дуги достигает 20 км. Общая суммарная амплитуда горизонтального перемещения в пределах Карпатской краевой чешуйчато-надвиговой зоны оценивается в 140—190 км [14].

К. Биркенмайер [17] во флишевых Карпатах выделяет три зоны: внешнюю, центральную и внутреннюю. Внешняя зона сложена миоценовой молассой Предкарпатского прогиба, меловым и палеогеновым флишем. Все эти образования находятся в аллохтонном залегании, образуя мелкие принадвиговые складки и тектонические пластины (скибы). Протяженность наиболее крупных скиб, таких как Орловская, Сколевская, Парашка, достигает 250 км.

Центральная зона выполнена меловым и палеогеновым флишем. Для западной ее части характерны крупные тектонические пластины — Силезская, Субсилезская и др. На востоке зоны развиты мелкие пластины скибового типа. Незначительно развиты магматические породы, представленные силлами, дайками и изредка порками тешенитов.

Внутренняя зона сложена юрским, меловым и палеогеновым флишем. Характерны крупные тектонические пластины — Магурская, Раховская и др. Ширина Магурской пластины к югу от г. Кракова достигает 43 км, амплитуда горизонтального перемещения составляет здесь несколько десятков километров. Промежуточное положение между Магурской и Силезской пластинами занимает зона Дуклянских складок. В ее пределах развиты узкие и короткие тектонические чешуи, длина которых 0,4—3 км. Вблизи Пеннинских Утесов во внутренней зоне встречаются дайки кислого и среднего состава.

Покровная тектоническая природа Карпатской краевой чешуйчато-надвиговой зоны в последнее время подтверждается геофизическими исследованиями и глубоким бурением. Так, анализ сейсмических материалов показал, что поверхность фундамента Польских Карпат представляет собой моноклираль, погружающуюся к юго-западу и юго-востоку и осложненную широкими вытянутыми поднятиями. Установлено также, что морфология поверхности фронтального надвига флишевых Карпат не зависит от

Тектоники основания, породы автохтонного миоцена обычно залегают полого с погружением под Карпаты. Буровая скважина, пройденная в Польше южнее г. Вадовице и расположенная в 20 км южнее фронтальной линии надвига флишевых Карпат, вскрыла фундамент, представленный терригенно-карбонатными отложениями карбона, девона, кембрия и верхнего докембрия общей мощностью более 1400 м. В Моравии бурением установлено, что платформенные образования прослеживаются под покровами Внешних Карпат на расстояние более 30 км. Предполагается, что образование надвигов и покровов началось в олигоцене и завершилось в плиоцене. Срывы осадочного чехла во внешней части Карпатской зоны происходили по пластичным глинистым образованиям яловецкого горизонта, а во внутренней — по глинистым горизонтам раннемелового возраста.

В пределах Карпатской краевой чешуйчато-надвиговой зоны выделяются поперечные тектонические зоны древнего заложения, которые пересекают как Внутренние, так и Внешние Карпаты. Они представлены полосами поперечных складчатых и разрывных дислокаций шириной 1—8 км [16].

Ведущую роль в Карпатской краевой чешуйчато-надвиговой зоне играют горючие полезные ископаемые. Наибольший интерес представляют месторождения нефти. Они сосредоточены во внешней полосе зоны, перекрытой Предкарпатским краевым прогибом. Месторождения приурочены к антиклинальным складкам, залежи нефти сосредоточены в юрских, меловых и третичных отложениях. Наиболее продуктивны эоцен и олигоцен. Выделяются два нефтеносных резервуара — палеоцен-эоценовый и олигоценный. Они сложены переслаивающимися песчаниками и аргиллитами, что обусловило образование многоярусных залежей нефти. Региональными покрывающими служат неогеновые молассы и быстрицкие аргиллиты верхнего миоцена. Структурные ловушки представлены антиклинальными складками, часто надвинутыми одна на другую и рассеченными многочисленными поперечными сбросо-сдвигами.

На территории СССР в Карпатах известна Сходницкая область нефтегазонакопления, охватывающая внешнюю часть Скибовой подзоны (Береговая, частично Орловская и Скольская скибы). В пределах Береговой скибы расположено Бориславское месторождение. Основной продуктивный горизонт приурочен к пласту песчаников эоцена мощностью 10—40 м (бориславские песчаники). Сходницкая область протягивается от границы с ПНР до г. Яремчи. Месторождения локализуются в мел-палеогеновых отложениях, в структурном отношении они приурочены к чешуйчатым складкам. На северо-западе региона южнее Сходницкой области располагается Погарская область нефтегазонакопления. Она объединяет мелкие залежи нефти Скибовой, Субсилезской и частично Силезской подзон в полосе от границы с ПНР до р. Рики. Продуктивны олигоценные отложения, структурными ловушками служат мелкие изоклинальные складки. На юго-востоке выделяется Верховинская область нефтегазонакопления. Она протягивается от границы

с СРР до Верховины и объединяет группу месторождений Скибовой подзоны, сходных по строению и стратиграфической приуроченности с месторождениями Погарской области.

В миоценовых отложениях известны месторождения озокерита, представленные жильными и пластовыми телами. В олигоцене найдены менилитовые сланцы. Наиболее полно изучено Верхне-Синевиденское месторождение менилитовых сланцев. Здесь имеются три пачки битуминозных аргиллитов суммарной мощностью 120—165 м. Содержание органического вещества в них 4—30% [14].

Во внешней части зоны в нижнесарматских отложениях залегают бурые угли. Проявления углей сосредоточены в полосе, ширина которой 15—25 км, протяженность 130 км. Здесь известно 5 месторождений бурых углей. В миоценовых породах сосредоточены залежи калийных солей и галита. Известны месторождения самородной серы.

В пределах Карпатской краевой чешуйчато-надвиговой зоны распространены многочисленные источники минеральных вод, наибольшей известностью пользуются воды «Нафтусей» в Трускавце. Кроме того, известны углекислые воды типа «Нарзан» (Силезская подзона), «Боржоми» (Бачавская подзона), «Ессентуки» (Силезская, Магурская, Бачавская подзоны); «Арзни» (Дуклянская и Силезская подзоны). Наиболее крупные запасы углекислых вод сосредоточены в Силезской подзоне, вблизи села Келечин, где имеются условия для создания крупного курорта.

Несомненный интерес представляют проявления медистых песчаников в пестроцветных песчано-глинистых отложениях сеномантуронского, раннепалеоценового, эоценового и миоценового возраста во внешней части краевой чешуйчато-надвиговой зоны (Внутренней части Предкарпатского краевого прогиба). Оруденение локализуется в зеленоватато-серых песчаниках и глинистых сланцах, а также на контакте их с красноцветами. Минерализация представлена графитом, самородной медью, халькозином, халькопиритом, пиритом, ковеллином, смальтином, купритом, азуритом. Предполагается осадочно-диагенетическое происхождение оруденения, источники сноса рудного вещества расположены во Внутренних Карпатах. Вкрапленная и прожилково-вкрапленная полиметаллическая минерализация обнаружена в толще аргиллитов и карбонатно-кремнистых пород в кровле менилитовой свиты. Основные рудные минералы — галенит, сфалерит и пирит, изредка отмечается халькопирит. Предполагается гидротермально-осадочный генезис оруденения.

Известны также проявления медной и свинцово-цинковой минерализации во внутренних частях краевой чешуйчато-надвиговой зоны, в пределах флишевых Карпат. Они отмечены в Черногорской, Силезской, Субсилезской и Скибовой подзонах. Наиболее перспективны отложения яремченского пестроцветного горизонта ямненской свиты Скибовой подзоны.

Железные руды представлены прослоями сидеритов в спасской свите нижнего мела в районе Добромиля. Мощность залежей не

превышает 1 м, содержание железа 55%. Известны также мелкие железорудные проявления в верхнемеловых, эоценовых и олигоценовых отложениях, представленные сидеритами, сферосидеритами, железистыми доломитами. Железомарганцевые руды выявлены в эоценовых аргиллитах, где они слагают конкреции размером 4—30 см. Содержание марганца достигает 30%. В эоценовых аргиллитах известны также маломощные (10—25 см) пласты железомарганцевых руд. В них содержатся марганец в количестве до 38,64% и железо — до 25,5% [14].

Болгарские геологи [16] в полосе краевой чешуйчато-надвиговой зоны выделяют внешнюю зону эвапоритовых месторождений и внутреннюю — сидеритовых, медных и свинцово-цинковых стратиформных месторождений.

ЗАПАДНО-УРАЛЬСКАЯ ЗОНА

Западно-Уральская краевая чешуйчато-надвиговая зона протягивается меридиональной полосой вдоль западного склона Уральского хребта. Западная граница ее перекрыта Предуральским краевым прогибом, на востоке с некоторой долей условности границу зоны можно провести по фронтальным линиям надвигов, отделяющих поля развития осадочных образований платформенного типа от осадочно-вулканогенных пород геосинклинального облика. Так, на Южном и Среднем Урале эта граница совпадает с фронтальным надвигом Мурадымовской тектонической пластины Залаирского синклинория, западной границей Кракинского шарьяжа (Башкирский антиклинорий), Нязепетровским надвигом Уфимского амфитеатра. Таким образом, Западно-Уральская краевая чешуйчато-надвиговая зона включает восточную окраину Предуральского прогиба, западные части Залаирского синклинория, Башкирского антиклинория, Уфимского амфитеатра и Среднеуральского антиклинория, Тимаизское и Кожимское поднятия, западную часть Лемвинского синклинория, Собское и Пайхойское поднятия.

Еще сравнительно недавно преобладавшие представления о складчато-глыбовом строении Урала в настоящее время подвергаются аргументированной критике сторонников широкого развития надвигов и тектонических покровов. Полученные в последнее время новые материалы, и в первую очередь материалы бурения, подтверждают точку зрения М. А. Камалетдинова, А. В. Пейве, Н. П. Хераскова, А. С. Перфильева, Р. А. Гафарова, К. П. Плюсина, О. А. и А. Г. Кондайн и др. о ведущей роли покровной тектоники в строении и развитии Урала.

В настоящее время ни у кого не вызывает сомнения, что на западном склоне Урала развит кристаллический фундамент, аналогичный основанию Восточно-Европейской платформы. Об этом свидетельствуют особенности геофизических полей, а также выходы кристаллического фундамента в пределах Башкирского выступа. Анализ гравитационного и магнитного полей и материалов ГСЗ свидетельствует, что фундамент Восточно-Европейской платформы ступенчато погружается к востоку под складчатое сооружение

Урала и резко обрывается в зоне Главного Уральского разлома. Основываясь на близости геофизических характеристик Восточно-Европейской платформы и Западного Приуралья, Ф. И. Хатянов в 1967 г. предложил рассматривать западный склон Урала как складчатую платформенную зону, в отличие от геосинклинальной зоны Восточного Урала, развивавшейся на коре океанического типа. Многие исследователи рассматривают западный склон Урала как систему деформированных тектонических пластин, погружающихся к востоку. Нижние пластины сложены породами осадочного чехла платформы, выше залегают пластины, образованные толщами многогеосинклинальных образований, которые в свою очередь перекрыты эвгеосинклинальными породами. Аллохтонные массы эвгеосинклинальных толщ слагают тектонические останцы.

Для Западного Приуралья характерно чешуйчато-надвиговое строение. Особенно ярко оно проявляется в зоне, непосредственно примыкающей к Предуральскому краевому прогибу. Интересно отметить, что местами, например в пределах Башкирского выступа, при движении с востока на запад, от центральных частей складчатого сооружения к платформе интенсивность складчатых дислокаций не уменьшается, как обычно в складчатых областях, а увеличивается. Это явление А. А. Богданов назвал «парадоксальным». На этот же «парадокс» обратили внимание С. Н. Иванов, А. С. Перфильев и В. Н. Пучков, которые отметили в 1977 г., что складчатые структуры в пределах зеленокаменной полосы более просты и пологи, чем структуры западного склона Урала.

К. П. Плюсин, указывая в 1969 г. на широкое развитие систем шарьяжей на западном склоне среднего и северного Урала, отмечает, что «описываемые нарушения являются структурной принадлежностью только рассматриваемой полосы Урала и отсутствуют на его восточном склоне. Они совершенно закономерно, как и в других горно-складчатых областях земного шара, приурочены к границе орогенной зоны с передовым прогибом».

Одна из последних и наиболее полных сводок по тектонике западного склона Урала принадлежит М. А. Камалетдинову [11]. На основании этой монографии можно дать краткую структурную характеристику Западно-Уральской краевой чешуйчато-надвиговой зоны.

Эта зона сложена архейско-нижнепротерозойскими, рифейскими, вендскими и палеозойскими породами. Наиболее древние архейско-нижнепротерозойские образования тараташского комплекса представлены разнообразными гнейсами, кварцитами (в том числе железистыми), джеспилитами, филлитами. Возраст пород тараташского комплекса 2,7—3,3 млрд. лет. Эти образования развиты в северной части Башкирского антиклинория и представляют собой выступ кристаллического основания Восточно-Европейской платформы.

Выше тараташского комплекса с глубоким размывом и угловым несогласием залегают мощная (10—12 км) толща рифея. Разрез рифейских образований Башкирского антиклинория один из наибо-

лее полных в мире. Именно здесь Н. С. Шатский выделил рифейскую группу. Нижний рифей представлен бурзянской серией, сложенной песчаниками, конгломератами, доломитами и известняками, углисто-глинистыми и углисто-карбонатными сланцами, основными эффузивами. Мощность бурзянской серии около 5 км. Выше залегает среднерифейская юрматинская серия, представленная алевритами, песчаниками, различными сланцами. В нижней части разреза развиты основные эффузивы, в верхах в подчиненном количестве присутствуют доломиты и известняки. Местами, особенно в восточной части Башкирского антиклинория, породы низов серии претерпели зеленокаменные изменения. Общая мощность серии около 4 км. Верхний рифей (каратауская серия) представлен толщей терригенных пород с подчиненными прослоями доломитов и известняков в верхах разреза. Мощность каратауской серии около 3 км.

На рифейских отложениях залегает терригенная толща ашинской серии вендского комплекса мощностью до 1650 м. Мощность рифейских и вендских отложений и полнота разреза уменьшаются в западном направлении до полного выклинивания на прилегающих к Уралу поднятиях Восточно-Европейской платформы.

Палеозой представлен терригенно-карбонатной толщей общей мощностью 3—4 км. Низы ее (ордовик, силур) сложены преимущественно терригенными породами, средняя часть разреза (карбон, девон, нижняя пермь) существенно карбонатная. Завершается раз-

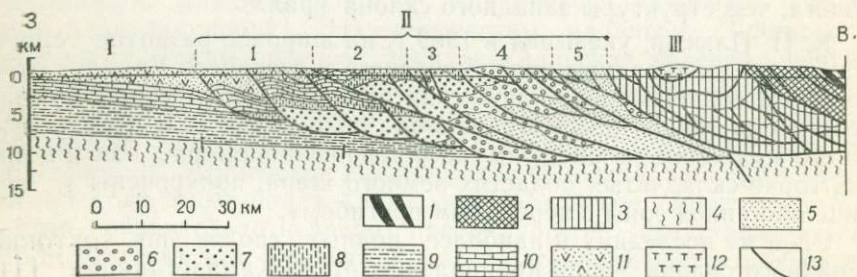


РИС. 6. Схематический геологический разрез Западно-Уральской краевой чешуйчато-надвиговой зоны. По материалам М. А. Камалетдинова.

1 — эвгеосинклиальная зона Урала; 2 — антиклинорий Уралтау; 3 — многоэосинклиальная зона Урала; 4 — Тараташский архейско-нижнепротерозойский метаморфический комплекс; 5 — бурзянская серия нижнего рифея; 6 — юрматинская серия среднего рифея; 7 — каратауская серия верхнего рифея; 8 — ашинская серия венда; 9 — верхний протерозой — венд; 10 — палеозой; 11 — пермские отложения; 12 — гипербазиты; 13 — разрывные нарушения. Структурные элементы: I — Восточно-Европейская платформа; II — краевая чешуйчато-надвиговая зона: 1 — Предуральский краевой прогиб, пластины; 2 — Нугушская, 3 — Алатауская, 4 — Зильмерданская, 5 — Юрматинская; III — Шарьяж Крака

рез эвапоритами кунгурского яруса нижней перми и терригенными породами верхней перми. При этом кунгурские и верхнепермские отложения развиты главным образом в западной части краевой чешуйчато-надвиговой зоны, там, где она перекрыта Предуральским краевым прогибом (рис. 6). В. Н. Пучков различает в палеозойских отложениях западного склона Урала несколько групп формаций.

Нижний палеозой он рассматривает как группу рифтогенных терригенных формаций, а в ордовикско-каменноугольных отложениях выделяет группу формаций шельфа (карбонатные, терригенно-карбонатные и фалаховые формации) и материкового склона и подножия, возможно с фрагментами океанического чехла (известняково-алевросланцевые, известняково-глинисто-кремнистые, кремнисто-терригенно-олигомиктовые формации).

Как уже говорилось выше, восточная граница зоны проводится с некоторой долей условности по подошве Мурадымовской тектонической пластины. М. А. Камалетдинов отмечает, что восточнее этой границы происходят существенные фациальные изменения. В отличие от более западных районов, здесь появляются мощные толщи рифовых известняков нижнего, среднего девона и франского яруса, а фаменский ярус представлен толщей песчано-сланцевых пород аспидной формации (залаирская серия), в то время как западнее он сложен известняками.

Ограниченно в пределах чешуйчато-надвиговой зоны развиты магматические породы — гранитоиды и гипербазиты. Последние, как считает М. А. Камалетдинов, представляют собой аллохтонные отторженцы.

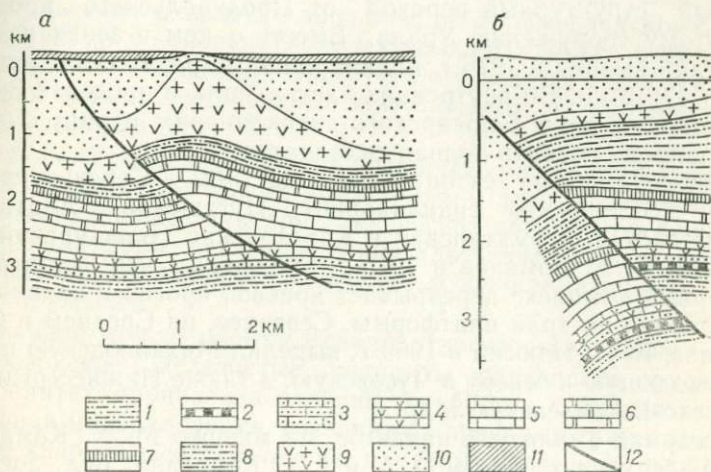


РИС. 7. Геологические разрезы — Воскресенской (а) и Подгорновской (б) антиклиналей. По М. А. Камалетдинову.

Отложения: 1 — ашинской серии венда; 2 — силура; девона: 3 — среднего, 4 — верхнего; карбона: 5 — нижнего, 6 — среднего, 7 — верхнего; нижней перми: 8 — ассельского, сакмарского и артинского ярусов; 9 — кунгурского яруса; 10 — верхней перми, уфимского яруса; 11 — палеогена и неогена; 12 — разрывные нарушения

Западно-Уральская краевая чешуйчато-надвиговая зона образована серией тектонических пластин, надвинутых друг на друга с востока на запад, в направлении от Уральской складчатой системы в сторону платформы (см. рис. 6). На западе к фронтальным частям надвигов (Воскресенско-Подгорновского, Табынско-Бакракского, Кинзобулатовско-Ромадановского, Саратовско-Исимов-

ского) приурочены цепочки гребневидных антиклиналей. В западной части краевой чешуйчато-надвиговой зоны, погребенной под Предуральским прогибом, выделяются три типа складчатых структур. Первый тип — Карлинский — представлен линейными антиклиналями, приуроченными к фронтальной полосе надвигов, связанных с движением тектонических пластин в западном направлении. Второй тип — Кинзебулатовский — представляет собой линейные антиклинали, приуроченные к Кинзебулатовскому надвигу, плоскость сместителя которого наклонена к западу. Третий тип — Тейрукский — представлен куполовидными поднятиями, расположенными в тылу фронтальных надвигов и возникшими при короблении тектонических пластин. На западных крыльях складок карлинского типа часто наблюдаются мелкие зоны смятия, приуроченные к разрывным нарушениям.

Гребневидные антиклинали быстро выполаживаются в восточном направлении и сменяются спокойным, часто практически горизонтальным залеганием пластов (рис. 7). Такая картина характерна для западной окраины зоны, погребенной под верхнепермскими отложениями Предуральского прогиба, а также для зоны передовых складок Урала. На Приполярном Урале отмечается постепенный структурный переход от Предуральского прогиба к складчатому сооружению Урала. Вместе с тем в зонах надвигов В. В. Юдин выявил в 1976 г. мелкие клиппы размерами от $0,5 \times 0,5$ до 4×12 км. Во внутренних частях зоны, в пределах Залаирского синклинория и Башкирского антиклинория, наряду с гребневидной широко развита полная складчатость.

Наиболее крупные тектонические пластины — Суреньская и Сушевская (Залаирский синклинорий), Нугушская, Алатауская, Зильмердакская, Юрматинская и Каратауская (Башкирский антиклинорий). В. А. Романов в 1975 г. предложил, что каратауский структурный комплекс перекрывает краевой прогиб и надвинут непосредственно на край платформы. Севернее, на Среднем и Северном Урале, К. П. Плюсин в 1969 г. выделил Михайловскую пластину, переходящую к северу в Чусовскую, а также Нижнесергинскую, Крыловско-Васильевскую и др.

Суммарная амплитуда надвигов, по мнению М. А. Камалетдинова, 25—50 км, по данным О. А. и А. Г. Кондяйн она достигает 120 км. В. В. Юдин считает, что ширина зоны палеозойского осадконакопления на западном склоне Урала на широте верхнего течения р. Печоры составляла 100—150 км и была уменьшена в результате складчатости и надвигообразования в 3 раза. Этот исследователь считает, что складчатая структура Западного склона Урала сформировалась в условиях общего тангенциального сжатия земной коры при незначительной роли гравитационных дислокаций. О. А. и А. Г. Кондяйн выделили в 1974 г. главную систему Западно-Уральских покровных структур, возникшую в раннем триасе. Но, вероятно, более справедлива точка зрения М. А. Камалетдинова, В. А. Романова и др., которые считают, что надвиги начали формироваться еще в докембрии, но основная фаза их становления

приходится на поздний палеозой — начало триаса. По-видимому, наибольшие амплитуды горизонтальных перемещений характерны для Уфимского амфитеатра, где устанавливаются эвгеосинклинальные формации в аллохтонном залегании на платформенных и миогеосинклинальных толщах.

В пределах западного склона Урала выделяется несколько крупных структурных элементов, сменяющих друг друга в меридиональном направлении — Залаирский синклиниорий, Башкирский антиклиниорий, Уфимский амфитеатр и др. Они сложены различными по возрасту образованиями. Вместе с тем общая черта их — чешуйчато-надвиговое строение. При этом нередко отдельные крупные тектонические пластины смежных структурных элементов представляют собой единые аллохтонные чешуи. Так, М. А. Камалетдинов подчеркивает структурное единство Суреньской пластины Залаирского синклинория и Нугушской пластины Башкирского антиклинория. Отмечается также, что естественным продолжением Мурадымовской пластины к северу служит Зильмердакская пластина. По этим структурным признакам в пределах Башкирского антиклинория, вероятно, логичнее проводить восточную границу Западно-Уральской краевой чешуйчато-надвиговой зоны не по Зюрактульскому надвигу, а западнее, по Зильмердакскому. Вместе с тем граница по Зюрактульскому надвигу более оправдана в формационном отношении. Восточнее в юрматинской серии среднего рифея появляются основные эффузивы, а в ашинской серии венда — диабазы.

Западно-Уральская краевая чешуйчато-надвиговая зона богата разнообразными полезными ископаемыми. Здесь сочетаются месторождения, типичные для кристаллических комплексов фундамента древних платформ, осадочных толщ платформенных чехлов и месторождения, связанные с развитием геосинклинального складчатого сооружения.

К первой группе месторождений относятся архейские и нижнепротерозойские железистые кварциты, сульфидное оруденение в амфиболитах, проявления платины в габбро и перидотитах, редкометальная минерализация, связанная с древними гранитами. Железистые кварциты сосредоточены в метаморфических толщах тараташского комплекса. Они слагают три пачки, объединенные в единую железорудную толщу, в которой помимо железистых кварцитов развиты железисто-силикатные сланцы и пироксен-магнетитовые руды. Предполагается, что железные руды тараташского комплекса имеют первичноосадочную природу.

Наиболее значительные месторождения полезных ископаемых связаны с эпохой формирования терригенно-карбонатного осадочного чехла. К ним относятся уникальные месторождения сидеритов и магнетитов в карбонатных породах саткинской и бакальской свит бурзянской серии, сидеритовые месторождения в осадочных породах зигазино-комаровской и авзянской свит, сидериты и бурые железняки в каратауской серии. В пермских и каменноугольных кар-

бонатных породах известны месторождения марганца, представленные марганцовистыми известняками.

Большой интерес представляют широко распространенные медистые песчаники. Рудная минерализация, по данным А. М. Кутергина и др., представлена халькопиритом, халькозином, борнитом, ковеллином, иногда самородной медью. Отмечаются примеси свинца, цинка, никеля, кобальта и др. Медистые песчаники распространены в довольно большом стратиграфическом интервале пермской системы. Они приурочены к сероцветным алеврито-песчаниковым разностям в толще красноцветных терригенных пород. Наибольший интерес представляют нижеказанцевские отложения, особенно базальный горизонт, насыщенный органическим веществом. В меридиональном направлении медистые песчаники в пределах Западно-Уральской зоны прослеживаются на протяжении 1500 км. На западном склоне Полярного Урала медистые песчаники приурочены к контакту пестроцветных и сероцветных отложений манитаньрдской свиты нижнего ордовика. По данным Б. Я. Дембовского, мощность рудоносных пластов достигает 110—200 м. Рудные тела представлены линзами и лентовидными залежами мощностью до 15 м (в раздувах до 35 м). На глубине содержания меди увеличиваются. Известны также проявления меди в черных известняках и сланцах пестроцветной формации верхней перми.

Медное оруденение формировалось в прибрежно-морских и континентальных условиях. Наиболее благоприятными были лагунные и дельтовые зоны. Источником сноса рудного вещества, несомненно, служили медноколчеданные месторождения зеленокаменной полосы Уральской эвгеосинклинали. В. И. Малюга, М. И. Проскуряков и Т. Н. Соколов считают, что наиболее важные источники сноса сконцентрированы в Сакмарской зоне Урала.

В хлорит-серицитовых сланцах авзянской свиты на контакте их с известняками известны серноколчеданные залежи, несущие вкрапленное и прожилково-вкрапленное свинцово-цинковое оруденение. Значительный интерес могут представлять экзогенные и телетермальное месторождения свинца и цинка в палеозойских отложениях Башкирского выступа и других районов [27].

На Южном Урале широко развиты бокситы, приуроченные к пестроокрашенным песчаникам, глинам и алевrolитам франского яруса (орловский горизонт). Наиболее крупные зоны сложены зеленовато-серыми и красными яшмовидными бокситами диаспор-бемитового состава с содержаниями глинозема 50—55% и кремнезема 3—6%.

В пределах Башкирского антиклинория открыты месторождения барита. Они представлены пластообразными залежами барита в карбонатных породах авзянской свиты юрматинской серии рифея (Ирлинское месторождение) и гнездово-вкрапленными рудами в доломитах и глинистых сланцах авзянской свиты (Бретьякское месторождение), а также линзами барита в баритизированных квар-

цитах зильмердакской свиты каратауской серии рифея (Кужинское месторождение).

В западной части зоны широко распространены горючие полезные ископаемые. Здесь известны месторождения нефти, которые разделяются на два типа — ишимбаевский и кинзебулатовский. Месторождения первого типа образуют залежи в массивных рифовых известняках сакмарско-артинского возраста. Кинзебулатовский тип представлен залежами, сосредоточенными в крупных антиклинальных складках. В. А. Романов и К. С. Яруллин не исключают возможности обнаружения залежей нефти в отложениях каратауской серии рифея и ашинской серии венда в передовых антиклиналях Южного Урала на границе с Предуральским прогибом.

На Северном Урале в пермских терригенных толщах сосредоточены каменные угли. Здесь известен ряд месторождений, группирующихся в Воркутинский угольный бассейн. Кроме того, известны месторождения бурых углей в пермских, а также в меловых и третичных отложениях. В северо-западной Башкирии открыты месторождения каменного угля в терригенных породах нижнего карбона, здесь на глубине 1250—1450 м Д. Н. Борукаевым в 1970 г. описаны мощные (15—28 м) пласты каменных углей, локализующиеся в карстовых углублениях визейских известняков.

В верхнем девоне и перми имеются горючие сланцы, представленные темно-серыми мергелями и известняками доманиковой фации. В четвертичных отложениях речных террас отмечаются пласты торфа.

В каменноугольных и сакмарско-артинских отложениях встречаются фосфориты, образующие прослои и линзы в известняках и доломитах. В породах кунгурского яруса сосредоточены месторождения галита и калийных солей.

Оруденение, связанное с развитием Уральской эвгеосинклинали, представлено месторождениями титаномагнетита, хромита, асбеста, которые локализируются в основных и ультраосновных магматических породах. С гранитоидами известны редкометалльно-полиметаллические проявления и мелкие месторождения железа и барита.

СЕВЕРО-ВЕРХОЯНСКАЯ (ПРИЛЕНСКАЯ) ЗОНА

Северо-Верхоянская (Приленская) краевая чешуйчато-надвиговая зона подробно описана в литературе. Она вытянута вдоль долины Лены и представляет собой линейную систему надвигов, по которым палеозойско-мезозойские отложения надвинуты на мезо-кайнозойские образования Приверхоянского краевого прогиба. Местами в зонах крупных поперечных скрытых разломов палеозойско-мезозойские осадочные породы по сложной системе дугообразных надвигов выдвинуты далеко на запад в сторону платформы и образуют здесь поперечные поднятия, разделяющие Приверхоянский прогиб на отдельные впадины. Последние расположены на платформенном основании и лишь по периферии поперечных поднятий, возможно, перекрывают краевую чешуйчато-надвиговую зону.

Приленская зона сложена терригенными породами верхоянского комплекса, в меньшей степени развиты терригенно-карбонатные породы венда и нижнего палеозоя, которые обнажены на севере, в пределах Хараулахского выступа и по формационному составу не отличаются от одновозрастных отложений платформенного чехла. Магматические породы практически отсутствуют, если не считать немногочисленные дайки диабазов трапповой формации. Западная граница зоны представлена фронтальной линией передового надвига. Восточная граница выражена не четко и, по-видимому, соответствует зоне скрытого разлома, которая разграничивает сжатые линейные складки и надвиги краевой зоны и область развития широких, местами брахиформных складок западного склона Верхоянского мегантиклинория. Для Приленской зоны характерны многочисленные надвиги, местами переходящие во флексуры, узкие антиклинали и широкие, иногда коробчатые синклинали. Во внешней части зоны на некоторых участках отмечаются брахиформные складки.

В отношении полезных ископаемых Приленская краевая чешуйчато-надвиговая зона изучена слабо. Можно лишь отметить стратиформные залежи свинцово-цинковых руд в карбонатных отложениях карбона и венда. Во внешней части зоны известны месторождения газа в меловых терригенных толщах.

АППАЛАЧСКАЯ ЗОНА

Аппалачская чешуйчато-надвиговая зона отделяет герцинское складчатое сооружение Южных Аппалачей от Северо-Американской платформы и морфологически совпадает с западной частью провинции Долин и Хребтов. Протяженность зоны около 1300 км, ширина 60—130 км (рис. 8). Граница с платформой проходит по фронтальному надвигу Пайн-Маунтин. Строение этого надвига хорошо изучено благодаря многочисленным буровым скважинам (рис. 9). Во фронтальной части надвиг имеет угол падения порядка 50—60°, но в юго-восточном направлении быстро выволаживается и становится почти горизонтальным. Вдоль надвига прослеживается гребневидная антиклинальная складка. В целом для Аппалачской зоны характерны многочисленные антиклинали, протягивающиеся на 50—320 км. Они часто осложнены взбросами, их образование связано с возникновением чешуйчатых надвигов, отходящих от плоскости срыва и часто не достигающих поверхности. Особенно ярко проявилась складчатость в северной и южной частях Аппалачской краевой чешуйчато-надвиговой зоны [12].

Зона сочленения сложена мощной (9 км) толщей терригенно-карбонатных отложений палеозоя (от нижнего кембрия до пенсильвания), не отличающихся по формационному составу от отложений Аллегейнского плато (краевая часть платформы). Магматические породы практически отсутствуют. Непосредственно западнее надвига Пайн-Маунтин расположен Преаппалачский краевой прогиб. В северной части отложения краевого прогиба перекрывают чешуйчато-надвиговую зону [32].

Важнейшее полезное ископаемое — цинк [24]. Стратиформные месторождения цинка локализируются в доломитах и известняках верхнего кембрия и нижнего ордовика (формации Коппер Ридж, Шейди, Кингсорт, Маскот и др.). Руды вкрапленные, обычно сла-

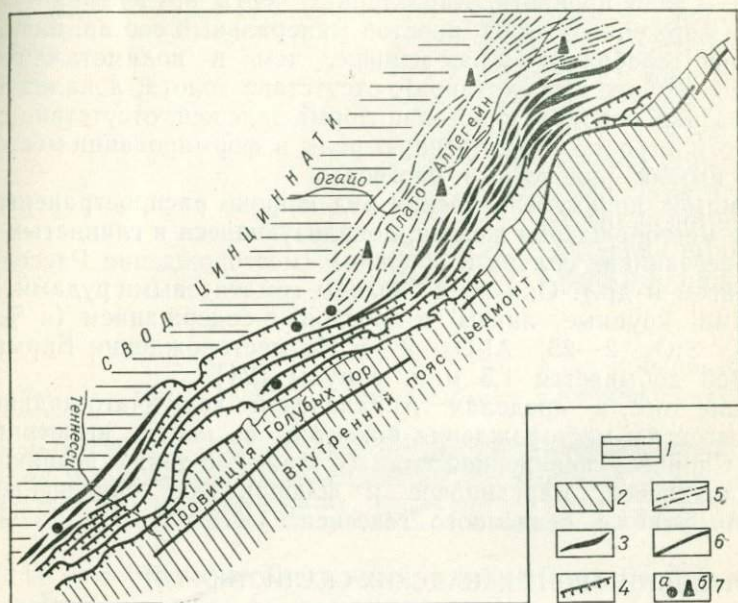


РИС. 8. Тектоническая карта внешней зоны Южных Аппалачей. По Ф. Б. Кингу. 1 — платформа; 2 — внутренние провинции Аппалачей; Аппалачская краевая чешуйчатонадвиговая зона: 3 — антиклинали; 4 — надвиги, 5 — погребенные разрывы; 6 — крупные разрывы; 7 — месторождения (а — рудные, б — нефтяные)

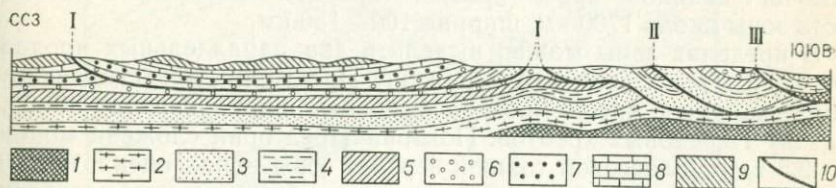


РИС. 9. Геологический разрез провинции Долин и Хребтов в Южных Аппалачах. По Р. Миллеру и У. Борзгу.

Кембрий: 1 — нижний; 2 — средний; 3 — верхний кембрий — нижний ордовик; ордовик: 4 — средний; 5 — верхний; 6 — силур — девон; карбон: 7 — нижний; 8 — средний; 9 — верхний; 10 — надвиги: I — Пайн-Маунтин, II — Уоллен-Вэлли, III — Хантер-Вэлли

гают пластовые залежи, реже рудные столбы, трубы и тела неправильной формы. В некоторых случаях рудные тела приурочены к зонам брекчирования вдоль сбросов (месторождения округа Роуэлл Ривер). Минералогический состав руд простой, основной мине-

рал — сфалерит, в подчиненном количестве отмечаются галенит, барит, флюорит. Жильные минералы представлены доломитом, кальцитом, кварцем. Иногда галенит имеет промышленное значение (месторождение Пууэлл Ривер). Содержание цинка достигает первых процентов (3,7% на месторождении Остинвилл-Айванхо), свинца — доли процента. Характерные черты оруденения — отсутствие изверженных пород, простой минеральный состав, низкое содержание серебра (в 10 раз меньше, чем в полиметаллических месторождениях других типов), отсутствие золота, локализация в карбонатных породах, пластовая форма залежей, отсутствие структурного контроля. Существенную роль в формировании месторождения играли рудоносные растворы.

Помимо полиметаллических руд широко распространены осадочные месторождения железа, локализующиеся в глинистых сланцах и песчаниках силура и ордовика (месторождения Расселвилл, Бирмингем и др.). Они представлены гематитовыми рудами, образующими крупные линзы и прослои, с содержанием (в %): Fe 32—45, SiO₂ 2—25, Al₂O₃ 2—5. На месторождении Бирмингем ежегодно добывается 1,5 млн. т руды [24].

Кроме того, в пределах Аппалачской чешуйчато-надвиговой зоны известны месторождения бокситов в корах выветривания (Кейв-Спрингс), поваренной соли (Салайн), а также незначительное ванадиевое, марганцовое и флюоритовое оруденение [5], вероятно, также осадочного генезиса.

ВНЕШНИЙ ФРОНТ КАНАДСКИХ СКАЛИСТЫХ ГОР

Внешний фронт Канадских Скалистых гор расположен на границе Северо-Американской платформы со складчатым сооружением Кордильер Северной Америки. Краевая чешуйчато-надвиговая зона Канадских Скалистых гор орографически совпадает с восточными склонами одноименного горного пояса. В восточной части она включает западное крыло краевого прогиба Альберты. Протяженность зоны около 1700 км, ширина 100—150 км.

В пределах зоны можно выделить два параллельных продольных структурных элемента — подзону Предгорий, представляющую собой западное крыло прогиба Альберты шириной около 30 км, и подзону Передовых хребтов. Подзона Предгорий сложена мощной (до 2,5 км) молассовой толщей верхней юры — палеоцена, которая перекрывает палеозойские терригенно-карбонатные образования. В подзоне Передовых хребтов наряду с мезозойскими песчаниками и аргиллитами широко развиты палеозойские, преимущественно карбонатные породы (рис. 10). Здесь же прослеживаются незначительные выходы терригенно-карбонатных докембрийских пород. Магматические проявления отсутствуют.

Внешняя (приплатформенная) граница краевой чешуйчато-надвиговой зоны представлена полосой прерывистых надвигов, местами перекрытых молассой краевого прогиба Альберты (рис. 11). Границу со складчатым поясом с некоторой долей условности мож-

РИС. 10. Фрагмент геологической карты Внешнего фронта Канадских Скалистых гор. По Дж. Уиллеру и др.

1 — миогеосинклиальная зона; 2 — платформа; краевая чешуйчато-надвиговая зона: 3 — средний кембрий — средний девон, 4 — верхний девон, 5 — верхняя юра — палеоцен; 6 — надвиги; 7 — сбросы

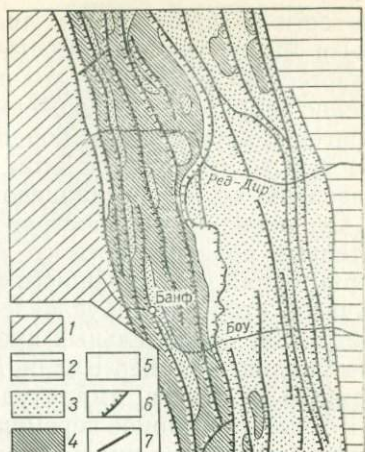


РИС. 11. Разрез Канадских Скалистых гор в районе Банфа. По Ф. Б. Кингу.

1 — докембрий (серии Белт и Уиндермир); 2 — кембрий; 3 — ордовик и силур; 4 — девон и миссисипий; 5 — юра; 6 — мел; 7 — третичные отложения; 8 — разломы (надвиги: 1 — Кастл-Маунтин; 2 — Мак-Коннел, 3 — Тернер-Валли)

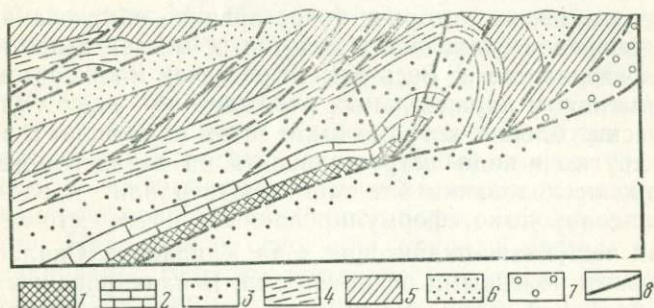


РИС. 12. Схематический геологический разрез антиклинали Тернер-Валли. По Г. Хьюму.

Поздний палеозой (миссисипий), карбонатные формации: 1 — Банф, 2 — Ранул; мел, терригенные формации: 3 — Блеймор, 4 — Нижняя Альберта, 5 — Верхняя Альберта, 6 — Белли-Ривер; 7 — палеоцен, терригенная формация Эдмонт; 8 — разрывные нарушения

но провести по фронтальным линиям надвигов Кастл-Маунтин (на севере) и Льюис (на юге). Восточнее этих надвигов развиты мощные миогеосинклинальные толщи верхнепротерозойских преимущественно терригенных отложений серии Белт мощностью до 15 км и терригенно-карбонатных пород палеозоя (в основном нижнего) мощностью до 10 км. При этом осадочные породы местами метаморфизованы до зеленосланцевой и даже амфиболитовой фаций [17]. Ограниченно распространены щелочные лакколиты предположительно позднедевонского возраста.

Характерная черта внешнего фронта Канадских Скалистых гор — чешуйчатое строение, обусловленное сложной системой чешуйчатых надвигов, параллельных простиранию всей зоны. Наиболее крупные надвиги Тернер-Валли, Мак-Конелл, Бразо и др. (рис. 12). По данным Ф. Кинга, амплитуда перемещения по ним составляет 30 км и более, суммарное перемещение по надвигам в пределах зоны достигает 100 и более километров [17]. Надвиги часто сопровождаются линейными гребневидными антиклиналями. Обычно эти складки сорваны с основания и не имеют корней (см. рис. 12).

В связи с интенсивными поисками нефти краевая чешуйчато-надвиговая зона Канадских Скалистых гор в настоящее время представляет собой один из наиболее хорошо изученных районов земного шара. В результате бурения и геофизических исследований установлено, что многочисленные надвиги, наблюдающиеся на поверхности, сливаются на глубине в одну или две поверхности пологих шарьяжей. Кристаллический фундамент, залегающий на глубине 4—6 км практически не деформирован и полого (40 м/км) погружается к западу [17].

Интересно, что еще в 1887 г. американский геолог Р. Мак-Конелл установил чешуйчато-надвиговую природу внешнего фронта Канадских Скалистых гор. Этот исследователь отметил «... ряд гигантских надвигов, по которым более древние образования переместились вперед и оказались в некоторых местах выше наиболее верхних слоев разреза ... Весь регион рассечен множеством параллельных или почти параллельных разрывов на ряд удлиненных орографических блоков, которые были затем наклонены и вытянуты один над другим в виде погружающейся на запад гомоклинали». Дальнейшие исследования блестяще подтвердили представления Р. Мак-Конелла, четко сформулированные почти сто лет назад.

Краевая чешуйчато-надвиговая зона Канадских Скалистых гор бедна рудными полезными ископаемыми. В изолированных выходах докембрийской серии Рэпитен в полосе, протягивающейся вдоль восточных склонов Скалистых гор, известна железорудная пачка пород, представленная тонко чередующимися гематитом и яшмой. Она описана в 1976 г. Г. Янгом. Это оруденение не имеет промышленного значения. В бассейне р. Олдмен установлено свинцово-цинковое оруденение в девонских известняках, перекрывающих мезозойские терригенные угленосные породы. Оруденение представлено минерализованными зонами, приуроченными

к пересечению меридионального надвига поперечными субширотными сдвигами. По данным М. Холтера, основные рудные минералы — галенит, сфалерит и пирит. В непосредственной близости от краевой чешуйчато-надвиговой зоны в пределах миогеосинклинальной складчатой области в терригенно-карбонатных отложениях докембрия обнаружены стратиформные месторождения свинца и цинка, такие как Кутеней-Кинг, Монек, Киккинг-Хорс [29], а также месторождения медистых песчаников.

В подзоне Предгорий сосредоточены крупнейшие месторождения нефти. Нефтяные залежи приурочены к девонским рифовым известнякам формаций Рейнбоу. Биверхилл-Лейк, Ледюк и в меловых терригенных отложениях. Наиболее крупные месторождения — Бивер-хилл-Лейк с запасами нефти 812 млн. т и Рейнбоу с запасами 164,4 млн. т [4]. В меловых терригенных отложениях известны месторождения коксующихся углей, например Кроуз-Нест с запасами более 5 млрд. т.

Скандинавский тип

СКАНДИНАВСКАЯ ЗОНА

Скандинавская краевая чешуйчато-надвиговая зона расположена на границе Скандинавских каледонид и Балтийского щита (рис. 13). Кристаллический комплекс последнего перекрыт автохтонными осадками каледонской миогеосинклинали, сохранившимися в виде узкой полосы вдоль цепи Шведских гор (хиолитовая зона Лапландии и несколько более широкая зона кембро-ордовикских пластов в Емтланде). На севере, на плоскогорье Финмарк расположен крупный позднедокембрийский прогиб, выполненный терригенными породами автохтона. Широко развиты многочисленные тектонические покровы — Емтланд, Ольден, Стрём, Севе, Вемдален и др. (рис 14). Они сложены осадочными породами верхнего протерозоя (субиотний), эокембрия (варяжская серия), кембрия, ордовика и силура. Часто во фронтальной части покровов наблюдаются кристаллические породы фундамента. Последние обычно превращены в перекристаллизованные и катаклазированные очковые гнейсы. Так, крупный покров Севе сложен комплексом архейских кристаллических пород, в различной степени метаморфизованных осадочных пород, основных интрузий и вулканитов. При этом в основании покрова породы интенсивно милонитизированы. Нередко тектонические чешуи полностью сложены кристаллическими породами фундамента. Так, докембрийские кристаллические комплексы слагают покровы Бергодален, Рюфюльке, Хардангер, Сёрв, Оффердал и др.

Местами кристаллические комплексы фундамента платформы обнажаются в эрозионных окнах тектонических покровов.

Для внешней (приплатформенной) части зоны сочленения характерны аспидные сланцы, граувакки, кварциты, для внутренней — мощные толщи основных вулканитов. Характерным для

внутренней части зоны является комплекс сланцев Кёлли. Он сложен филлитами, слюдяными сланцами, переслаивающимися с зеленокаменно измененными спилитовыми диабазами и кварцевыми кератофирами, встречаются метаморфизованные подушечные лавы. Широко распространены интрузии, представленные основ-

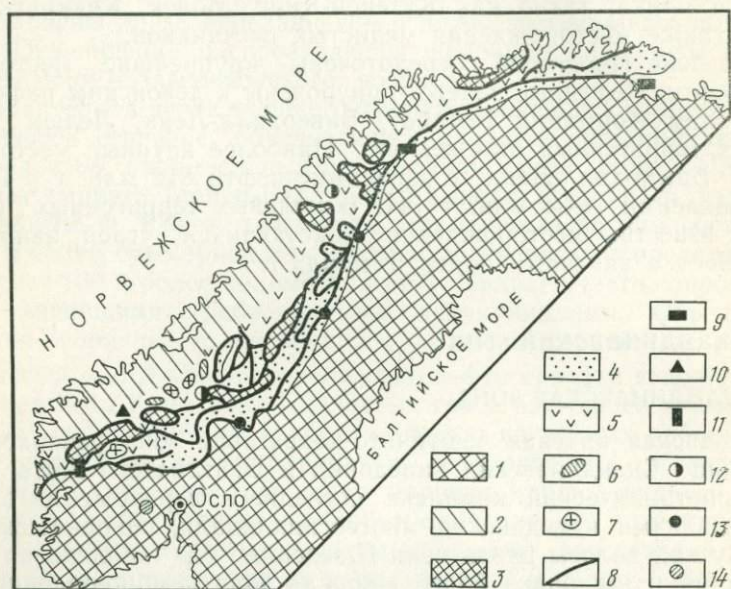


РИС. 13. Структурная схема Скандинавской краевой чешуйчато-надвиговой зоны. 1 — Балтийский щит; 2 — Скандинавская эвгеосинклинальная складчатая система; Скандинавская краевая чешуйчато-надвиговая зона, комплексы; 3 — докембрийский кристаллический; 4 — верхнепротерозойско-нижнепалеозойский терригенный; 5 — нижнепалеозойский вулканогенно-осадочный; 6 — раннепротерозойские габброиды, 7 — раннепалеозойские гранитоиды; 8 — разломы; проявления полезных ископаемых: 9 — железа, 10 — титана, 11 — кобальта; 12 — меди (серный колчедан); 13 — свинца, цинка, 14 — серебра

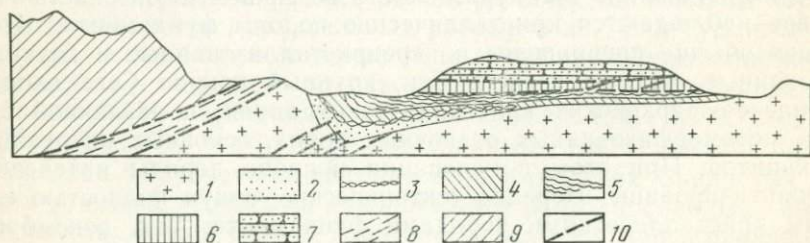


РИС. 14. Схематический геологический разрез Скандинавской краевой чешуйчато-надвиговой зоны в Северном Емтланде и Онгерманланде. По Б. Асклунду.

1 — архейский кристаллический фундамент; 2 — красный спаргамит (протерозой); варяжская серия (поздний докембрий); 3 — горизонт тиллитов, 4 — кварцито-сланцевая формация; 5 — автохтонный кембро-силур; 6 — аллохтонный кембро-силур; 7 — кварцитовое плато Стрём (варяжская серия); 8 — покров мионитизированных гранитов (докембрий); 9 — покров Севе (комплекс архейских метаморфических пород, основных пород и метаморфизованных осадочных толщ, филлиты — сланцы Кёлли); 10 — надвиги

ными разностями, часто дифференцированными. Реже встречаются гранитоиды. Очень типичны трондьемиты. Предполагается, что они внедрились в аллохтонные покровы при прохождении последних над зонами развития натрийсодержащих пород кислого состава. Во внешней зоне распространены куполовидные поднятия, похожие на горсты, с крутыми надвигами и сбросами на восточных крыльях, обращенных к платформе. Иногда здесь наблюдаются лежащие складки. Амплитуда перемещения покровов, по мнению М. Г. Руттенена, превышает 50 км. Развита крупная поперечные разломы, рассекающие как краевую чашуйчатонадвиговую зону, так и каледонское складчатое сооружение и Балтийский щит. Пример такой поперечной структуры — разлом Рингбю-Вага-Бремангер. Некоторые исследователи считают, что формирование тектонических чешуй началось еще в докембрии, но основное надвигание произошло в процессе каледонской орогенции.

Для Скандинавской зоны характерно сочетание докембрийских месторождений Балтийского щита и месторождений, связанных с развитием каледонской геосинклинальной складчатой системы. К первой группе могут быть отнесены метасоматические железорудные месторождения. Наиболее яркий пример — месторождение Сюдварангер, расположенное на севере Норвегии в зоне Финмарк [2]. Здесь пластообразные залежи магнетитовых руд прослеживаются в гранито-гнейсах на протяжении 3 км. Мощность залежей 30—180 м. Среднее содержание железа в руде 35%. Типичны также скарные месторождения. В Южной Норвегии, в месторождении Арендаль в гранито-гнейсах наблюдается полоса брекчированных метаморфизованных пироксенгранатовых пород, сцементированных магнетитом. Содержание железа в руде 42%. Развита брекчиевые жилы и пластовые залежи магнетита и гематита в амфиболитах, содержание железа 43—46% (месторождение Лангё-Крагере). Характерны месторождения титанистых железных руд (ильменит, рутил), связанных с основными магматическими породами. Известны древние месторождения никелево-магнетитовых колчеданных руд, представленные шлировыми выделениями в габбро. Кроме никеля (1—1,5%) в них содержатся медь и кобальт.

В Южной Норвегии известны богатые кобальтовые колчеданные руды (фальбанды), связанные с основными метаморфическими породами. Фальбандовая зона на месторождении Модум прослежена на 10 км при ширине 80—100 м. Рудные тела залегают в различных по составу породах и сложены диопсидом, актинолитом, эпидотом, турмалином, плагиоклазом, кварцем. Рудные минералы представлены кобальтовым блеском и кобальтово-мышьяковым колчеданом. Содержание кобальта в руде до 18%.

С самыми молодыми докембрийскими гранитами связаны жильные проявления медной и медно-молибденовой минерализации.

В группе месторождений, связанных с развитием собственно ка-

ледонид, важнейшую роль играет колчеданная рудная формация [2]. Главный тип месторождений представлен продуктами дифференциации габбро (серный колчедан, серный колчедан с халькопиритом, магнитный колчедан с халькопиритом). Характерна линейная форма рудных тел. Так, в месторождении Рёрос рудные породы прослеживаются полосой, длина которой 3 км, ширина 50—100 м при мощности отдельных рудных тел 1—4 м. Содержание меди достигает 4%.

Встречаются хромистые железорудные месторождения магматического генезиса в основных породах. Содержание Cr_2O_3 20—25%. Известны месторождения графита, а также апатита жильного типа, связанные с поствулканической деятельностью при извержениях основных лав.

К фронтальной зоне передового надвига приурочено свинцово-цинковое оруденение. Здесь известны месторождения Лайсвалль, Белвиксберг, Лёвстранд, Вассбо, Доротеа, Майва и др., которые локализуются в кварцитовидных песчаниках эокембрия и кембрия, залегающих между пластами сланцев. Последние, возможно, играют роль экранов [5, 8]. Оруденение часто контролируется надвигами, зонами трещиноватости и брекчирования, при удалении от которых оно быстро исчезает. Месторождения известны как в автохтонных толщах (Лайсвалль и др.), так и в аллохтонных покровах (Доротеа, в кварцитах покрова Стрём). Руды вкрапленные, представлены галенитом, сфалеритом, баритом, кальцитом, флюоритом. Наиболее крупное месторождение Лайсвалль, в котором добыто 4,3 млн. т руды; оставшиеся запасы оцениваются в 28 млн. т; среднее содержание Pb 4,5%. Скандинавские геологи считают эти месторождения гидротермальными, хотя Е. Грип [8] сравнивает их с месторождениями долины Миссисипи, которые многими исследователями рассматриваются как первичноосадочные.

Выделяются три этапа рудообразования на границе платформы и Скандинавских каледонид. Первый этап связан с формированием докембрийских кластических осадочных пород и характеризуется образованием согласных залежей сульфидов свинца. Второй этап обусловлен вулканической деятельностью эвгеосинклинального типа в раннем палеозое (кембрий — силур), сопровождавшейся формированием полиметаллических колчеданных руд. Третий этап связан со среднепалеозойской тектоно-магматической активацией «района Осло» и образованием контактово-метасоматических и гидротермальных месторождений железа, свинца, цинка, меди, молибдена, золота, серебра, флюорита и барита. Эти этапы обусловлены изменением динамической обстановки на границе литосферных плит — наращиванием окраинной части плиты, ее поглощением и раздроблением.

ШОТЛАНДСКАЯ ЗОНА

Шотландская чешуйчато-надвиговая зона расположена на границе Грампианской каледонской складчатой системы и платформы

Эриа, сложенной породами метаморфического комплекса Льюис, состоящего преимущественно из пироксеновых гнейсов и гранулитов, имеющих возраст 2500 млн. лет. Местами эти толщи регенерированы более молодой складчатостью (1600 млн. лет). Комплекс Льюис с резким несогласием перекрыт чехлом аркозовых континентальных песчаников Торридона мощностью до 6 км. Возраст основания песчаников Торридона определяется в 800 млн. лет. Местами развиты кембрийско-ордовикские кварциты и доломиты.

По надвигу Мойн с платформой Эриа граничит складчатое сооружение каледонид, в пределах которого выделяются метаморфизованная и неметаморфизованная зоны, ориентированные в северо-восточном направлении и разделенные зоной Большого Пограничного разлома. В метаморфизованной зоне развиты верхнепротерозойские, метаморфизованные аркозовые песчаники серии Мойн, которые, возможно, полностью или частично сопоставляются с серией Торридон. Серия Мойн перекрыта серией Дальред, состоящей из мелководных и глубоководных осадков с многочисленными прослоями и покровами спилитов в верхней части. Возраст серии Дальред позднепротерозойский — кембрийский. Общая мощность серий Мойн и Дальред 15 км. Характерна альпинотипная тектоника с изоклинальными и лежащими складками и многочисленными покровами. Широко развиты зеленокаменно измененные основные интрузии. Известны также граниты, превращенные в очковые гнейсы (массив Кари-Гюиннер).

Неметаморфизованная зона занимает большую часть Великобритании. Здесь почти всюду характерен типичный эвгеосинклинальный тип разреза.

Аллохтонные чешуи сложены образованиями осадочного чехла платформы, эвгеосинклинальными толщами и породами кристаллического фундамента. Надвиг Мойн, амплитуда которого оценена в 1964 г. Ф. У. Даннингом в 120 км, имеет сложное строение. Местами покров Мойн состоит из толщи зеленосланцевых blastsмилолитов мощностью 600—800 м, возникших за счет льюисских гнейсов и кембро-ордовикского осадочного чехла. Южнее фронтальной линии надвига наблюдается серия чешуй, образующих покровы Лох-Тей, Ил-Тей, Банф, Кишорн и др. (рис. 15). Северо-западнее глубинного разлома Грейт-Глен, пересекающего метаморфизованную

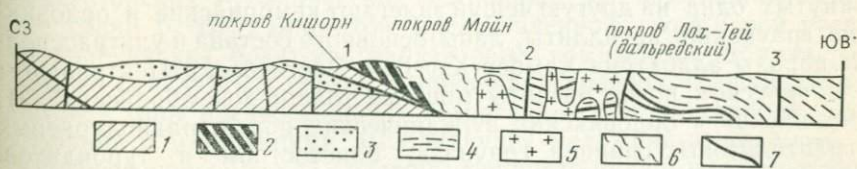


РИС. 15. Разрез Шотландской краевой чешуйчато-надвиговой зоны. По Ф. У. Даннингу.

1 — Льюисский комплекс; 2 — Льюисский комплекс, регенерированный каледонскими движениями; 3 — эппархейский чехол Северо-Западной Шотландии и верхний осадочный комплекс неметаморфического докембрия Англии; 4 — вулканогенные и вулканогенно-осадочные комплексы каледонид; 5 — гранитоиды; 6 — мигматиты; 7 — разломы (надвиги: 1 — Мойн, 2 — Грейт-Глен; 3 — Большой Пограничный разлом)

зону в северо-восточном направлении, серия Мойн включает обломки переработанного льюисского основания. Предполагается подвигание платформы Эриа под складчатый пояс каледонид.

Металлогенические особенности этого региона определяются месторождениями магнетит-гематитовой формации, представленными жилами и пластовыми залежами в осадочных породах, сидерит-метасоматической формацией в карбонатных породах, галенит-сфалерит-сидеритовой и галенит-сфалерит-карбонатно-кварцевой формацией главным образом в осадочных породах. Известны месторождения магнетита в скарнах. Незначительную роль играют магматические месторождения хромита на Шотландских островах, а также оловоносные магнетиты Карн-Чуйнэг в Росшире. Южнее разлома Грейт-Глен распространены медноколчеданные и серно-медноколчеданные месторождения, связанные со спилитами и кератофирами. Встречаются никеленосные магнетитовые колчеданы (Глен-Эсокоссан) и комплексные колчеданные руды (Лох-Тоя, Лох-Файна). Известны свинцово-цинковые жильные проявления, иногда содержащие медь, золото и серебро.

По сравнению со Скандинавской чешуйчато-надвиговой зоной Шотландская зона бедна полезными ископаемыми. С. Н. Бубнов [2] связывает это с различной глубиной эрозионного среза. Он предполагает, что Шотландская зона характеризуется значительно более глубоким эрозионным срезом по сравнению со Скандинавскими каледонидами. По мнению Е. Е. Захарова, решающее значение в металлогенической специфике обоих регионов играют основные магматические породы. Последние более широко развиты в Скандинавии, чем и объясняется различие в количестве и масштабах месторождений. Эта точка зрения представляется более обоснованной.

НЬЮФАУНДЛЕНДСКАЯ ЗОНА

Ньюфаундлендская краевая чешуйчато-надвиговая зона расположена на границе каледонид Ньюфаундленда и Канадского щита. В пределах Ньюфаундленда выделяется западный пояс, в котором древний кристаллический фундамент перекрыт песчаниками, доломитами, известняками и сланцами верхнего протерозоя и нижнего палеозоя (нижний кембрий — средний ордовик). Выше в виде надвинутых одна на другую чешуй залегают кембрийские и ордовикские граувакки, аргиллиты, лавы основного состава и ультраосновные породы аллохтона Хамбер-Хэр-Бей. Восточнее, в Центральном вулканическом поясе развиты мощные толщи докембрийских (?), кембрийских и ордовикских вулканических пород, радиоляриевых и граптолитовых сланцев, граувакк, олистостром и турбидитов. Широко распространены серпентиниты, пироксениты, перидотиты, дуниты, диориты и граниты. Породы местами метаморфизованы в зеленосланцевой, реже амфиболитовой фациях.

Предполагается, что вулканогенно-осадочные толщи Центральной вулканической зоны формировались на океанической коре, в

то время как краевая чешуйчато-надвиговая зона, соответствующая Западному поясу, образовалась на окраине кратона под воздействием гравитационных сил и горизонтальных напряжений, вызванных процессом обдукции в среднем ордовике [42]. К близким выводам пришел С. Аткинсон [36], который на примере Ньюфаундленда отмечает, что механизм надвигания океанической коры и верхней мантии на континентальные окраины в принципе не отличается от формирования надвигов в зоне форланда. Д. Малпас и Р. Стивенс [15] предполагают, что покровы офиолитов образовались в процессе субдукции окраины континента. Одновременно с перемещением покровов происходило скручивание осадков, подвинутых под пластины офиолитов.

В пределах краевой чешуйчато-надвиговой зоны выделяется несколько тектонических чешуй, сложенных офиолитовыми комплексами. Наиболее крупные из них Бей-оф-Айлендс, Литтл-Порт, Скиннер-Ков. Офиолиты комплекса Бей-оф-Айлендс характеризуются разрезом, сходным с разрезом океанической коры. В основании залегают амфиболиты мощностью до 130 м, выше они сменяются лерцолитами мощностью около 350 м. Лерцолиты перекрыты толщей гарцбургитов, мощность которых достигает 4000 м. Выше залегают дуниты (350 м), а над ними образования переходной серии между ультрабазитами и перекрывающими их основными породами. Эта серия состоит из переслаивающихся дунитов, норитов, троктолитов и анортозитов. Мощность ее 100—200 м. Выше залегают габброиды, диориты и диабазы, образующие толщу мощностью около 3000 м. Завершается разрез подушечными лавами (300 м) и вулканомиктовыми песчаниками (200 м).

Д. Малпас и Р. Стивенс большое значение придают пачке дунитов, считая, что она маркирует переход от пород мантийного происхождения к породам, образующимся в результате кристаллизационной дифференциации в коровых условиях. Дунитовый горизонт эти исследователи называют «петрологическим Мохо». Таким образом, офиолитовые комплексы Ньюфаундлендской краевой чешуйчато-надвиговой зоны свидетельствуют о том, что здесь в деформации оказался вовлеченным не только «базальтовый» слой земной коры, но и верхняя мантия. Предполагается, что граница древней континентальной окраины Северо-Американской платформы и раннепалеозойских вулканических островных дуг прослеживается в виде линии Бе-Верт-Бромптон, представленной узкой зоной развития ордовикских базит-ультрабазитовых комплексов. Вблизи границы со складчатым поясом в пределах краевой чешуйчато-надвиговой зоны распространены терригенные толщи карбона (пенсильвания и миссисипия), выполняющие наложенные впадины.

В Ньюфаундлендской краевой чешуйчато-надвиговой зоне известны мелкие месторождения хромита в основных и ультраосновных интрузиях, проявления медноколчеданных руд, месторождения асбеста. Наибольшее значение имеет крупное асбестовое месторождение Байе-Верте. В юго-западной части зоны установлено золотое оруденение, приуроченное к зонам сульфидизации. Протяженность

этих зон 150 м, мощность 1,5—4 м. На глубину оруденение прослежено на 120 м. Содержание Au 6—28 г/т, Ag 5,3—40 г/т, Cu 0,04—0,6%, Pb 0,33—2,92%, Zn до 0,23% [45].

КАРИБСКИЕ АНДЫ (БЕРЕГОВЫЕ ХРЕБТЫ ВЕНЕСУЭЛЫ)

Краевая чешуйчато-надвиговая зона Карибских Анд протягивается в широтном направлении параллельно северному побережью Венесуэлы и продолжается на востоке на о. Тринидад (рис. 16).



РИС. 16. Геологическая схема краевой чешуйчато-надвиговой зоны Карибских Анд. По материалам Е. Менчера, Дж. Белла и Дж. Сондерса.

1 — эвгеосинклиальная зона Береговых хребтов Венесуэлы; 2 — Венесуэльский краевой прогиб; краевая чешуйчато-надвиговая зона; 3 — метаморфизованные образования группы Вилья-де-Кура, 4 — неметаморфизованные меловые отложения, 5 — нижне- и среднетретичные отложения, 6 — верхнетретичные и четвертичные отложения; 7 — разрывные нарушения

Общая протяженность зоны 900 км, ширина 50—70 км. Мощность земной коры достигает 60 км. Краевая чешуйчато-надвиговая зона отделяет складчатое эвгеосинклиальное сооружение Берегового хребта от Гвианского щита и на юге на всем протяжении перекрыта Восточно-Венесуэльским краевым прогибом. Восточнее ограничение зоны скрыто в акватории Атлантического океана. На западе Карибские хребты Венесуэлы сочленяются с Венесуэльскими Андами (хребт Сьерра-Мерида) по крупному субмеридиональному сдвигу [7]. Некоторые исследователи предполагают, что на глубине этому разлому соответствует вал в кристаллическом фундаменте. Близкой точки зрения придерживается В. Е. Хаин [32], который считает, что на границе Карибских и Венесуэльских Анд располагается докембрийский срединный массив, в настоящее время опущенный и скрытый под оз. Маракайбо и Венесуэльским заливом. Существуют представления, что на границе Карибских и Венесуэльских Анд произошло надвижение палеоцен-нижнеэоценовых флишевых толщ Карибских Анд на меловые породы Сьерры-Мерида (покров Карра-Эль-Токуйо).

Эвгеосинклиальное складчатое сооружение Берегового хребта протягивается вдоль побережья Карибского моря. Оно сложено дислоцированными и в различной степени метаморфизованными вулканогенно-осадочными толщами преимущественно мелового

возраста. Наиболее метаморфизованные кварц-полевошпатовые гнейсы объединяются в группу Себастопол, возраст которой древнее 425 млн. лет [17]. Выше залегают кварц-мусковитовые, серицит-эпидотовые гнейсы и сланцы с прослоями мраморов и метавулканических пород. Эти образования относятся к юрско-меловой группе Каракас. Более молодые меловые почти не метаморфизованные породы формации Паракотос представлены филлитами, алевроглинистыми сланцами, известняками и конгломератами с прослоями основных подушечных лав. Широко распространены интрузивные породы основного и ультраосновного состава, преимущественно серпентиниты, реже встречаются гранитоиды. На юге эвгеосинклинальное складчатое сооружение ограничено системами сближенных разломов (зона Агуа-Фриа, система разрывов Эль-Пилар).

Южнее этих разломов располагается краевая чешуйчато-надвиговая зона. Она сложена метаморфизованными вулканическими образованиями раннемелового возраста, представленными переслаивающимися покровами спилитовых базальтов, кварц-альбитовыми, хлоритовыми и графитовыми сланцами, кремнистыми породами, полосчатыми метатупаами. Эти образования объединяются в группу Вилья-де-Кура, мощность их 8—9 км. Стратиграфически выше залегают верхнемеловые глинистые сланцы, известняки и песчаники формаций Керакаль, Паракотос и Эскорсонера суммарной мощностью около 1 км. Завершается разрез палеоцен-нижнеэоценовыми рифовыми известняками формации Гуарико и верхнеэоценовыми — нижнемиоценовыми глинистыми сланцами, слагающими флишеподобную толщу мощностью около 3 км. Нередко во флишевых отложениях встречаются блоки экзотических пород (олистоли-ты) мелового и более древнего возраста.

Интрузивные породы представлены диоритами и оливиновыми пироксенитами, прорывающими метаморфические толщи. В западной части зоны в пределах Сьерры-дель-Интериор широко распространены нориты и перидотиты, часто превращенные в серпентиниты [7].

Типичные структуры краевой чешуйчато-надвиговой зоны — надвиги и опрокинутые складки. Вулканические толщи Вилья-де-Кура надвинуты на более молодые осадочные формации. Фронтальная линия шарьяжа получила название надвиг Ла-Пуэрта. Наиболее интенсивно надвиги проявлены вдоль южной границы предгорий Береговых хребтов (рис. 17). Здесь в полосе шириной 1,7 км отмечено 8 послонных надвигов, наиболее крупный из которых фронтальный надвиг подножий [17].

К. Бэк [37] предполагает, что в позднем мелу вдоль южных предгорий Карибских Анд протягивалось линейное поднятие (палеокордильера Эль-Тинако). Возможно, что именно это поднятие обусловило сложное тектоническое строение зоны предгорий. Для краевой чешуйчато-надвиговой зоны Карибских Анд характерна та же особенность, что и для Западного Приуралья: внешняя, платформенная полоса сложнее, чем внутренние части зоны. В тектонических чешуях, подстилающих надвиги, нередко наблюдается

запрокинутое залегание пластов. Амплитуда перемещения достигает первых десятков километров.

Е. Менчер [13] предполагает гравитационную природу горизонтальных перемещений масс горных пород. Другие исследователи считают, что чешуйчато-надвиговая структура сформирована в результате интенсивного горизонтального сжатия [37]. Присутствие во флишевых отложениях палеоцена — эоцена олистолитов некоторые исследователи объясняют движением крупной подводной пластины — покрова Лара. Этот покров перемещался с позднего

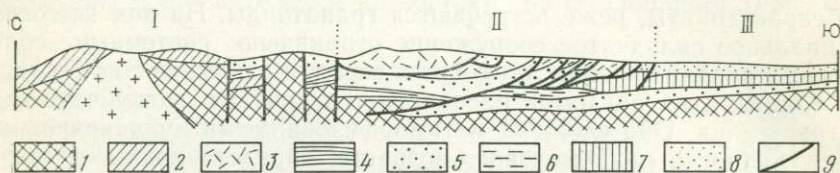


РИС. 17. Схематический геологический разрез Карибских Анд. По Дж. Беллу. 1 — докембрийские гнейсы основания; 2 — верхнеюрские (?) — нижнемеловые отложения; 3 — нижнемеловые вулканические породы; морские отложения: 4 — нижнемеловые, 5 — верхне-миоценовые, 6 — палеоценовые — нижнеэоценовые, 7 — верхнемеловые — олигоценые; 8 — олигоцен-миоценовые морские и континентальные отложения; 9 — разрывные нарушения. Структурные элементы: I — эвгеосинклинальная зона Береговых хребтов; II — краевая чешуйчато-надвиговая зона; III — Венесуэльский краевой прогиб

палеоцена до среднего эоцена с севера на юг в пределах крупного субширотного прогиба, в котором накапливались флишевые отложения. Тело покрова при движении разрушалось и обломки его входили в состав подстилающих пластичных палеогеновых флишевых образований. Позднее в среднем — позднем эоцене мелководные морские осадки перекрыли остатки прогиба и фронтальную часть покрова Лара. Породы, слагающие покров, наиболее полно сохранились к востоку от г. Баркисимето.

На о. Тринидад в пределах краевой чешуйчато-надвиговой зоны развиты лишь осадочные отложения мелового и третичного возраста. Но складчато-надвиговая структура по существу аналогична Венесуэльской части зоны [17]. Главная цепь Центрального хребта о. Тринидад, расположенная в средней части зоны, имеет ярко выраженное чешуйчатое строение. При этом амплитуды надвигов часто уменьшены за счет сдвигов по поперечным разломам. Характерно, что пучки сближенных складок разделены широкими синклинальными впадинами с очень пологим залеганием пластов [7]. Такая картина типична для областей развития гребневидной складчатости. Заметную роль в структуре о. Тринидад играют оползневые явления. Особенно широко олистостромы распространены в Южном Тринидаде.

Во внешней части краевой чешуйчато-надвиговой зоны Карибских Анд под чехлом третичных и четвертичных осадков Восточно-Венесуэльского краевого прогиба отмечаются погребенные надвиги и складки, что также напоминает приплатформенную часть Западно-Уральской краевой чешуйчато-надвиговой зоны.

Местные геологи [43] так представляют себе процесс становления краевой чешуйчато-надвиговой зоны: 1) отложение пород группы Каракас в платформенной обстановке; 2) излияния лав преимущественно толеитового состава; 3) ларамийская складчатость, расланцевание пород и образование обратных сбросов; 4) образование тектонических чешуй и их смещение по плоскостям обратных сбросов, отложение пород в условиях мелководного бассейна; 5) образование крупных надвигов и перекрытие ими автохтонных образований, расположенных южнее, максимальное надвигообразование в среднем эоцене; 6) растяжение в миоцене и образование сбросов, осложнивших надвиги и покровы; 7) образование разломов северо-западного направления и обновление широтных разломов.

Ведущее полезное ископаемое краевой чешуйчато-надвиговой зоны Карибских Анд — нефть. Большая часть месторождений сосредоточена в олигоценых отложениях внешней части зоны, в так называемом бассейне Матурин. Здесь сосредоточены гигантские месторождения нефти, такие как Кирекире с запасами 110,97 млн. т, Офисина (83,57 млн. т), Нипа (46,48 млн. т), Санта-Росс (32,88 млн. т) и др. [4].

В третичных отложениях имеются небольшие месторождения каменного угля, наиболее крупное из них месторождение Барселона-Нарикуа. В серпентинитах известны проявления асбеста (месторождение Тинакильо), в корах выветривания на основных магматических породах отмечаются проявления никеля и кобальта (месторождение Лопо-де-Ерро).

ГИМАЛАЙСКАЯ ЗОНА

Гималайская чешуйчато-надвиговая зона расположена на границе Индостанского щита и Гималайского горного сооружения. Она приурочена к зоне Главного пограничного разлома и прослеживается в виде плавной слабо выпуклой к югу субширотной полосы от долины р. Инд до долины р. Брахмапутра на расстояние около 1500 км (рис. 18). В пределах Гималайского горного сооружения выделяются различные по строению зоны Низких, Высоких Гималаев и Гималаев Тетиса [3]. Эти зоны представляют собой узкие субширотные полосы, сложенные разновозрастными и различно метаморфизованными породами.

Южнее Главного пограничного разлома развиты миоцен-четвертичные молассы, слагающие узкий субширотный хребет Сивалик (Субгималаи) и широкий Предгималайский прогиб. Последний перекрывает структуры Индостанского щита, сложенные главным образом архейскими и нижнепротерозойскими метаморфическими образованиями, перекрытыми местами маломощным осадочным чехлом палеозойского и мезозойского возраста. Непосредственно южнее Главного пограничного разлома верхнемиоценовые — плейстоценовые отложения сивалика смяты в складки и по полосе прерывистых надвигов смещены на молодые четвертичные отложения Предгималайского прогиба.

Главный пограничный разлом представляет собой крутой (50—60°) надвиг, который отделяет Субгималаи, сложенные сиваликом, от Низких Гималаев. Этот разлом осложнен многочисленными вторичными сбросами и надвигами, которые в западном направлении разветвляются, а на востоке сливаются с Главным пограничным разломом. Опережающие надвиги, а также многочисленные надвиги Низких Гималаев, развитые севернее Главного пограничного разлома, имеют с последним близкие простирания и схожие крутые углы падения плоскостей сместителя во фронтальной части. Однако они быстро выполаживаются и нередко становятся почти горизонтальными. Такое явление подтверждается наблюдениями в многочисленных тектонических окнах. Сравнение этих надвигов с Главным пограничным разломом позволило А. Гансеру [3] и многим индийским геологам предположить, что последний также выполаживается на глубине и является пологим надвигом. А. Гансер предполагает, что Главный пограничный надвиг перекрывает структуры сивалика в южном направлении на протяжении 25 км.

Зона Низких Гималаев расположена между Главным пограничным и Главным Центральным надвигами. Ее слагают в различной степени метаморфизованные докембрийские, палеозойские и мезозойские породы. Характерна очень сложная тектоническая обстановка, типичные структуры — надвиги, осложненные многочисленными сбросами (рис. 19). В глубоко врезанных речных долинах обычно развиты мощные толщи почти неметаморфизованных терригенных и карбонатных пород рифейского и дорифейского возраста, которые на водоразделах перекрыты интенсивно метаморфизованными кристаллическими сланцами и гранитами, вероятно, раннедокембрийского возраста. Известно также несколько тектонических окон, в которых под протерозойскими образованиями обнаружены осадочные и эффузивные породы палеозоя.

Надвиги протягиваются на большие расстояния. Так, например, покров Крол прослеживается на протяжении более 400 км. К крупным относятся также покровы Навакот, Катманду и др. Часто наблюдаются тектонические чешуи, по которым древние метаморфические породы надвинуты на молодые неметаморфизованные образования (рис. 20).

В зоне Низких Гималаев известны интрузии гранитоидов, вероятно мел-третичного возраста, локализованные в узких субширотных полосах. Интересно отметить, что часть сложных складчатых структур Низких Гималаев имеет не субширотное простирание, параллельное системе надвигов, а северо-восточное, близкое к простиранию структур Индостанского щита. В качестве примера таких структур А. Гансер приводит ущелья крупных рек восточного Непала и Сиккима, впадину Крол и другие структуры. По-видимому, это связано с влиянием субмеридионального Араваллийского складчатого пояса Индостанского щита. Влияние структурного плана Индостанского щита обнаружено в последнее время и на других участках зоны Низких Гималаев. Так, в Дхамму и Кашмире наряду с господствующей субширотной складчатостью уста-

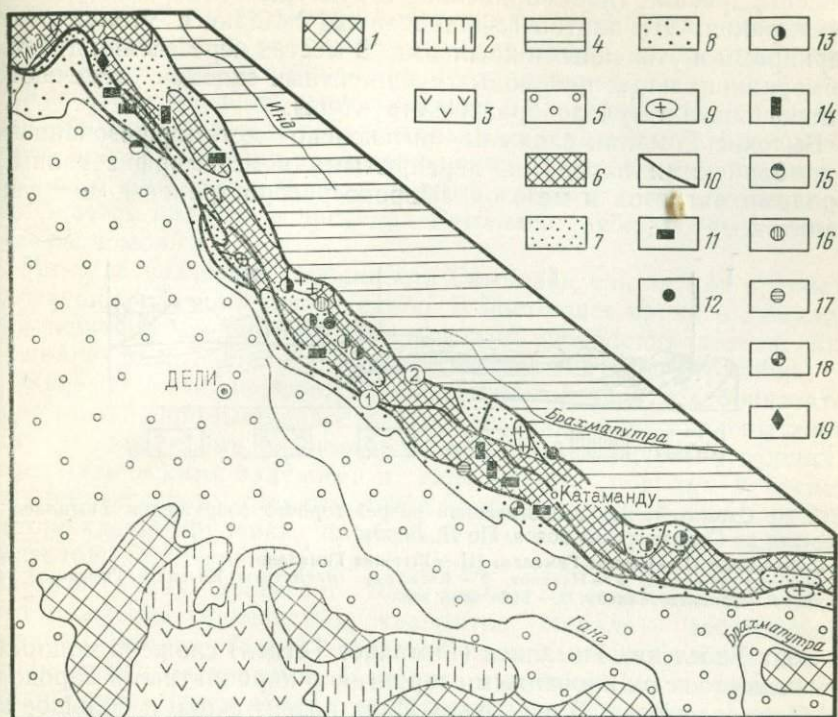


РИС. 18. Структурная схема Гималайской краевой чешуйчато-надвиговой зоны.

Индостанская платформа: 1 — выступы кристаллического фундамента; 2 — осадочный платформенный чехол; 3 — покровы траппов; 4 — Предгималайский краевой прогиб; 5 — Гималайская эпиплатформенная орогенная система; Гималайская краевая чешуйчато-надвиговая зона, комплексы: 6 — докембрийский метаморфический, 7 — палеозойско-мезозойский терригенно-карбонатный, 8 — миоцен-четвертичная моласса (сивалик), 9 — массивы кайнозойских гранитоидов, 10 — надвиги (1 — Главный Пограничный, 2 — Главный Центральный); проявления полезных ископаемых: 11 — железо, 12 — свинец, цинк, 13 — медь, 14 — никель, кобальт, 15 — бокситы, 16 — золото, 17 — платина, 18 — бериллий, 19 — графит, 20 — линия профиля (см. рис. 20)

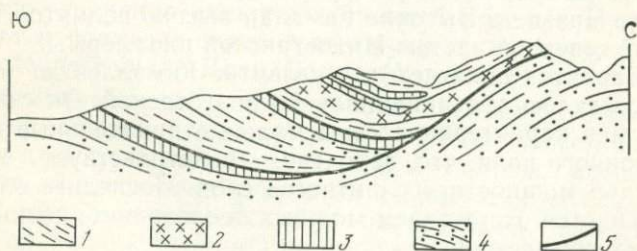


РИС. 19. Строение одной из крупных чешуй Гималайской краевой чешуйчато-надвиговой зоны (надвиг Байджнатх), Низкие Гималаи Кумаона. По А. Гансеру.

1 — кристаллические породы; 2 — граниты; 3 — амфиболиты; 4 — осадочные породы частично метаморфизованные; 5 — разрывные нарушения

новлены древние (докембрийские) структуры субмеридионального простиранья. Это плотно гофрированные складки с утолщенными шарнирами и утоненными крыльями. В местах пересечения древних субмеридиональных и молодых субширотных складок отмечаются куполовидные и мульдообразные структуры.

Высокие Гималаи сложены интенсивно метаморфизованными докембрийскими породами, перекрытыми неметаморфизованными породами палеозоя и мезозоя. Широко распространены интрузии гранитов.

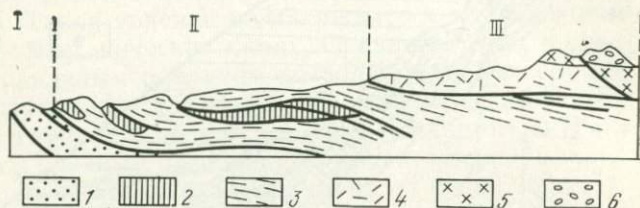


РИС. 20. Схематический геологический разрез горного сооружения Гималаев от Эвереста до Сиваликского пояса. По П. Бордэ.

I — Субгималаи; II — Низкие Гималаи; III — Высокие Гималаи.

1 — сивалик; шарьяжи; 2 — Навакот; 3 — Катманду (мигматиты Низких Гималаев); 4 — Кхумбу; 5 — граниты Макалу; 6 — Тибетская зона

Зона Тибетских Гималаев (Гималаев Тетиса) сложена мощными интенсивно дислоцированными терригенно-карбонатными породами палеозоя и мезозоя. В верховьях Инда развит флиш и большое количество основных и ультраосновных пород офиолитовой ассоциации (шов Инда).

Геологическое строение Гималаев изучено далеко недостаточно и неравномерно. По всей вероятности, это одна из главных причин различия взглядов исследователей на тектоническую природу Гималайской подвижной области. Одни исследователи относят Гималаи к альпийской геосинклинали. В. И. Попов рассматривает Низкие Гималаи как герцинское краевое поднятие в системе Альпийского орогенного пояса [19]. Другая группа исследователей [3, 5, 19] считает Низкие и Высокие Гималаи высоко поднятой и активизированной северной частью Индостанской платформы.

Б. П. Бархатов полагает, что развитие Гималаев до орогенеза не сопровождалось геосинклинальной подготовкой. Он считает, что для Гималаев характерны весьма малые отрицательные аномалии гравитационного поля, что, вероятно, свидетельствует о сравнительно малой мощности «гранитного» слоя. Последнее обстоятельство объясняется отсутствием мощных последокембрийских геосинклинальных комплексов.

Различные взгляды высказываются и на морфологию зоны сочленения Гималаев с Индостанской платформой. Д. П. Резвой, В. И. Попов и др. рассматривают Главный пограничный разлом как крутопадающий краевой шов. Однако большинство индийских геологов, а также А. Гансер, К. К. Дар, А. Бертельсен, Г. Д. Аж-

гирей считают эту структуру положим надвигом, а всю зону в целом рассматривают как чешуйчато-надвиговую. Последняя точка зрения представляется более аргументированной.

Как было показано выше, надвиги и тектонические покровы, возникшие в результате горизонтальных напряжений, играют решающую роль в строении зоны сочленения Гималайской орогенной системы с Индостанской платформой. Вместе с тем, конечно, не исключается наличие в пределах Гималаев субширотных глубинных разломов.

Металлогенические особенности Гималаев, так же как и зоны их сочленения, изучены крайне слабо. В настоящее время в Гималайской чешуйчато-надвиговой зоне известны проявления железа, свинца, цинка, меди, кобальта, никеля, золота, платины, бериллия.

Железорудные месторождения служат основой слаборазвитой горно-рудной промышленности Непала. Они представлены железистыми кварцитами в докембрийских метаморфических толщах и метасоматическими залежами в карбонатных породах. К последнему генетическому типу относится наиболее крупное железорудное месторождение Фулчоки, представленное пластовыми залежами гематитовых руд в известняках ордовика — силура (?). Содержание железа в рудах достигает 70%, запасы составляют 10 млн. т. Месторождения железистых кварцитов Непала — Лабди-Кхола, Джирбан, Биарса, Тхосей — представлены также преимущественно гематитовыми разностями. Наиболее крупное месторождение — Лабди-Кхола. Здесь пласт гематитовых кварцитов достигает 200 м мощности, содержание железа 30—60%, местами встречаются линзы массивных гематитовых руд мощностью 7—12 м с содержанием железа 50—65%. Запасы месторождения оценены в 7,5 млн. т (подсчитаны до глубины 60 м при среднем содержании металла 38,4%).

В Индии эти типы железорудных месторождений широко распространены в пределах Индостанского щита. В индийской же части Гималайской чешуйчато-надвиговой зоны они изучены слабо, здесь выявлены лишь мелкие месторождения метасоматических руд в глинистых и карбонатных породах (Тинди, Мутх, Рамгарх).

Некоторое значение имеют осадочные бурожелезняковые оолитовые гематит-шамозит-сидеритовые руды в осадочных породах (месторождения Кандли-Деви, Салал, Митах).

Свинцово-цинковое оруденение развито в виде мелких проявлений гидротермального и телетермального типов. Известно лишь два небольших месторождения Чханапашни в Индии и Ганеш-Химан в Непале. Они представлены секущими кварцевыми жилами и штокверками в верхнепротерозойских и палеозойских известняках и сланцах. Содержание свинца в месторождении Чханапашни 3—6%, наблюдается незначительная примесь серебра. Для месторождения Ганеш-Химаш характерны более высокие содержания полезных компонентов — Pb до 27%, Zn до 25%, Ag до 95 г/т. Суммарные запасы свинца и цинка на этом месторождении 30 тыс. т.

Известно много мелких рудопроявлений меди жильного типа. реже отмечаются телетермальные пласто- и линзообразные залежи.

Наиболее крупные месторождения — Сидхи-Кхани и Бат-Кхала в Непале. Содержание меди в месторождении Бат-Кхала 0,4—5%, запасы — 1 млн. т руды. Здесь развиты кварцевые жилы с халькопиритом, пиритом, ковеллином и хризаколлой, прорывающие доломиты, кварциты и филлиты триаса. Месторождение Сидхи-Кхани также представлено кварцевыми жилами с халькопиритом и пиритом в кристаллических сланцах и гнейсах верхнего протерозоя. В индийской части зоны наиболее крупное месторождение — Чизани, где развиты кварцевые жилы с халькопиритом в кембрийских кристаллических сланцах.

Индийские геологи, описывая медную и медно-полиметаллическую минерализацию в пермских доломитах серии Гархвал в Западных Гималаях в зоне Главного Пограничного надвига, пришли к выводу о первичноосадочном генезисе оруденения. Этот вывод базируется на четкой стратиграфической приуроченности рудных тел — четковидных жил и штокверковых зон, залегающих согласно с вмещающими породами. Оруденение представлено галенитом, сфалеритом, халькопиритом, марказитом в поясе Дандли-Риаси и пиритом и халькопиритом в зоне Алмора.

В некоторых случаях медное оруденение сопровождается урановой минерализацией (рудопроявления Покхри, Питхорагарх и др. — кварцевые жилы в метаморфических породах). Иногда в рудопроявлениях меди наблюдается примесь свинца (Джанпур, Бафила, Барагарх и Архаул).

Кобальт и никель известны в мелких рудопроявлениях в Индии (Рамсу, Тангро, Шербиби), которые локализованы в докембрийских метаморфических породах и, вероятно, связаны с древними интрузивными комплексами. Здесь отмечаются никеленосный пирит и пирротин в кварцево-прожилковых зонах и кварцевых жилах. В Непале известны два небольших месторождения этих элементов — Самбарбхамар и Тамгас. Они представлены секущими кварцевыми и кальцитовыми жилами и прожилковыми зонами с кобальтином, шмальтином, арсенидами кобальта, пиритом, халькопиритом. Мощность отдельных прожилков и жил 0,1—1 м. Содержание Co 1,7—8,7%, Ni 0,2%. Месторождения локализованы в верхнепротерозойских доломитистых известняках, сланцах и филлитах.

В Гималайской чешуйчато-надвиговой зоне известны небольшие россыпи золота и редкие мелкие рудопроявления этого металла. В Непале разрабатываются россыпи Кали-Кан-Даки и Марди-Кхола. Содержание металла в первой 1,6 г/м³, запасы 345 кг. В Индии известна небольшая россыпь Боис. Коренные проявления представлены кварцево-жильным типом (Гвалодрум и др.).

Платина разрабатывается в Непале из небольшой россыпи Рара-Базар.

Бериллий отмечен в небольших рудопроявлениях жильного и пегматитового типа в метаморфических породах докембрия. В Непале разрабатывается небольшая россыпь берилла Чайнпур.

Таким образом, для Гималайской чешуйчато-надвиговой зоны характерны месторождения, типичные для докембрийского кристал-

лического фундамента Индостанской платформы (железистые кварциты, возможно, платиновое и редкометальное оруденение, кобальт и никель), и осадочного платформенного чехла (метасоматические залежи железа, возможно, телетермальные или осадочные месторождения свинца, цинка и меди). Вместе с тем определенную роль играют месторождения, связанные с молодой, вероятно, третичной активизацией. К этой группе, по-видимому, можно отнести гидротермальные месторождения меди, свинца, цинка, золота.

К. К. Дар [5] предположил, что многочисленные гидротермальные рудопроявления и мелкие месторождения цветных и редких металлов локализируются в узлах пересечения зоны надвигов и крупных структур Индостанского щита — Араваллийской складчатой системы и Гангско-Брахмапутрского грабена. Однако не исключена возможность, что это предположение вызвано резко неравномерной изученностью региона. Если же оно справедливо, то еще более тесными представляются структурные (и металлогенические) связи Индостанского щита и Гималайской орогенной системы.

БАЙКАЛО-ПАТОМСКАЯ ЗОНА

Байкало-Патомская краевая чешуйчато-надвиговая зона расположена на границе Сибирской платформы и Байкальской складчатой области. Она выпуклой к северу дугой протягивается от оз. Байкал вдоль долин рек Киренга и Лена в долину р. Чара (рис. 21). Протяженность зоны 1200 км при ширине от 30—130 км. Внешняя ее граница проходит внутри Предбайкальского краевого прогиба. Внутренняя граница, по-видимому, может быть проведена по Сюльбанскому разлому на севере, Мамскому — в центральной части и Аkitканскому на юге. Эти глубинные разломы расположены кулисообразно и отделяют внешнюю приплатформенную зону байкалид от внутренних частей Байкальского складчатого сооружения.

В строении Байкало-Патомской зоны участвуют архейские, протерозойские и ниже-среднепалеозойские образования. Архейские кристаллические породы распространены на концах Байкало-Патомской дуги в пределах Чарской и Байкальской глыб. В первой развита монотонная толща гнейсов, включающая прослой магнетитовых кристаллических сланцев и кварцитов. Породы метаморфизованы в гранулитовой и амфиболитовой фациях. Залегание пластов, крутое, близкое к вертикальному, простирается субмеридиональное. Байкальская глыба сложена кристаллическими породами ольхонской серии. Они метаморфизованы в амфиболитовой фации и интенсивно дислоцированы. При этом складки опрокинуты в сторону Сибирской платформы.

Значительно шире в Байкало-Патомской зоне развиты ниже-протерозойские образования чуйской толщи на севере и сарминской серии на юге (в собственно Прибайкалье). Чуйская толща сложена преимущественно терригенными породами, сарминская серия представлена аспидной, спилит-кератофировой и флишевой формациями. Породы чуйской толщи и сарминской серии метаморфи-

званы в зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фациях и вместе с ольхонской серией по формационному составу, степени метаморфизма и стратиграфическому положению могут быть сопоставлены с верхнеархейскими — нижнепротерозойскими образованиями трогового комплекса Алданского щита. Наряду с архейской толщей Чарской глыбы, они могут рассматриваться как кристаллический фундамент краевой части Сибирской платформы. К нижнему протерозою принадлежат также терригенные толщи удоканской серии, развитые на крайнем востоке Байкало-Патомской зоны.

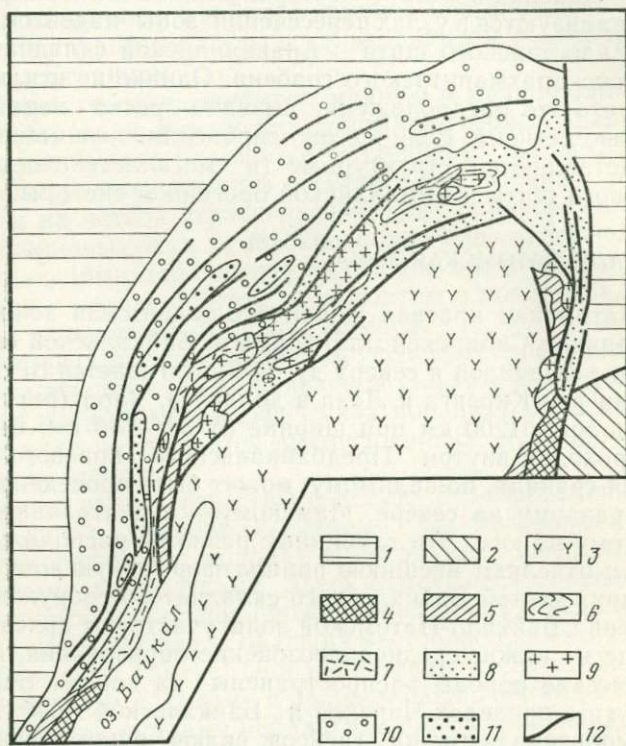


РИС. 21. Схема строения Байкало-Патомской краевой чешуйчато-надвиговой зоны.

1 — Сибирская платформа; 2 — Становая краевая чешуйчато-надвиговая зона; 3 — Байкальская складчатая область; Байкало-Патомская краевая чешуйчато-надвиговая зона: 4 — выступы архейского кристаллического основания, 5 — нижнепротерозойские метаморфические комплексы, 6 — среднепротерозойские преимущественно терригенные образования теңторгинской серии, 7 — среднепротерозойские вулканогенные образования аkitканской серии, 8 — верхнепротерозойские терригенно-карбонатные отложения байкальской и патомской серий; 9 — протерозойские гранитоиды, 10 — кембрийские терригенно-карбонатные отложения, 11 — ордовикские терригенно-карбонатные отложения с эвапоритами; 12 — разрывные нарушения, преимущественно надвиги

Полоса их развития окаймляет с юга Чарскую глыбу архея. Образования удоканской серии дислоцированы, в нижней части разреза гранитизированы и метаморфизованы в зеленосланцевой фации. Они относятся к протоплатформенному осадочному чехлу.

Архейско-нижнепротерозойский кристаллический фундамент перекрыт породами среднего протерозоя — тепторгинской серией на севере в Приленском районе и акитканской серией на юге, в Северном Прибайкалье. Тепторгинская серия сложена кварцевыми песчаниками и аргиллитами с прослоями основных лав. Акитканская серия представлена липаритами, андезитами, трахиандезитами, красноцветными конгломератами и песчаниками. Породы тепторгинской серии прорваны среднепротерозойскими гранитами амандракского комплекса, а акитканская серия — гипабиссальными и субвулканическими гранитоидами ирельского комплекса (1600—1620 млн. лет). Последние обнаруживают тесную пространственную (и, по-видимому, генетическую) связь с аналогичными по составу вулканитами акитканской серии. По стратиграфическому положению и формационному составу среднепротерозойские образования соответствуют промежуточному (протоплатформенному) структурному ярусу, залегающему в основании осадочного чехла платформы. Аналоги этих образований — красноцветы и вулканыты уянской серии и улканский интрузивный комплекс Алданского щита.

Верхнепротерозойские отложения представлены терригенно-карбонатной толщей миогеосинклинального облика (байкальская и патомская серии). Суммарная мощность осадочных отложений достигает 10 км. Они прорваны габброидами и ультрабазитами довыренского (630—780 млн. лет), сиенитами и монцонитами баргузинского и гранитами мамско-оронского комплексов. Выше залегают ниже-среднепалеозойские (кембрий — ордовик) терригенные и карбонатные отложения с прослоями гипсов и каменных солей. Суммарная мощность их 5 км. Они прорваны диабазами и габбро-диабазами жаровского комплекса и щелочными гранитоидами витимканского комплекса. Незначительно распространены континентальные терригенные верхнеюрские отложения укугутской свиты.

Очень широко в пределах Байкало-Патомской краевой чешуйчато-надвиговой зоны развиты надвиги и взбросо-надвиги, протягивающиеся на многие километры вдоль зоны и повторяющие ее очертания (рис. 22). На ряде участков отчетливо выражено че-

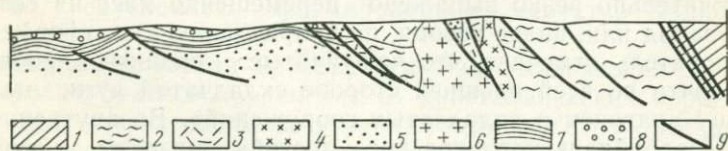


РИС. 22. Схематический разрез Байкало-Патомской краевой чешуйчато-надвиговой зоны

1 — Байкальская складчатая область; Байкало-Патомская краевая чешуйчато-надвиговая зона; 2 — нижний протерозой, чуйская толща (кварциты, сланцы, местами гранитизированные, мраморы), 3 — средний протерозой, акитканская серия (липариты, андезиты, трахиандезиты, красноцветные песчаники), 4 — сиениты среднего протерозоя, 5 — верхний протерозой, байкальская серия (аргиллиты, филитовидные сланцы, известняки, конгломераты), 6 — позднепротерозойские граниты, 7 — кембрий (песчаники, алевролиты, мергели, известняки, доломиты), 8 — ордовик (песчаники, алевролиты, известняки, гипсы), 9 — разломы

шуйчатое строение. Типичны в этом отношении система Витимских чешуйчатых надвигов (рис. 23), зоны Окунайского и Умбельского надвигов, Жуинская зона. Последняя ограничивает Байкало-Патомскую краевую чешуйчато-надвиговую зону с востока, на всех изданных тектонических картах она показана крутопадающим глубинным разломом. Однако анализ геофизических материалов и космических снимков, проведенный в последнее время В. С. Когеном и М. А. Белобородовым, свидетельствует о том, что Жуинский разлом скорее всего представляет собой пологий надвиг. В строении отдельных чешуй на различных участках Байкало-Патомской зоны нередко участвуют кристаллические породы фундамента и среднепротерозойские образования промежуточного структурного яруса. В 1977 г. В. П. Арсентьевым и В. К. Александровым в пределах краевой чешуйчато-надвиговой зоны установлены шарьяжи.

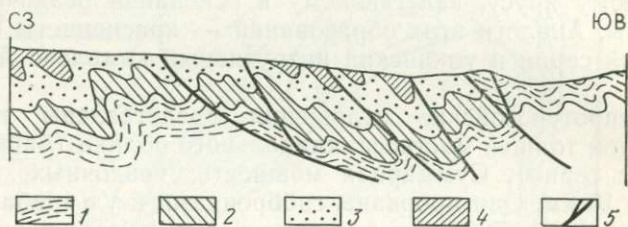


РИС. 23. Геологический разрез Витимских чешуйчатых надвигов. По В. А. Наумову.

Патомская серия, свиты: 1 — джемуканская, 2 — валюхтинская, 3 — жуинская и чепчинская; 4 — нижний кембрий, жербинская свита; 5 — разломы

Типична гребневидная складчатость и флексуры. Л. И. Салоп так описывает складчатые структуры: «Вблизи окраины нагорья очень характерны флексурные стулообразные») складки, обращенные уступом к платформе. Они имеют различную величину и часто располагаются ступенями. С флексурами сочетаются мелкие резко асимметричные запрокинутые, иногда лежащие складки, усложненные микроскладками волочения и поверхностями срезания. Исключительно резко выражено перемещение масс на северо-запад и запад или, иначе говоря, по направлению к платформе». Этот исследователь отмечает, что чешуйчатые надвиги «прослеживаются почти по всей внешней стороне складчатой дуги, маркируя границу кратонов и складчатых сооружений». Во внутренней полосе Предбайкальского краевого прогиба развиты многочисленные продольные бескорневые складки, приуроченные к фронтальным частям надвигов. При этом смещение осадочного чехла отмечается на нескольких стратиграфических уровнях. Складки имеют ярко выраженный линейный характер, они прослеживаются на 100—300 км при ширине 10—30 км. По направлению к платформе узкие гребневидные складки становятся более широкими, выполаживаются и приобретают коробчатый характер, угол падения

пластов на крыльях уменьшается от 10—20° до долей градуса. Выделяются три зоны складок — Верхне-Ленская, Киренгская и Жигало-Тулуктурмурская. Они разделены поперечными сдвигами. Кулисообразные антиклинальные складки в пределах этих зон получили название валов. Наиболее крупные из них Божеханский, Чемборчанский, Ахинский, Качугский, Верхоленский, Уянский, Муриньинский, Приленский, Хандинский валы. Антиклинали разделены синклиналиными структурами (прогибами). Наиболее крупные — Нуха-Нурский, Самодурово-Вяткинский, Харанурский, Верхне-Илгинский, Тонгодинский и другие прогибы.

В последние годы при изучении космических снимков В. С. Когеном во внешней части Байкало-Патомской зоны обнаружены кольцевые и овальные структуры, достигающие в диаметре первых десятков километров. По всей видимости, они могут быть интерпретированы как брахиформные куполовидные складки.

Наряду с продольными разрывами отмечаются многочисленные поперечные разломы, по которым фиксируются сдвиговые перемещения с амплитудами до 5 км. В районе резкого изгиба Байкало-Патомской краевой чешуйчато-надвиговой зоны от нее отходит в северо-восточном направлении зона Уринских складок, сложенная верхнепротерозойскими и нижнепалеозойскими осадочными отложениями. Складки ориентированы в северо-восточном направлении и быстро погружаются под чехол мезозойских отложений Вилюйской синеклизы. Уринская зона, вероятно, соответствует глубинному разлому, пересекающему Сибирскую платформу (Вилюйский авлакоген). На участке сочленения Уринской зоны складок и Байкало-Патомской краевой чешуйчато-надвиговой зоны в пределах последней надвиги прерываются и сменяются общим воздыманием шарниров подольных складок.

Характерно длительное формирование краевой чешуйчато-надвиговой зоны. Образование надвигов, по-видимому, началось в докембрии и в основном завершилось в раннем палеозое. Однако известны и новейшие кайнозойские надвиги и шарьяжи. Они установлены в Байкальском и Ачитканском хребтах, на Нижнем Витиме. Амплитуда этих шарьяжей достигает 5—6 км. Видимо, это явление обусловлено формированием структур Байкальского рифта.

Байкало-Патомская краевая чешуйчато-надвиговая зона вмещает разнообразное оруденение. В кристаллических породах архейско-нижнепротерозойского фундамента известно редкометалльно-сульфидное оруденение, связанное главным образом с зеленосланцевыми толщами. Рудная минерализация представлена сфалеритом, галенитом, блеклыми рудами, пиритом, халькопиритом, пирротинном, арсенопиритом. В более интенсивно метаморфизованных породах (эпидот-амфиболитовая фация) известна редкометалльная гидротермальная и контактово-метасоматическая минерализация (флюорит, молибденит, касситерит, магнетит). Морфологически оруденение представлено штокверками, прожилково-

вкрапленными и вкрапленными рудами. В породах амфиболитовой фации известны проявления редких металлов в пегматитах.

Большое значение имеет стратиформное медное оруденение в терригенных породах нижнепротерозойской удоканской серии, где известно Удоканское месторождение медистых песчаников и сланцев.

Со среднепротерозойскими вулканитами акитканской серии и гранитоидами ирельского комплекса связана разнообразная рудная минерализация — свинцово-цинковая, медная, мышьяковая, редкометальная, в меньшей степени характерна оловянная, висмутовая, ртутная, вольфрамовая и кобальтовая минерализация. Рудоконтролирующее значение имеют вулканические постройки, зоны разломов, субвулканические интрузии, поля вторичных кварцитов и других гидротермально измененных пород.

В верхнепротерозойских терригенно-карбонатных отложениях байкальской и патомской серий известно стратиформное полиметаллическое оруденение, которое прослеживается во внешней полосе всей чешуйчато-надвиговой зоны. Эта полоса получила в литературе название Прибайкальского полиметаллического рудного пояса. Ширина пояса достигает 60 км. Пластообразные согласные рудные тела сосредоточены в известняках улунтуйской, в песчаниках и доломитах голоустенской свит и очень редко в карбонатных породах нижнего кембрия. Руды массивные, полосчатые, вкрапленные. Минерализация представлена сфалеритом, флюоритом, галенитом, халькопиритом, блеклыми рудами, энаргитом, арсенипиритом, пиритом.

В верхнепротерозойских отложениях известны проявления марганца и бокситов осадочного генезиса. Имеются также проявления осадочных бокситов кайнозойского возраста. В улунтуйской свите байкальской серии установлены фосфориты, локализующиеся на контакте карбонатных и кремнистых пород (Сарминское месторождение). В этой же свите обнаружены талькиты, слагающие линзы и прослои мощностью в среднем 15—30 м. Породы состоят на 90—95% из талька с примесью кальцита, доломита, кварца, хлорита и органического вещества.

С ультраосновными породами довыренского комплекса связаны проявления медно-никелевой и кобальтовой минерализации.

В нижнепалеозойских отложениях содержатся прослои гипсов и каменных солей. Несомненный интерес в отношении возможной нефтеносности представляют куполовидные структуры, обнаруженные на космических снимках во внешней части зоны.

СТАНОВАЯ ЗОНА

Становая краевая чешуйчато-надвиговая зона расположена на границе Алданского щита и Джугджуро-Становой орогенно-магматической системы, принадлежащей Урало-Монгольскому подвижному поясу. Она протягивается в широтном направлении от долины р. Олекмы на восток к побережью Охотского моря на рас-

стояние около 1000 км. Северной границей зоны служит Становой, или Южно-Алданский, разлом, южная граница условно может быть проведена по линии, ограничивающей с севера крупные массивы мезозойских гранитоидов. В этом случае ширина зоны не превышает первых десятков километров.

Становая зона сложена преимущественно глубоко метаморфизованными архейскими комплексами пород, испытавшими в раннем протерозое интенсивную гранитизацию и местами регрессивный метаморфизм. Наряду с архейскими образованиями развиты нижнепротерозойские вулканогенно-осадочные породы метаморфизованные в амфиболитовой и зеленосланцевой фациях, выполняющие узкие приразломные прогибы (троги). Крайне ограничено развиты верхнепротерозойские терригенно-карбонатные породы осадочного чехла платформы. По северной периферии Становой зоны отмечаются впадины и грабены, сложенные юрскими, в меньшей степени меловыми терригенными угленосными молассаами. Самая крупная из них — Чульманская впадина. По существу эти мезозойские впадины и грабены представляют собой редуцированный краевой прогиб.

Очень широко в Становой зоне распространены разнообразные по составу и возрасту интрузивные породы, местами встречаются меловые вулканические образования преимущественно кислого и среднего состава, ограниченно развиты кайнозойские базальты.

Наиболее характерные структурные элементы Становой зоны многочисленные продольные, а также поперечные разломы. Они сопровождаются мощными зонами диафтореза, милонитизации и катаклаза. Но в связи с тем, что разломы развиты в толщах глубоко метаморфизованных пород (в том числе и непосредственно на границе с Алданским щитом) определить их морфологию, как правило, не удастся. В то же время на тех участках, где фронтальная линия Станового (Южно-Алданского) разлома граничит с осадочными толщами, например по южному краю Чульманской котловины, четко устанавливается его надвиговая природа. Это подтверждается соотношением линии разлома с рельефом, геофизическими данными и даже наличием эрозионных окон в архейском аллохтоне, в которых из-под кристаллических пород обнажаются терригенные юрские отложения. Амплитуда горизонтального перемещения 10—15 км. Толщина аллохтонной пластины, сложенной архейскими метаморфическими образованиями, 1—1,5 км, а мощность погребенной под ней мезозойской терригенной толщи 4 км.

Надвиговый характер Станового разлома устанавливается и вдоль южной окраины Токинской впадины, расположенной на его восточной оконечности. Кроме того, в центральной части зоны среди архейских кристаллических комплексов отмечаются остатки надвиговых чешуй, сложенных метаморфизованными породами нижнего протерозоя. Наконец, многочисленные массивы мезозойских гранитоидов в пределах Джугджуро-Становой орогенно-магматической системы имеют форму гигантских пластин, полого наклоненных к югу. Не исключено, что форма этих массивов также

обусловлена надвигами. Все сказанное выше дает основание считать, что южное ограничение Алданского щита представляет собой краевую чешуйчато-надвиговую зону.

Металлогеническая специализация Становой краевой чешуйчато-надвиговой зоны определяется, в первую очередь, эндогенным оруденением. С архейскими метаморфическими породами связаны непромышленные месторождения железистых кварцитов. Имеются проявления графитовых гнейсов и мраморов, корундовых пород. Более богатое и разнообразное оруденение связано с раннепротерозойским магматизмом и метасоматозом. Оно представлено титаномагнетитом, мусковитоносными и рекометальными пегматитами, халькопирит-пентландитовой минерализацией в дифференцированных габброидах. Не исключена возможность обнаружения проявлений железа в зеленокаменно измененных вулканических и кремнистых образованиях.

Ведущую роль играет мезозойское оруденение. Существенное значение имеют проявления молибденового оруденения, представленные кварц-молибденитовыми штокверками, нередко несущими также шеелитовую минерализацию. Известны штокверковые проявления с халькопирит-молибденит-кварцевой минерализацией, по-видимому, принадлежащие медно-молибденовой формации. С раннемеловыми вулканидами также ассоциируют проявления кинноварь-реальгар-антимонитовой минерализации с вольфрамитом, шеелит-антимонитовой и флюоритовой минерализации.

В терригенных юрских отложениях имеются пласты каменных углей. Наиболее крупные из них сосредоточены в Чульманской впадине, где они образуют известный угленосный бассейн с высококачественными углями.

ГЛАВА 4

КРАЕВЫЕ ШВЫ

САЯНСКИЙ КРАЕВОЙ ШОВ

Саянский краевой шов отделяет Сибирскую платформу от байкальского — каледонского складчатого сооружения Восточного Саяна. Он представляет собой систему сближенных разветвляющихся в северо-западном направлении глубинных разломов. Протяженность его от южной оконечности озера Байкал до р. Енисей около 1000 км, ширина от 10—15 км на юго-востоке до 200 км на северо-западе. В районе г. Красноярска краевой шов перекрывается мощным терригенным мезозойским чехлом Западно-Сибирской плиты. Не исключена возможность, что на северо-западе краевой шов ограничивается крупной субширотной тектонической зоной, проходящей вдоль долины р. Ангары в ее нижнем течении и обуславливающей субширотную полосу складок Иркинеевского выступа, далеко вдающегося в тело платформы. Юго-западнее шва располагается Центральный антиклинорий Восточного Саяна, сложенный мощной толщей протерозойских гнейсов преимущественно основного состава, метадиабазами, габброидами и гранитоидами. Широко развитые породы офиолитовой ассоциации позволяют рассматривать Центральный антиклинорий Восточного Саяна как эвгеосинклинальную складчатую зону.

Впервые зона Главного разлома Восточного Саяна в качестве пограничной структуры была намечена С. В. Обручевым в 1942 г. Сведения о строении и истории развития Саянского краевого шва содержатся в многочисленных работах. Наиболее полно эта структура описана в монографии Н. А. Берзина «Зона Главного разлома Восточного Саяна», опубликованной в 1967 г., а также в работе А. С. Барышева [1].

Зона краевого шва имеет сложное гетерогенное строение (рис. 24). Во внешней приплатформенной его части имеются выступы раннедокембрийского кристаллического основания Сибирской платформы. Это Шарыжалгайский и Канский выступы и Бирюсинская глыба, разделенные разломами и грабенами. Наиболее крупные среди последних — Урикско-Ийский, Онотский, Миричунский и Туманшетский (Нерсинский) грабены, а также Манский приразломный прогиб, выполненные вулканогенно-осадочными толщами рифея, венда и нижнего кембрия, нередко метаморфизованными. Во внешней части зоны широко развит платформенный чехол, сложенный преимущественно терригенными породами рифея, венда и существенно карбонатными отложениями кембрия. В северо-западной части зоны рифейские и вендские отложения выполняют Присаянский прогиб, который по структуре и формации

онному составу отложений может быть отнесен к категории краевых. На северо-западе древние структуры перекрыты Агульской и Рыбинской наложенными впадинами, выполненными преимущественно вулканогенными образованиями среднего палеозоя. А на крайнем северо-западе расположена наложенная Канско-Тасеевская впадина, сложенная юрскими терригенными породами.

К наиболее древним относятся архейские метаморфические образования шарыжалгайской серии, слагающие одноименный выступ фундамента. Серия сложена преимущественно меланократо-

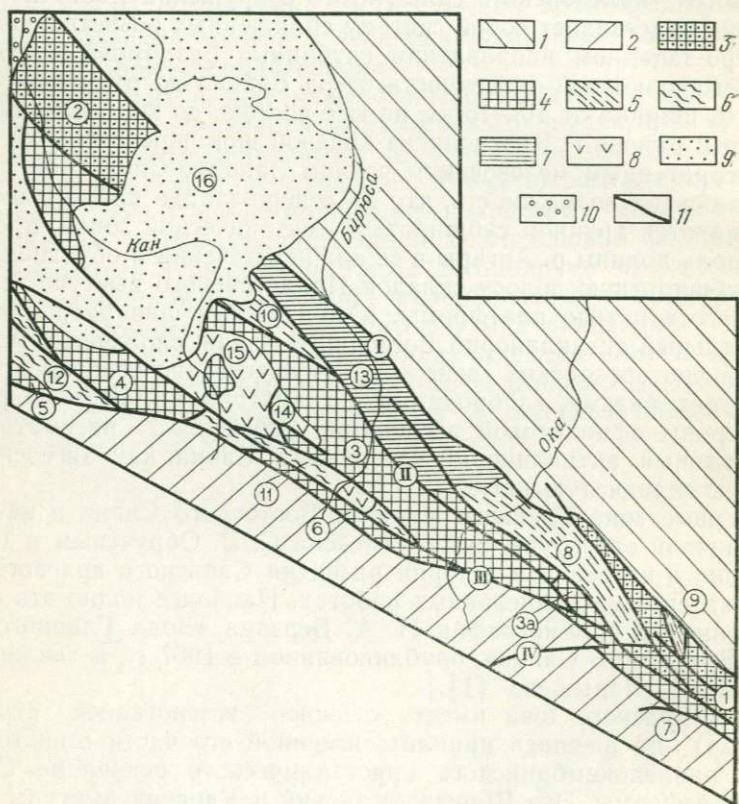


РИС. 24. Схема строения Саянского краевого шва.

1 — Сибирская платформа; 2 — складчатая система Восточного Саяна; структуры зоны Саянского краевого шва: 3 — выступы, сложенные архейскими метаморфическими образованиями (1 — Шарыжалгайский, 2 — Канский), 4 — выступы (глыбы), сложенные верхнеархейскими — нижнепротерозойскими метаморфическими образованиями (3 — Бирюсинская, 3а — Хульдацкий блок, 4 — Верхнеканская, 5 — Арзыбейская, 6 — Джуглымская, 7 — Бельско-Китойская), 5 — грабени, выполненные метаморфическими породами протерозоя (8 — Урикско-Ийский, 9 — Онотский, 10 — Туманшетский), 6 — грабени и прогибы, выполненные вулканогенно-осадочными породами рифея, венда и нижнего кембрия (11 — Миричунский грабен, 12 — Манский прогиб), 7 — прогибы, выполненные молассоидами верхнего протерозоя (13 — Присаянский), наложенные впадины, сложенные: 8 — терригенно-вулканогенными породами девона (14 — Агульская, 15 — Рыбинская), 9 — осадочными отложениями среднего палеозоя и юры (16 — Канско-Тасеевская), 10 — неогена; 11 — разломы (I — Присаянский, II — Бирюсинский, III — главный разлом Восточного Саяна, IV — Кандатский)

выми породами — амфиболитами (пара- и орто-), пироксен-амфиболовыми, гиперстеновыми, биотит-амфиболовыми, биотит-гранатовыми, биотитовыми гнейсами и кристаллическими сланцами с редкими прослоями и линзами мраморов и кальцифиров. Породы метаморфизованы в гранулитовой и амфиболитовой фациях и нередко интенсивно мигматизированы. Выделяются четыре свиты (снизу вверх): ерминская, шумихинская, жидойская и зогинская, суммарная мощность их достигает 6 км. Породы в зонах разломов интенсивно диафорированы. Архейский комплекс Канского выступа близок по составу к шарыжалгайской серии. В отличие от последней здесь широко распространены гранатовые гнейсы и гранулиты, а также чарнокиты. Общая мощность канского комплекса 4,5 км. Радиологический возраст пород шарыжалгайской серии 2900—2500 млн. лет, канского комплекса — 2550—2700 млн. лет.

Более молодые кристаллические образования слагают Бирюсинскую глыбу. Они представлены ритмично переслаивающимися гнейсами различного состава, амфиболитами, кварцитами и мраморами, объединяемыми в бирюсинскую серию. Метаморфизм пород неоднородный — от гранулитовой до эпидот-амфиболитовой фации. Мощность бирюсинской серии 4,5—5 км. Породы интенсивно дислоцированы, местами наблюдается интенсивная гранитизация. Радиологический возраст пород 2600—1850 млн. лет, что позволяет относить бирюсинскую серию к верхнему архею — нижнему протерозою.

Широко развиты протерозойские образования. Они представлены в различной степени метаморфизованными и неметаморфизованными вулканогенно-осадочными и осадочными породами. Нижнепротерозойские образования распространены в пределах Урикско-Ийского и Онотского грабенов. Это гнейсы с прослоями кварцитов и сланцев (мангатольская свита), мраморы, доломиты, магнетиты и сланцы (камчадальская свита), амфиболиты, амфиболовые, гранат-слюдистые сланцы и кварциты (свита Соснового Байца). Средний протерозой Урикско-Ийского и Онотского грабенов имеет двучленное строение: низы сложены монотонной толщей ритмично слоистых кварцево-слюдистых, филлитовых сланцев песчаников и алевролитов (белореченская и далдарминская свиты) мощностью до 6 км. Выше залегают кварцевые порфиры, туфы и гравелиты сублукской свиты мощностью 2—4 км. Породы среднего протерозоя метаморфизованы в фации зеленых сланцев.

Верхний протерозой в грабенах представлен терригенными, реже карбонатными породами. На некоторых участках они метаморфизованы. Так, кувайская серия в Миричунском грабене сложена ортоамфиболитами, переслаивающимися со сланцами и известняками, а нерсинская свита, слагающая Туманшетский грабен, представлена гранат-слюдистыми, кварцево-карбонатными и актинолитовыми сланцами и диабазовыми порфиритами. Верхнепротерозойские отложения платформенного чехла объединяются в карагасскую и оселочную свиты, сложенные молассоидными песчаниками, алевролитами, аргиллитами и конгломератами с просло-

ями доломитов и известняков. Суммарная мощность их достигает 3,5 км. Возраст этих свит различными исследователями определяется по-разному. Н. А. Берзин и В. Е. Дибров относят их к венду. Но в наиболее поздней работе А. С. Барышева [1] эти свиты отнесены к рифею. В этой же работе ушаковская свита отнесена к венду. Она сложена алевролитами, глинистыми сланцами и конгломератами.

Кембрийские образования представлены вулканогенно-осадочными породами в Миричунском грабене, мощной толщей терригенно-карбонатных пород в Манском прогибе, красноцветными песчаниками и доломитами (мотская свита) в приплатформенной части зоны. Здесь же во внешней зоне незначительно развиты терригенные породы ордовика.

На северо-западе в пределах Агульской и Рыбинской наложенных впадин широко распространены красноцветные вулканогенные образования девона общей мощностью около 5 км. В нижней части разреза преобладают андезиты и базальты, выше залегают покровы кислых и щелочных эффузивов и туфов.

Западная окраина Рыбинской впадины и Канско-Тасеевская впадина сложены терригенными угленосными породами юры.

В зоне Саянского краевого шва очень широко распространены различные по составу и возрасту интрузивные магматические образования. А. Л. Додин в 1966 г. выделил ряд интрузивных комплексов. Наиболее древний — китойский комплекс архейских аляскитовых и олигоклаз-микроклиновых гранитов, слагающих штоки и пластовые тела. Урдаокинский комплекс раннепротерозойских перидотитов и серпентинитов образует дайки, а раннепротерозойский онотский комплекс плагиогранитов слагает батолиты и штоки. Среднепротерозойские интрузии представлены диоритами, габбро-диоритами и гранодиоритами бильчирского комплекса, образующими дайки, а также широко распространенными гранитами саянского комплекса. Последние слагают штоки и батолиты и разделяются на две фазы — биотитовых и аплитовидных гранитов. Ограниченно развиты позднепротерозойские граниты игнокского комплекса, образующие дайки и небольшие штоки.

Важную роль играют палеозойские интрузии, среди которых выделяются кембрийские (возможно более древние) гипербазиты ийского комплекса — дуниты, перидотиты, пироксениты и серпентиниты, образующие штоки и дайки. На северо-западе известны габбро-диабазы нерсинского комплекса, слагающие штоки и силлы. Кембро-ордовикский манкресовский комплекс представлен габбро-диоритами, кварцевыми диоритами, гранодиоритами и гранитами. В состав силурийского огнитского комплекса входят граносиениты, сиениты, граниты и гранодиориты.

В приплатформенной части зоны краевого шва распространены позднепалеозойские — мезозойские интрузии щелочно-ультраосновной формации — пироксениты, ийолиты, нефелиновые сиениты, карбонатиты и кимберлиты, образующие штоки и дайки (зиминский комплекс).

Незначительно распространены мезозойские долериты и габбро-диабазы, а также неоген-четвертичные базальты.

Характерные тектонические элементы зоны краевого шва — разломы. Выделяются три основные системы — северо-западного, субширотного и северо-восточного направлений. Наиболее ярко выражена и наиболее важна в строении и развитии региона система разломов северо-западного направления. К ней принадлежат крупнейшие разломы зоны краевого шва — Присаянский, Бирюсинский, Главный разлом Восточного Саяна и другие более мелкие разрывы (рис. 25).

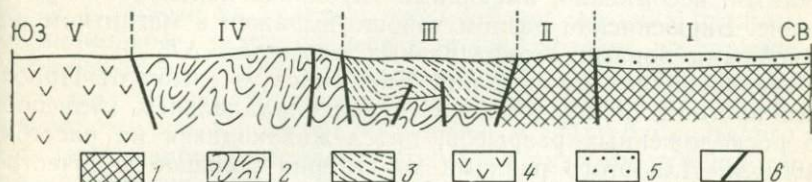


РИС. 25. Схематический геологический разрез зоны Саянского краевого шва.

1 — архейские кристаллические образования фундамента Сибирской платформы (I) и Шарыжалгайского выступа (II); 2 — верхнеархейские-нижнепротерозойские метаморфические образования бирюсинской серии, слагающие Бирюсинскую глыбу (IV); 3 — протерозойские образования, в различной степени метаморфизованные, слагающие Уринско-Ийский грабен (III); 4 — протерозойские гнейсы Центрального антиклинория Восточного Саяна (V); 5 — верхнепротерозойские отложения осадочного чехла Сибирской платформы; 6 — разломы

Наиболее крупное и глубинное нарушение — Главный разлом Восточного Саяна, протягивающийся через всю зону краевого шва. Он состоит из серии субпараллельных взбросов и крутых надвигов, которые, по мнению Н. А. Берзина, погружаются под складчатое сооружение. Местами зона разлома имеет чешуйчатое строение. Суммарная амплитуда вертикального перемещения блоков земной коры 2,5—9 км. Д. И. Мусатов в 1963 г. предположил, что Главный разлом Восточного Саяна наклонен в сторону платформы и что вертикальные перемещения по нему достигают 12—13 км. Разлом на многих участках сопровождается интенсивной милонитизацией и дроблением пород, нередко он залечен интрузивными образованиями.

Главный разлом Восточного Саяна четко прослеживается в магнитном поле серий сближенных субпараллельных положительных аномалий ΔT_a [1]. В гравитационном поле разлом фиксируется ступенью в полосе шириной 40—60 км. Глубина заложения Главного разлома Восточного Саяна определяется А. С. Барышевым в 70 км, таким образом это мантийный разлом, поскольку мощность земной коры в регионе не превышает 55 км. При этом гравитационная ступень отвечает изменению мощности земной коры в зоне разлома от 40—45 км в Присаянье до 50—55 км в Центральном (Восточно-Саянском) антиклинории. Главный разлом Восточного Саяна заложился, по-видимому, в раннем протерозое, а возможно и в архее. Периодические тектонические движения по нему происходили вплоть до четвертичного периода. При этом в различные

периоды преобладали сдвиговые, надвиговые и сбросовые движения.

Второй по величине и значению — Бирюсинский разлом. Он отступает от зоны Главного разлома Восточного Саяна в долине р. Оки и протягивается в долину р. Туманшет на расстояние около 400 км. Бирюсинский разлом также представляет собой систему сближенных субпараллельных разрывов. Амплитуда вертикальных перемещений здесь достигает первых километров. Разлом сопровождается зонами дробления и милонитизации пород и на ряде участков залечен интрузиями, в том числе ультраосновными и щелочными, несомненно, имеющими глубинное подкоровое происхождение. Бирюсинский разлом хорошо выражен в магнитном поле линейными зонами отрицательных аномалий ΔT_a .

Присаянский разлом отделяет Бирюсинскую глыбу от Присаянского прогиба, он представлен серией параллельных кулисообразно расположенных разрывов, прослеживающихся на расстояние 400 км. Для этого разлома характерно большое количество оперяющих трещин и разрывов. Последние нередко имеют характер надвигов. К зоне Присаянского разлома тяготеют многочисленные тела разновозрастных интрузий. Наиболее широко распространены сильно измененные раннепротерозойские габброиды и аляскитовые граниты, а также рифейские гранитоиды.

Некоторые исследователи (Н. А. Флоренсов, Т. Н. Спизарский, А. Л. Додин, С. М. Замараев и др.) проводят границу Сибирской платформы по зоне Бирюсинского разлома. Но, по-видимому, также правы Н. С. Зайцев, С. В. Обручев, А. С. Хоментовский, В. А. Кузнецов и др., которые проводят эту границу по зоне Главного разлома Восточного Саяна. Несомненно, Бирюсинский разлом играет важную роль в строении и развитии региона. Он, в частности, является резкой границей фации верхнепротерозойских и вендских отложений, разделяя фации платформенного чехла и вулканогенно-осадочные толщи, выполняющие грабены. Вместе с тем большое значение имеет тот факт, что с зоной Главного разлома Восточного Саяна совпадает уступ в архейском фундаменте, по которому последний круто погружается в юго-западном направлении [1]. По-видимому, логично рассматривать краевой шов не в виде узкой зоны Бирюсинского или Главного разлома Восточного Саяна, а относить к нему всю полосу, заключенную между Главным разломом Восточного Саяна и Присаянским разломом и характеризующуюся переходными чертами.

В зоне Саянского краевого шва широко распространены разломы субширотной системы, по которым фиксируются изменения фаций и мощностей осадочных и вулканогенно-осадочных пород, к ним также приурочены многочисленные проявления магматизма и эндогенной минерализации. Наиболее типичны сдвиги, но иногда, особенно в юго-восточной части краевого шва, отмечаются надвиги. Некоторые разломы пересекают всю зону краевого шва и прослеживаются в пределах платформы. Яркий пример такой секущей структуры — Белозиминский разлом, который контролирует

пространственное размещение массивов ультраосновных — щелочных пород, карбонатитов и кимберлитов.

Значительно меньше распространены разломы северо-восточного направления. По ним нередко наблюдаются значительные смещения разломов северо-западного и субширотного направлений. Так, по Хайламинскому разлому отмечен сдвиг в зоне Главного разлома Восточного Саяна с амплитудой 35 км.

Помимо трех основных систем разломов в поле развития архейских метаморфических пород местами фиксируются зоны разломов субмеридионального направления.

А. С. Барышев считает, что наиболее древние разломы — меридиональные, заложившиеся в архее. Позднее на границе архея и раннего протерозоя возникла основная система разломов краевого шва северо-западного направления, северо-восточные разломы заложились в позднем протерозое, в эпоху байкальского тектогенеза. К наиболее молодым относятся разломы субширотного направления, связанные с проявлением каледонского тектонического цикла в раннем палеозое.

Как уже указывалось выше, Саянский краевой шов характеризуется гетерогенным блоковым строением. Наиболее крупные поднятые блоки — Шарыжалгайский, Канский выступы и Бирюсинская глыба.

Шарыжалгайский выступ располагается между побережьем оз. Байкал и р. Зимой. Он вытянут в северо-западном направлении на расстояние 280 км при ширине 15—40 км. На юго-западе он ограничен Главным разломом Восточного Саяна и Бирюсинским разломом, на северо-востоке перекрыт осадочными отложениями платформенного чехла. Выступ сложен глубоко метаморфизованными архейскими образованиями шарыжалгайской серии. Метаморфические толщи собраны в куполовидные и линейные складки северо-восточного и меридионального простирания. На участках интенсивной складчатости породы обычно гранитизированы. Широко распространены среднепротерозойские граниты саянского комплекса.

Канский выступ протягивается вдоль правого берега Енисея севернее р. Кан на расстояние 200 км при ширине около 60 км. На юге выступ перекрыт юрскими отложениями Канско-Тасеевской впадины, на севере он также перекрыт осадочными толщами неогена. Не исключена возможность того, что здесь выступ ограничен крупной тектонической субширотной Иркенеевской зоной. На юго-западе и северо-востоке Канский выступ ограничен разломами. Возможно эти разломы являются продолжением Бирюсинского и Присаянского, которые в бассейне р. Туманшет перекрываются осадочными толщами Канско-Тасеевской впадины и могут быть прослежены через впадину к ограничениям Канского выступа. Выступ сложен архейскими метаморфическими образованиями, насыщенными многочисленными телами архейских и протерозойских гранитов. В краевой юго-западной части выступа развиты нижнепротерозойские гнейсы. Метаморфические толщи ин-

тенсивно дислоцированы, образуют складки северо-западного простирания, часто изоклинальные и опрокинутые. Выступ представляет собой систему вытянутых в северо-западном направлении блоков шириной до 10 км, разделенных взбросами, сместители которых погружаются к северо-востоку под углами 50—70°.

Бирюсинская глыба заключена между Бирюсинским и Главным разломами Восточного Саяна. В плане она имеет форму клина, расширяющегося к северо-западу. От р. Оки этот клин протягивается в северо-западном направлении на расстояние около 400 км до р. Туманшет, где глыба перекрывается осадочными толщами Канско-Тасеевской впадины. Северо-восточная часть глыбы на значительном протяжении перекрыта Присаянским прогибом, который отделен одноименным разломом от выходов метаморфических пород, слагающих Бирюсинскую глыбу. На северо-западе глыба перекрыта Агульской и Рыбинской наложенными впадинами. Максимальная ширина выходов верхнеархейских — нижнепротерозойских метаморфических пород, слагающих бирюсинскую глыбу, достигает 100—110 км. Метаморфические толщи интенсивно дислоцированы, они собраны в узкие, часто изоклинальные складки. На многих участках последние осложнены флексурами и чешуйчатыми надвигами, местами наблюдается опрокинутое залегание. Ориентировка складок северо-западная. Широко развиты протерозойские и более молодые магматические образования. Глыба разбита многочисленными северо-западными и субширотными разломами. На крайнем юго-востоке выделяется Хульцайский блок, со всех сторон ограниченный крупными разломами.

Помимо крупных блоков кристаллического фундамента существуют небольшие глыбы, приуроченные главным образом к зоне Главного разлома Восточного Саяна — Арзыбейская, Верхнеканская, Джуглымская, Бельско-Китойская. Наиболее значительная из них Верхнеканская глыба, расположенная на северо-западе между двумя крупными ветвями этого разлома. Протяженность глыбы в северо-западном направлении около 120 км, ширина 30—35 км. Верхнеканская глыба сложена метаморфическими образованиями, по составу, степени метаморфизма и возрасту аналогичными бирюсинской серии. Метаморфические толщи сложодислоцированы и прорваны протерозойскими гранитами и палеозойскими щелочными интрузиями.

Одна из наиболее типичных отрицательных структур — Урикско-Ийский грабен. Он имеет линзовидную форму, вытянут в северо-западном направлении на расстояние около 200 км при максимальной ширине 30—40 км. Грабен расположен между Шарыжалгайским выступом и Бирюсинской глыбой на участке между реками Урик и Икей. По геофизическим данным можно предположить продолжение грабена к северу под чехлом осадочных пород Сибирской платформы. Урикско-Ийский грабен выполнен мощной толщей протерозойских вулканогенно-терригенных пород метаморфизованных в фации зеленых сланцев. Залегание толщ моноклинальное с падением пластов к северо-востоку [1]. Метамор-

фические породы прорваны многочисленными телами гранитоидов саянского комплекса, а также гипербазитами ийского комплекса, ультраосновными — щелочными породами зиминского комплекса.

Шарыжалгайский выступ осложнен Онотским грабенем, который протягивается в расстоянии 80 км при ширине 10—30 км. Этот грабен выполнен метаморфическими породами протерозоя, образующими моноклираль, наклоненную к северо-востоку под углами 60—70°.

На северо-западе, в зоне Присаянского разлома расположен Туманетский грабен, имеющий форму клина, резко расширяющегося к северо-западу. Грабен выполнен метаморфизованными вулканогенно-осадочными породами среднепротерозойской сублукской свиты, собранными в крутые складки.

Также на северо-западе, но в зоне Главного разлома Восточного Саяна располагается узкий приразломный Миричунский грабен. Протяженность его 150 км, ширина 15—16 км. Грабен выполнен толщей вулканогенно-осадочных пород рифея, венда и нижнего кембрия общей мощностью 5—5,5 км.

На крайнем северо-западе к зоне Главного разлома Восточного Саяна примыкает Манский прогиб, выполненный мощной толщей (8 км) вулканогенно-осадочных пород протерозоя, которые перекрыты терригенно-карбонатными отложениями венда и нижнего кембрия (6 км). Эти толщи смяты в пологие, часто брахиформные складки.

Между Бирюсинским и Присаянским разломами расположен Присаянский прогиб. Он протягивается в северо-западном направлении на расстояние 260 км от р. Ии до р. Туманшет, ширина прогиба 20—60 км. Присаянский прогиб сложен красноцветными молассоидными терригенными и сероцветными терригенно-карбонатными отложениями карагасской и оселочной свит. На северо-востоке незначительно развиты кембрийские отложения. Наибольшее погружение отмечается в западной части прогиба, амплитуда погружения здесь оценивается в 2,2 км, глубина прогиба в восточной части не превышает 0,7 км. По-видимому, прогиб перекрывает северо-западное продолжение Урикско-Ийского грабена, а частично, возможно, и Бирюсинскую глыбу. В пределах прогиба выделяются две продольные зоны. Юго-западная зона, примыкающая к Присаянскому разлому, характеризуется значительной дислоцированностью, здесь осадочные толщи собраны в узкие гребневидные линейные складки. Северо-западная зона значительно менее дислоцирована, для нее типичны коробчатые и брахиформные складки. Эти зоны разделены полосой флексур, надвигов и взбросов. Наиболее крупная Тагуло-Бирюсинская гребневидная антиклиналь протяженностью 130 км и шириной до 30 км. Наиболее крупная из брахиформных структур Удинская брахиантиклиналь, протяженность ее 100 км, ширина 30—40 км.

На северо-западе Бирюсинская глыба перекрыта наложенными Агульской и Рыбинской впадинами, которые выполнены девонскими терригенно-вулканогенными образованиями. Нижняя терриген-

ная часть разреза сложена красноцветными песчаниками, алевролитами и конгломератами. Выше они сменяются базальтами и андезитами, которые перекрываются кислыми и щелочными вулканиками. Общая мощность девонской толщи достигает 5 км. Обе впадины вытянуты в северо-западном направлении и образуют единую структуру протяженностью 140 км и шириной до 60 км. Вулканогенно-осадочные толщи смяты в пологие складки, причем терригенная толща дислоцирована более сложно, чем перекрывающие ее вулканические покровы. Рыбинская впадина расположена в зоне Главного разлома Восточного Саяна, в той его части, где разлом разветвляется, образуя структуру типа «конского хвоста».

На северо-западе между Бирюсинской глыбой и Канским выступом расположена Канско-Тасеевская впадина, выполненная среднепалеозойскими терригенными, карбонатными и соленосными отложениями общей мощностью около 5 км, которые перекрыты юрскими континентальными угленосными породами мощностью до 500 м. Эта впадина представляет собой структуру платформенного чехла краевой части Сибирской платформы. Вместе с тем она часто рассматривается в качестве предгорного Присаянского прогиба. Интересно отметить, что на границе с Канским выступом крыло Канско-Тасеевской впадины имеет ступенчатое строение.

Обилие магматических проявлений, напряженная разломная тектоника, разнообразие геологических формаций предопределили металлогеническую специализацию зоны Саянского краевого шва. Ведущую роль играет эндогенное и осадочно-метаморфогенное оруденение.

Существенное значение имеют осадочно-метаморфогенные месторождения железа, сосредоточенные в метаморфических породах Шарыжалгайского выступа и Онотского грабена. Известны три группы месторождений — Китойская, Онотская и Таежно-Ерминская [1].

Китойская группа включает месторождения Байкальское, Китойский Жидой, Сарамтинское и Хабаровское, приуроченные к мигматизированным гнейсам и сланцам жидойской и зогинской свит шарыжалгайской серии. Железорудные тела имеют пластообразную и линзообразную форму и залегают среди пироксеновых, пироксен-амфиболовых и биотит-пироксен-амфиболовых гнейсов и сланцев. Руды имеют кварц-магнетитовый, кварц-пироксен-магнетитовый, кварц-амфибол-магнетитовый и пироксен-амфибол-магнетитовый состав. Протяженность рудных тел колеблется от первых сотен метров до первых километров, мощность — от нескольких метров до 70 м. Отдельными скважинами оруденение прослежено на глубину до 500 м, при этом мощность рудных тел существенно не меняется. Содержание железа от 15—25% во вкрапленных пироксен-полевошпат-магнетитовых рудах до 35—45% в кварц-магнетитовых рудах. В пределах Шарыжалгайского выступа оруденение прослеживается на протяжении 60 км.

Онотская группа железорудных месторождений располагается на западном крыле Онотского грабена. Здесь в свите Соснового

Байца имеются горизонты железистых кварцитов. Месторождения представлены магнетитовыми, гематитовыми и джеспилитовыми рудами, залегающими согласно среди кристаллических сланцев, амфиболитов и кварцитов. Богатые магнетитовые руды обнаружены на месторождении Сосновый Байц. Таежно-Ерминская группа также расположена в пределах Оютского грабена в метаморфических породах протерозоя (месторождения Таежное, Ерминское).

Рассматривая железорудные метаморфогенные месторождения Присяня, М. С. Учитель и А. А. Прокофьев в 1969 г. отметили, что наиболее перспективные участки расположены вблизи Главного разлома Восточного Саяна и оперяющих его нарушений.

В пределах Присянского прогиба в карагасской свите известны осадочные железные и марганцево-железные руды осадочного генезиса, нередко образующие значительные по запасам месторождения. С основными и ультраосновными интрузиями связаны проявления железа, титана, ванадия и хрома магматического происхождения.

Существенную роль в металлогенической специализации зоны Саянского краевого шва играют редкие металлы. Редкометальное оруденение известно в виде карбонатитовых, пегматитовых, метасоматических и россыпных проявлений [1]. Первые локализуются в карбонатитах, связанных с ультраосновными и щелочными породами зиминского комплекса. Карбонатиты представлены кальцитовыми, доломитовыми и анкеритовыми разновидностями. Известны четыре массива — Верхнесаянский, Нижнесаянский, Большетагинский и Жидойский. Верхнесаянский и Большетагинский приурочены к узлам пересечения Белозиминского субширотного разлома с тектоническими зонами северо-западного направления, сопряженными с Главным разломом Восточного Саяна. Нижнесаянский и Жидойский массивы также приурочены к субширотным разломам. Помимо редких металлов в карбонатитах известны скопления апатита и графита. С массивами ультраосновных — щелочных пород наряду с карбонатитами ассоциируют кимберлитовые тела. Они также располагаются в узлах пересечения крупных разломов. Помимо редких металлов с ультраосновными — щелочными породами связана редкоземельная минерализация [1].

Ведущий тип редкометального оруденения в зоне Саянского краевого шва — пегматитовый. Основная масса редкометальных пегматитов приурочена к Урикско-Ийскому грабену. Пегматитовые поля сосредоточены главным образом вблизи Главного разлома Восточного Саяна, а также разломов, ограничивающих грабен. Они удалены от зон разломов на расстояние, не превышающее 5—7 км. Пегматиты связаны с гранитами саянского комплекса и представлены тремя типами — микроклиновым, микроклиновым слабо альбитизированным и микроклиновым сильно альбитизированным. Степень альбитизации определяется глубиной формирования пегматитов. С увеличением глубины она уменьшается и одновременно снижается интенсивность редкометальной минерализации.

зации. Всего известно четыре пегматитовых поля протяженностью 20—50 км и шириной 6—7 км, изредка до 15 км. Эти поля приурочены к зонам повышенной трещиноватости, вытянутым вдоль субширотных разломов. Наибольшая концентрация пегматитовых тел отмечается в узлах пересечения субширотных зон повышенной трещиноватости с разломами северо-западного простирания. Основную роль в пространственном размещении пегматитовых полей играет Главный разлом Восточного Саяна, при этом сами пегматитовые тела обычно тяготеют не к основным тектоническим швам, а к оперяющим и секущим разломам и трещинам.

Помимо редких металлов практический интерес в пегматитах представляют проявления мусковита, реже флогопита. Наиболее значительные скопления мусковита отмечаются в пределах Ийского и Бирюсинского месторождений.

В зоне Саянского краевого шва распространена ртутная минерализация. А. А. Оболенский в 1975 г. выделил ртутный пояс Восточного Саяна, приуроченный к границе Сибирской платформы и Алтае-Саянской складчатой области. Ртутная минерализация генетически связана с базальтоидным магматизмом, дайки и небольшие штокообразные тела которого входят в состав зиминского комплекса ультраосновных — щелочных пород. Предполагается, что источники ртути имеют глубинное, мантийное происхождение, а путями проникновения рудных растворов в верхние горизонты земной коры служили разломы, в первую очередь субширотные.

Определенную роль в металлогенической специализации Саянского краевого шва играют цветные и благородные металлы. С базитовыми и ультрабазитовыми интрузиями урдаокинского и ийского комплексов связаны проявления никелевых и медно-никелевых сульфидных и силикатных руд, мелкие проявления пирит-пирротинных колчеданных руд известны в раннепротерозойских метагаббро и амфиболитах непосредственно в зоне Главного разлома Восточного Саяна. С раннепротерозойскими гранитоидами онотского комплекса связаны мелкие проявления кобальтовой минерализации, а с силурийскими щелочными гранитоидами огнитского комплекса — молибденовая минерализация.

На северо-западе зоны краевого шва в нижнепалеозойских карбонатных породах известны проявления полиметаллических руд, по-видимому, генетически связанные с гранитоидами огнитского комплекса. Рудные тела приурочены к разрывным нарушениям и представлены метасоматическими жило-, пласто- и столбообразными залежами. Рудные минералы — галенит и сфалерит, подчиненное значение имеют пирит, халькопирит, иногда отмечаются арсениопирит, очень редко встречаются тетрадимит, марказит. Существенно свинцовые руды с глубиной переходят в цинковые. Последние, как правило, имеют вкрапленную текстуру, в то время как существенно свинцовые руды образуют сплошные массивные залежи.

Перспективы бокситоносности связываются с карбонатными венд-нижнекембрийскими отложениями Манского прогиба. Алю-

миниевое сырье представлено также силлиманитовыми сланцами в древних метаморфических толщах.

Важную роль играет нерудное сырье. В доломитах нижнего протерозоя известны Савинское и другие месторождения магнетита и талька. С серпентинитами урдаокинского и ийского комплексов связаны месторождения талька, асбеста и нефрита. К терригенным породам Канско-Тасеевской впадины приурочены месторождения бурых углей. В пределах краевого шва нередко встречаются минеральные источники, наиболее крупные из них Хульдайский и Арщанский расположены в юго-восточной части, типичны углекислые воды.

БАЙКАЛЬСКИЙ КРАЕВОЙ ШОВ

Байкальский крайовой шов протягивается от южной оконечности оз. Байкал в северо-восточном направлении вдоль северо-западного берега Байкала на расстояние около 300 км. На юге шов ограничен Саянским краевым швом, с которым он имеет торцевое сочленение. На севере он постепенно переходит в Байкало-Патомскую крайовую чешуйчато-надвиговую зону.

Байкальский крайовой шов представляет собой систему сближенных разломов, среди которых наиболее крупный и важный — Приморский разлом. Ширина зоны краевого шва увеличивается от первых километров у южной оконечности оз. Байкал до 30—40 км вблизи о. Ольхон. Наиболее полно строение Байкальского краевого шва освещено в 1974 г. в работе В. А. Наумова «Морфология и эволюция краевого шва Сибирской платформы».

В пределах краевого шва широко распространены выходы архейского кристаллического фундамента, образующие узкий линейный выступ, вытянутый вдоль берега оз. Байкал. Архейские образования объединяются здесь в ольхонскую серию, сложенную кристаллическими сланцами, гнейсами и амфиболитами с прослоями мраморов. Метаморфические толщи сложно дислоцированы, складки нередко опрокинуты в северо-западном направлении, в сторону платформы.

Нижнепротерозойские образования представлены вулканогенно-терригенными породами аспидной, спилит-кератофировой, флишевой и джеспилитовой формаций сарминской серии, развитыми в северо-восточной части шва. Породы нижнего протерозоя метаморфизованы в фации зеленых сланцев, мощность их 3,5—4,5 км.

В северной части шва, там, где он постепенно переходит в Байкало-Патомскую крайовую чешуйчато-надвиговую зону, распространены липариты, андезиты, трахиандезиты, переслаивающиеся с красноцветными терригенными молассами. Эти породы объединяются в акитканскую серию среднего протерозоя.

Во внешней, приплатформенной части краевого шва развиты терригенно-карбонатные отложения верхнего протерозоя, выделяемые в байкальскую серию. Мощность ее 4—6 км. Здесь же широко распространены ниже- и среднепалеозойские породы платформенного чехла. Они представлены ниже- и среднекембрийскими

и ордовикскими терригенно-карбонатными отложениями суммарной мощностью 3—4,5 км. В юго-западной части зоны краевого шва ограничено распространены юрские терригенные угленосные отложения.

Очень широко в зоне Байкальского краевого шва развиты интрузивные магматические породы. Помимо архейских гранитоидов, инъецирующих гнейсы ольхонской серии, здесь известны метагаббро раннепротерозойского возраста, среднепротерозойские субвулканические граниты ирельского комплекса и габбро-диабазы чайского комплекса. Радиологический возраст среднепротерозойских магматических пород 1600—1620 млн. лет. Позднепротерозойский магматизм представлен габброидами и ультрабазами довыренского комплекса с возрастом 630—780 млн. лет, а также сиенитами и монцонитами баргузинского комплекса и гранитами мамско-оронского комплекса. Палеозойские осадочные отложения прорваны диабазами и габбро-диабазами жаровского комплекса. Ограничено распространены щелочные гранитоиды витимканского комплекса.

Определяющую роль в строении и развитии Байкальского краевого шва играют разломы, в первую очередь продольные северо-

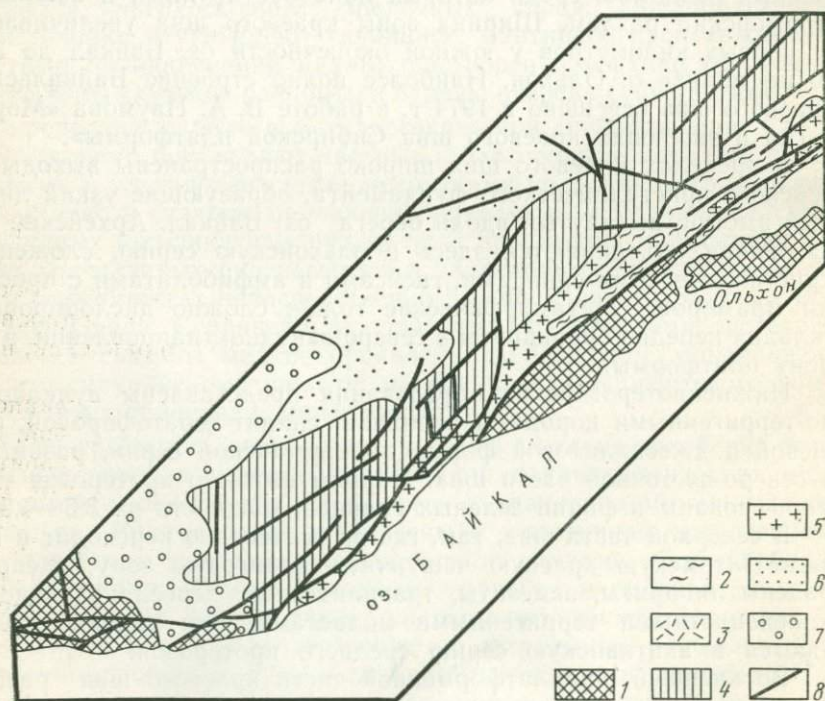


Рис. 26. Схема строения Байкальского краевого шва.

1 — архей; протерозой: 2 — нижний, 3 — средний, 4 — верхний; 5 — протерозойские граниты; 6 — кембрий; 7 — юра; 8 — разломы

восточные (рис. 26). Наиболее крупный Приморский разлом прослеживается вдоль побережья оз. Байкал на протяжении 230 км. В настоящее время он представляет собой сбросо-сдвиг с амплитудой вертикального перемещения 6—7 км и амплитудой правостороннего сдвига 1,2 км. Разлом заложился в архее, и в процессе геологического развития в зоне разлома неоднократно имели место интенсивные подвижки. При этом в докайнозойское время он являлся взбросо-сдвигом.

Зона Приморского разлома сопровождается милонитизацией и катаклазом вмещающих пород и насыщена многочисленными телами различных по составу и возрасту магматических пород. Разлом проявляет тектоническую активность и в настоящее время. Он трассируется эпицентрами землетрясений шести-семибалльной силы.

Помимо основного древнего шва в зоне Приморского разлома развиты кулисообразные разрывные нарушения протерозойского и палеозойского возраста. Протяженность их 30—40 км, амплитуда до 1 км. Морфологически это взбросы и взбросо-сдвиги.

Помимо продольных разломов в зоне Байкальского краевого шва известны поперечные разрывные нарушения, представленные сбросами или сбросо-сдвигами. Поперечные разломы активно проявились в новейшее время, но не исключено, что они имеют более древнее заложение и развиваются унаследованно.

Наряду с разломами в зоне краевого шва отмечаются продольные флексуры в осадочных толщах внешней, приплатформенной части зоны. Наиболее крупная флексура протягивается параллельно Приморскому разлому, она представляет собой сложную конседиментационную структуру с несколькими ступенями.

В зоне Байкальского краевого шва в Байкальском хребте установлены новейшие надвиги и шарьяжи, нередко имеющие чешуйчатое строение. Подошвы их часто совпадают с поверхностями напластования пород и имеют волнистую форму, амплитуды горизонтального перемещения 5—6 км, углы наклона до 15°.

В. А. Наумов предполагает, что корни краевого шва уходят в мантию, а сама зона наклонена под Байкальскую складчатую область. Угол наклона у поверхности 50—60°, но с глубиной становится более крутым.

Для Байкальского краевого шва характерны полезные ископаемые, типичные для кристаллических комплексов, слагающих древний гранито-гнейсовый фундамент платформы, рудные и нерудные виды минерального сырья, характерные для осадочных образований платформенного чехла, и оруденение, связанное с разнообразными магматическими породами, широко распространенными в зоне краевого шва.

К первой группе относятся метаморфогенные проявления железа, силлиманитовые сланцы, редкометалльные пегматиты, слюда, графит, проявления марганцевой и титановой минерализации.

Во внешней, приплатформенной части зоны известны стратиформные залежи свинцово-цинковых руд, проявления бокситов,

магнезита, талька и фосфора. Свинцово-цинковые руды сосредоточены в улунтайской свите байкальской серии верхнего протерозоя, которая прослеживается полосой вдоль западного склона Байкальского хребта от верховьев р. Лены до р. Чая. Рудная минерализация локализована в известняках и представлена галенитом, сфалеритом, халькопиритом, из нерудных минералов отмечаются флюорит, барит, кальцит. На протяжении 50 км обнаружено 12 рудных участков. Наибольший интерес представляет участок Таборный. Здесь установлены четыре пластообразные рудные залежи протяженностью 800 и более метров. Минерализация представлена сфалеритом, флюоритом, кварцем и кальцитом. В качестве примесей присутствуют галенит, образующий иногда крупные скопления, халькопирит, блеклые руды, арсенопирит, пирит, буланжерит, киноварь. Текстура руд полосчатая.

Проявления бокситов, ассоциирующих с аллитовыми рудами, установлены в доломитах голоуспенской свиты на контакте со сланцами улунтайской свиты. Бокситы представлены гиббситом, аллофаном, бёмитом. Кремневый модуль достигает 5,3.

В доломитах протерозоя известны месторождения магнезита и талька. В бассейне р. Большая Речка в терригенных породах черемховской и хилокской свит юрского возраста известны месторождения каменного угля.

С габбро-перидотитовыми интрузиями довыренского комплекса связаны проявления сульфидных и силикатных медно-никелевых руд. Протерозойские гранитоиды сопровождаются гидротермальными и контактово-метасоматическими проявлениями цветных, редких и благородных металлов.

КОЛОРАДСКИЙ СТРУКТУРНЫЙ УЗЕЛ

Колорадское узловое сочленение (или Колорадский структурный узел) наиболее крупное и наиболее хорошо изученное. Оно расположено в США на границе Северо-Американской платформы и складчатого пояса Кордильер. Колорадский структурный узел имеет в плане форму неправильного ромба, длинная диагональ которого протягивается в меридиональном направлении на расстояние 1200 км, а короткая — в восток-северо-восточном направлении на 900 км (рис. 27). Узел охватывает части штатов Вайоминг, Айдахо, Юта, Колорадо, Аризона и Нью-Мексико.

Анализ тектонической и геологической карт Северной Америки свидетельствует, что Колорадский структурный узел ограничен с севера зоной разлома Снейк-Ривер, которая входит в систему огромной субширотной глубинной тектонической зоны. Последняя на западе, в пределах Тихого океана представлена сближенными разломами Мендосино и Пайонир, далее к востоку при пересечении складчатого пояса Кордильер эта зона ограничивает с юга поле третичных вулканических покровов Колумбийского плато и Каскадных гор. Еще восточнее с ней совпадает широтная полоса, характеризующаяся приподнятым положением кристаллического фундамента (Трансконтинентальное поднятие, по В. Е. Хаину). Морфологически эта полоса выражена поднятиями Блэк-Хиллс и Сиу. Далее к востоку рассматриваемая зона, возможно, совпадает с южным ограничением Канадского щита, а близ Атлантического побережья она разграничивает Северные и Южные Аппалачи и далее к востоку прослеживается в Атлантическом океане (разлом Келвин). Таким образом, с севера Колорадский узел ограничен крупнейшей широтной тектонической зоной.

С юга Колорадский узел также ограничен широтной глубинной тектонической зоной. На западе, в Тихом океане этой зоне соответствует разлом Меррей, затем она прослеживается в Кордильерах как зона Поперечных хребтов. Не исключена возможность, что на востоке этой зоне отвечают субширотные структуры систем Учита и Уошито (Техасский линеймент).

Возникновение и пространственное положение Колорадского узла обусловлено пересечением этих планетарных субширотных линейментов и гигантских разломов северо-западного направления, предопределивших пространственное положение и ориентировку складчатого пояса Кордильер Северной Америки.

На северо-западе Колорадский узел по зоне глубинного разлома Уосатч граничит со складчатой системой Большого Бассей-

на, а на юго-западе по системе фронтальных надвигов сочленяется со складчатой системой Мексиканских Кордильер. На востоке граница узла с платформой проходит по прерывистой системе надвигов восточных склонов хребтов Ларами, Фронт-Рейндж и Сангре-де-Кристо, входящих в систему Восточных Скалистых гор.

В пределах Колорадского узла выделяются две крупные структуры: плато Колорадо, занимающее большую восточную часть узла, и Восточные Скалистые горы, образующие плавную дугу, окаймляющую плато Колорадо с северо-востока, востока и юго-востока.

Строение Восточных Скалистых гор и плато Колорадо неоднократно охарактеризовано в геологической литературе [12, 13, 32]. Эти крупные структурные элементы Колорадского узла сложены интенсивно дислоцированными, метаморфизованными и местами гранитизированными породами раннего докембрия, которые сопоставляются Ф. Кингом [12] с образованиями Кеноранского (2600—2390 млн. лет) и Гудзонского (1820—1640 млн. лет) складчатых комплексов Канадского щита. Древние метаморфические толщи с резким угловым несогласием перекрыты практически неметаморфизованными верхнепротерозойскими, палеозойскими и ниже-, средне- и мелководными морскими и лагунно-континентальными терригенно-карбонатными отложениями. Суммарная мощность осадочного чехла 1,5—3,5 км. Нередко из разреза выпадают ордовик, силур и девон. В южной части территории местами появляются обломочно-эвапоритовые пачки в карбоне и перми. Палеозойско-мезозойские отложения во впадинах перекрыты морской и лагунно-континентальной молассой верхнего мела — палеогена.

Широко развиты вулканогенные образования, которые образуют поля плиоценовых лав и пирокластических образований базальтового, реже андезитового и риолитового состава. Вулканогенные образования обычно концентрируются по периферии плато Колорадо (поля Сан-Франциско, Датил, Маун-Тейлор и др.). Реликты лавовых полей встречаются и в центральной части плато (поля Хопи-Бьютте, Навахо).

Широко распространены позднемеловые — третичные (ларамийские) гипабиссальные интрузивные образования, представленные дифференциатами щелочобазальтовой магмы (от гипербазитов до гранитов, кварцевых и щелочных сиенитов). Наиболее широко распространены диорит-порфириты и монцонит-порфириты. Очень разнообразна морфология интрузий — различные лакколиты, штоки, дайки, пластовые и батолитоподобные тела. Крупные лакколиты образуют отдельные горы или системы горных вершин (горы Генри, Абахо, Ла-Саль, Карисо). На востоке малые интрузии сосредоточены в полосе, протягивающейся в северо-восточном направлении на протяжении 400 км при ширине 15—50 км. Эта полоса получила название Порфириового (или Рудного) пояса Колорадо.

Известны раннепалеозойские и кайнозойские карбонатитовые тела и кимберлитовые трубки.

В структурном отношении Колорадский узел представляет собой мозаичное чередование различно ориентированных поднятий (хребтов и гор) и прогибов (бассейнов). Наиболее высокие поднятия сосредоточены вдоль восточной окраины рассматриваемой территории. Они формируют Восточные Скалистые горы. Здесь на поверхности обнажены докембрийские кристаллические образования (хребты Ларамии, Фронт-Рейндж, Сангре-де-Кристо, Уинта, Уинд-Ривер, Бертус, Саватч и др.). В ряде случаев сводовые части поднятий перекрыты осадочным чехлом или молодыми покровами вулканогенных образований. Поднятия имеют очень пологие своды и крутые крылья, часто осложненные разломами. Углы падения пластов на крыльях местами достигают 70—80°. Типичны надвиги, причем на востоке Скалистых гор их поверхности наклонены к западу, а на западе, на границе с плато Колорадо, нередко наблюдаются надвиги, наклоненные к востоку (Сьерра-Насименто, Ульямс-Рейндж и др.). Амплитуды перемещения по надвигам достигают первых километров (рис. 28). Аналогичная

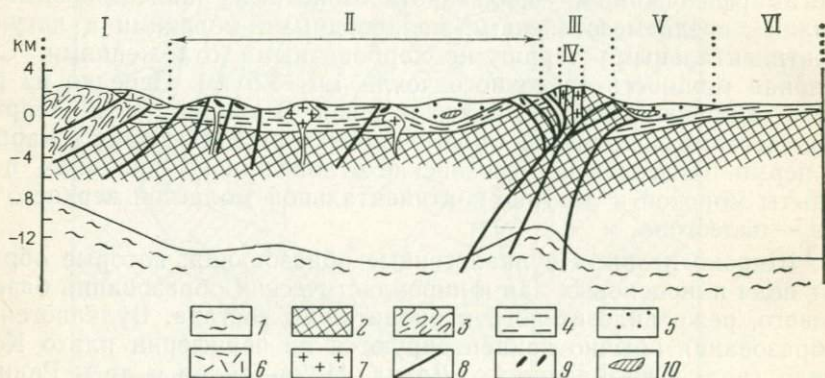


РИС. 28. Схематический геологический разрез Колорадского узлового сочленения.

1 — «базальтовый» слой; 2 — архейско-нижнепротерозойский гранито-гнейсовый фундамент; 3 — складчатый комплекс Кордильер; 4 — палеозойский осадочный чехол; 5 — мезо-кайнозойские наложенные впадины; 6 — ларамийские вулканические образования; 7 — ларамийские интрузии; 8 — разломы; 9 — рудные месторождения; 10 — залежи нефти.

Структурные элементы: I — складчатый пояс Кордильер, II — плато Колорадо, III — Восточные Скалистые горы, IV — Порфирный (Рудный) пояс Колорадо, V — прогиб Денвер, VI — Северо-Американская платформа

картина наблюдается на северных и южных склонах поднятия Уинта. Некоторые разломы имеют сложную морфологию и характеризуются разнообразной кинематикой движений. Пример такого разлома — разрыв Харт-Маунтин на границе Скалистых гор и впадины Бигхорн. Система этого разлома состоит из крутопадающего тылового нарушения, послыоного и пологосекущего срывов и надвига. По этой системе разрывов одновременно происходили как горизонтальные, так и вертикальные движения. Интересно отметить, что наиболее молодые породы, затронутые приразломными деформациями

циями, имеют возраст 9 млн. лет. Многие разломы, вероятно, были активными на протяжении всего кайнозоя.

Между поднятиями расположены межгорные впадины (бассейны), выполненные маломощными платформенными отложениями верхнего протерозоя — нижнего мезозоя и мощными терригенными третичными молассаами. В центре впадин пласты залегают спокойно, нередко горизонтально, на крыльях отмечается довольно напряженная асимметричная складчатость с крутыми падениями пластов к центру впадин. Наиболее крупные и глубокие впадины расположены по восточной периферии Восточных скалистых гор — это бассейны Паудер-Ривер, Денвер, Рэтон. Они имеют асимметричное строение и представляют собой редуцированный краевой прогиб. Наиболее глубокие бассейны — Паудер-Ривер и Денвер. В первом из них амплитуда погружения превышает 3 км, во втором — 2 км [32]. Все три бассейна характеризуются крутыми западными и пологими восточными крыльями.

В пределах плато Колорадо осадочный чехол залегает горизонтально или полого наклонно к западу. Здесь также отмечаются бассейны и пологие поднятия, ограниченные крупными флексурами (поднятия Сан-Хуан, Сан-Рафаэль, Анакомпарге, Монумент, Дефьянс, Кайбаб, Серкл-Клифс, Суни). Наиболее крупные бассейны — более или менее изометричные Блек-Меса и Сан-Хуан. Иногда на участках горизонтального залегания пластов наблюдаются узкие линейные моноклинали различной ориентировки. Предполагается, что они возникли в результате пассивного перекрытия фанерозойскими отложениями относительно поднятых или опущенных блоков докембрийского фундамента. Очень типичны поднятия, образованные лакколитами, о которых говорилось выше. Юго-западнее поднятия Анакомпарге отмечается серия антиклинальных структур, вытянутых в северо-западном направлении и обусловленных соляной тектоникой. Пласты соли и гипса известны здесь в отложениях соленосной формации Парадокс среднепенсильванского возраста. Наиболее крупные антиклинали — Гипсум-Велли, Парадокс-Велли, Спениш-Велли.

Таким образом, для Колорадского структурного узла характерна более или менее изометричная форма в целом и разнонаправленная ориентировка внутренних структурных элементов. Здесь отсутствует линейность, столь типичная для складчатого пояса Кордильер. Часто наблюдаются структуры, ориентированные в широтном и диагональных направлениях, секущих к генеральному простиранию Кордильерского пояса.

Ф. Б. Кинг и Г. Дж. Эдмонстон на составленной ими в 1972 г. тектонической карте Северной Америки отнесли плато Колорадо и Восточные Скалистые горы к Северо-Американской платформе. П. Н. Кропоткин и К. А. Шахварстова в 1965 г. включили эти структуры в Тихоокеанский подвижный пояс в качестве активизированного участка платформы. В. Е. Хаин [32] относит Восточные Скалистые горы к зоне эпиплатформенного орогенеза, а плато Колорадо рассматривает в качестве срединного массива, делая оговор-

ку, что это справедливо лишь для новейшей структуры Кордильер.

Несомненно, трудности, возникающие при отнесении Колорадского узла к тем или иным крупным тектоническим областям, обусловлены своеобразием этого участка земной коры. Не вызывает сомнения, что Восточные Скалистые горы и плато Колорадо представляют собой участок Северо-Американской платформы, активизированный в процессе ларамийского тектогенеза. Но в то же время представляется неоправданным включение Колорадского структурного узла в состав современной платформы, как это делают Ф. Б. Кинг и Г. Дж. Эдмонстон. Этому противоречит высокая тектоническая активность, наличие многочисленных складчатых и надвиговых структур, интенсивный вулканизм и магматизм, не свойственные платформам.

С другой стороны отнесение плато Колорадо к срединным массивам также вызывает возражения, поскольку оно отделено на востоке от платформы лишь полосой складчатых и разрывных дислокаций Восточных Скалистых гор, которые нельзя рассматривать как прогиб, отделяющий срединный массив от платформы. Краевая часть платформы, Восточные Скалистые горы и плато Колорадо характеризуются близкими мощностями осадочного чехла, сложенного верхним протерозоем, палеозоем и нижним мезозоем. Суммарная мощность этих отложений постепенно возрастает от 1,5—2 км на платформе до 3—3,5 км на западной окраине плато Колорадо. При этом в пределах Восточных Скалистых гор мощность указанных отложений соответствует средним значениям и не превышает 2—2,5 км.

Большое сходство геологического строения и тектонического развития позволяют рассматривать плато Колорадо и Восточные Скалистые горы в качестве единого структурного узла. Близость этих структур подчеркивается и постепенными переходами между ними. Главное же отличие заключается в более ярко выраженной линейности поднятий и прогибов Восточных Скалистых гор и в большей контрастности тектонических движений в их пределах по сравнению с плато Колорадо. Кроме того, Восточные Скалистые горы характеризуются повышенной мощностью земной коры, которая, по данным П. Н. Кропоткина и К. А. Шахварстовой, достигает в горах Уосатч и Уинта 72 км, в то время как в пределах плато Колорадо она составляет лишь 33—34 км. Как предполагают эти исследователи, повышенная мощность земной коры в Восточных Скалистых горах, возможно, связана с надвиганием их на платформу. Образование плато Колорадо и Восточных Скалистых гор П. Н. Кропоткин и К. А. Шахварстова рассматривают как результат горизонтальных напряжений, направленных из внутренних частей Тихоокеанского подвижного пояса в сторону платформы. В то же время А. Ирдли [13] считает, что главная роль принадлежит вертикальным движениям. Он расценивает амплитуду вертикальных перемещений в пределах плато Колорадо в период ларамийского орогенеза в 0,3—2,5 км и предполагает под каждым поднятием глубинный базальтовый мегалакколит. Р. Фуз [31] по-

лагает, что все структуры Восточных Скалистых гор и сопряженных с ними впадин сформировались в результате взаимодействия двух основных факторов — воздымания земной коры и гравитационных сил.

По-видимому, наиболее правильно рассматривать плато Колорадо и Восточные Скалистые горы как единую область эпиплатформенного орогенеза, расположенную на границе древней платформенной и Кордильерского складчатого пояса, возникшую в узле пересечения последнего с крупнейшими поперечными разломами, которые можно классифицировать как планетарные линеаменты. Именно это обстоятельство обусловило узловую характер сочленения платформы с подвижным поясом, а также магматические и металлогенические особенности этого интересного участка земной коры.

Разнообразие геологических формаций и тектонических условий их залегания в пределах Колорадского структурного узла, обилие магматических проявлений, широкое развитие разломов, а также глубинных зон нарушений, пересекающих как складчатый пояс, так и платформу, предопределили интенсивное развитие процессов рудообразования. Металлогеническая специализация Колорадского узла определяется наличием здесь крупнейших месторождений золота, молибдена, меди, свинца и цинка, урана, а также месторождений вольфрама, железа и других полезных ископаемых. Во внешних (краевых) бассейнах известны крупнейшие месторождения нефти.

Колорадский узел — самый богатый участок в отношении золотого оруденения в пределах Американской части Тихоокеанского подвижного пояса. Здесь известны многочисленные месторождения этого металла. Наиболее типичны золото-халцедон-кварцевые месторождения, встречаются также золото-кварцевые, золото-сульфидно-кварцевые, золото-сульфидные и скарновые месторождения. Характерны комплексные золото-полиметаллические и золото-медно-полиметаллические месторождения.

Разнообразна морфология рудных тел. Помимо преобладающего кварцево-жильного типа встречаются вкрапленные медно-порфировые руды, минерализованные брекчии, трубо- и столбовые залежи. Как отмечает С. Д. Шер [35], наряду с тектоническим контролем (разломы, оперяющие трещины) существенную роль в размещении оруденения играют вулканические структуры, главным образом кальдеры, а также пласты карбонатных пород, в которых формируются золотосодержащие сульфидные залежи. Околорудные изменения представлены пропилитизацией, аргиллизацией, серицитизацией, окварцеванием, доломитизацией, алунитизацией. Распределено золото неравномерно. Оно концентрируется главным образом в краевых частях Колорадского структурного узла. Выделяются четыре участка — восточный, западный, южный и северный.

Восточный участок находится в пределах Восточных Скалистых гор и приурочен к Рудному поясу Колорадо, о котором го-

ворилось выше. В пределах Рудного пояса сосредоточены крупные рудные поля Айдахо-Спрингс-Централ-Сити, Лидвилл, Теллурид-Силвертон. В 80 км юго-восточнее Рудного пояса расположено самое крупное в мире месторождение золото-халцедон-кварцевой формации Крипл-Крик. За время эксплуатации здесь было добыто 594 т золота при среднем содержании его в руде 10—12 г/т. Месторождение приурочено к третичному вулкано-тектоническому грабену, расположенному в поле докембрийских гранитов. Грабен выполнен вулканогенно-осадочными породами, прорванными некком базальтовых брекчий. Рудные тела представлены кварц-халцедоновыми, кварцевыми, кварц-доломитовыми, кварц-флюоритовыми жилами мощностью от нескольких сантиметров до нескольких метров и протяженностью до 1,5 км. Распространены также рудные тела неправильной формы и трубообразные залежи. Глубина оруденения более 900 м (разработка прекращена на глубине 900 м из-за сильного притока подземных вод).

Рудное поле Айдахо-Спрингс-Централ-Сити сложено докембрийскими кристаллическими сланцами и гнейсами, прорванными многочисленными дайками и штоками третичных гипабиссальных гранитоидов и щелочных пород. Дайки ориентированы в северо-восточном направлении согласно простиранию Рудного пояса Колорадо. Рудные тела представлены кварцевыми и кварц-халцедоновыми жилами, концентрирующимися в рудные столбы. Кроме того, встречаются штокверки и зоны минерализованных брекчий. Помимо золота к рудным минералам относятся пирит, халькопирит, галенит, сфалерит, теллуриды, минералы урана. Содержание золота до 480 г/т. Разработка месторождения завершена на глубине 800 м по экономическим соображениям. Всего добыто 186 т металла.

Рудное поле Теллурид-Силвертон приурочено к вулканической кальдере размером 24×48 км, расположенной в поле развития докембрийских метаморфических пород, перекрытых осадочным чехлом. В центре кальдеры находится вторая кальдера размером 12×16 км, ограниченная кольцевыми разломами. Золотая минерализация концентрируется в кварцевых и кварц-халцедоновых жилах и небольших сульфидных телах, локализующихся в периферической части внутренней кальдеры. На месторождении добыто около 220 т золота [35].

Рудное поле Ледвилл характеризуется комплексным золото-медно-полиметаллическим оруденением. Поле сложено спокойно залегающими терригенно-карбонатными палеозойскими отложениями, прорванными дайками, штоками и силами гранитоидов и монзонитов третичного возраста. Рудные тела представлены метасоматическими залежами сульфидов, локализующимися на контакте карбонатных и терригенных пород. Основные рудные минералы: халькопирит, пирит, сфалерит, галенит, реже висмутин. Наиболее крупные залежи имеют длину до 600 м, ширину до 240 м и мощность до 60 м. Золото обычно субмикроскопическое, содержания его 0,9—1,5 г/т. На месторождении добыто 92 т золота, 7359 т

серебра, более 51 тыс. т меди, 1 млн. т свинца, 700 тыс. т цинка.

Западный участок расположен на границе плато Колорадо и Большого Бассейна. Здесь сосредоточены месторождения Бингем, Тинтик, Парк-Сити, Кемпфлонд и др. Наиболее крупное из них — комплексное золото-медно-полиметаллическое месторождение Бингем. Это четвертое по запасам золота месторождение США. Район месторождения сложен в различной степени дислоцированной толщей терригенно-карбонатных пород каменноугольного (пенсильванского) возраста, которые прорваны дайками и штоками третичных порфиров, монзонитов и риолитов. На месторождении наблюдается четкая зональность. Центральная часть, приуроченная к штоку монзонитов, представлена медно-порфировыми рудами, вокруг размещаются согласные залежи, метасоматические тела и секущие жилы с медными и медно-порфировыми рудами. По периферии месторождения развиты свинцово-цинковые и свинцовые руды. Содержание Au в рудах 0,3—1,5 г/т; Ag 90—150 г/т, Cu 0,2—4%, Pb 9—19%, Zn 3,5—11%. На месторождении добыто 330 т золота, суммарное количество добытой меди и ее запасы составляют более 8000 млн. т.

Месторождение Тинтик также комплексное медно-свинцово-цинковое. В районе его развиты терригенно-карбонатные верхне-протерозойско-палеозойские отложения, прорванные штоками и дайками монзонитов и диабазов. Рудная зона прослеживается в меридиональном направлении на протяжении 8 км. Она представлена жилами, неправильными метасоматическими залежами, рудными столбами и трубами. С юга на север происходит постепенная смена медных и золотых руд цинковыми и далее свинцовыми. Содержание меди, свинца и цинка достигает нескольких процентов (каждого элемента), серебра до 1,5 кг/т. На месторождении добыто 62,7 т золота, около 62 тыс. т серебра, 100 тыс. т меди, 580 тыс. т свинца, 62,5 тыс. т цинка.

Северный участок тяготеет к зоне разлома Снейк-Ривер. Здесь расположены месторождения Бьютт, Морсвилл, Хелена-Ласт-Чанс и др. К этой же группе можно отнести одно из крупнейших золоторудных месторождений мира Хоумстейк. Здесь к 1970 г. было добыто 900 т золота и 200 т серебра. Месторождение расположено в хлоритизированных куммингтонитовых и сидероплезитовых сланцах нижнепротерозойской формации Хоумстейк в пределах поднятия Блэк-Хилс. Рудные тела представлены кварцевыми жилами и сульфидными залежами и приурочены к поперечным складкам. Главные минералы кварц-сульфидных руд — пирротин, пирит и арсенопирит.

Второе по запасам золота в северной группе — комплексное золото-медно-полиметаллическое месторождение Бьютт. Оно расположено в кварцевых монзонитах батолита Боулдер и представлено медной, свинцово-цинковой и молибденовой минерализацией. Основные рудные минералы — халькопирит, халькозин, сфалерит, галенит. Развиты рудные столбы, линзы, простые и сложные жилы. Наблюдается четкая горизонтальная зональность: в центральной

части рудного поля развиты медные минералы, по периферии — свинцово-цинковые и далее серебряно-цинковые. Интересно отметить весьма низкие средние содержания золота (0,28 г/т). Серебра в рудах содержится в среднем 56 г/т, меди 4—5%. Месторождение дало 73,5 т золота, 18 тыс. т серебра, 7,4 млн. т меди, 2,2 млн. т цинка, 370 тыс. т свинца, 1,7 млн. т марганца, а также кадмий, висмут, мышьяк, селен, теллур [24, 35].

Южный участок приурочен к зоне Техасского линеамента и представлен месторождениями Сан-Франциско, Джером, Биг-Баг, Бисби. Последнее представляет собой одно из типичных месторождений этого участка. Здесь в скарпах на контакте штока третичных гранит-порфиров с палеозойскими известняками отмечаются метасоматические залежи сложной формы с халькопиритом, борнитом. Золото тонкое, ассоциирует с сульфидами. Добыто 68 т золота.

Интересно отметить, что в 60-х годах в непосредственной близости от Колорадского структурного узла, в провинции Бассейнов и Хребтов вблизи разлома Снейк-Ривер открыты месторождения тончайшего золота Карлин и Кортес. На месторождении Карлин выявлены стратиформные залежи минерализованных глинистых известняков нижнесилурийской формации Робертс-Маунтинс. Рудопосные породы осветлены и ариллизированы, окolorудные изменения проявлены слабо. Золото обнаружено в слабо измененных пятнистых известняках. Размер золотин 5—0,005 мкм, среднее содержание 10 г/т, запасы 11 т. Генезис оруденения низкотемпературный гидротермальный [24].

В качестве экзотических проявлений золотого оруденения в пределах Колорадского структурного узла можно упомянуть приресь золота в третичных углях близ Блэк-Хилса (Вайоминг). Содержание его 3,7 г/т, серебра 14,75 г/т [6].

В пределах Колорадского структурного узла известны почти чисто серебряные руды, представленные прослоями оруденелых обугленных растительных и древесных остатков в красноцветных континентальных меловых отложениях (месторождения Силвер-Риф, Игл). Мощность оруденелых пластов колеблется от первых метров до 23 м. Рудная минерализация представлена аргентитом, самородным серебром, иногда халькозином. Содержание серебра достигает 0,26%, кроме того, в рудах содержится селен (до 0,23%). Наряду с богатыми серебряными рудами известны месторождения бедных руд, имеющие большие запасы. Пример — месторождение Раунд-Маунтин с рассеянной вкрапленностью самородного серебра, галенита, тетраэдрита, пирита. Содержание серебра 50—200 г/т, запасы 5 млн. т руды [46].

В пределах Колорадского узла известно несколько молибденовых и медно-молибденовых месторождений, в том числе крупнейшее в мире молибденовое месторождение Клаймакс. Оно расположено в Рудном поясе Колорадо и локализовано в штоке среднетретичных риолитовых порфиров, прорывающих докембрийские кристаллические породы и раннетретичные порфиры. Мелкоче-

шуйчатый молибденит образует вкрапленность в кварцевых плитообразных телах, в брекчиях, пегматитовых и аплитовых жилах, встречается в трещинах в виде сухих примазок, а также в виде неправильных скоплений в окварцованных породах. Наибольшее значение имеют кварц-молибденитовые прожилки. Запасы месторождения оцениваются в 400 млн. т руды при среднем содержании молибдена 0,4%. Попутно извлекаются олово, вольфрам, пирит, монацит [24].

Из медно-молибденовых можно отметить месторождение Минерал-Парк, расположенное на западной окраине плато Колорадо. Здесь шток кварцевых монзонитов позднего мела прорывает докембрийские кристаллические сланцы. Оруденение имеет жильно-прожилковый характер, главные рудные минералы — сульфиды меди, свинца, цинка и молибденит. Добываются золото, серебро, свинец, цинк, медь, молибден.

В пределах поднятия Сан-Хуан выявлены медно-порфировые руды, связанные с вулканоструктурами.

Очень широко распространены медно-полиметаллические руды. Помимо описанных выше крупных комплексных месторождений Бингем, Тинтик, Бьютт, Ледвилл известно много более мелких. Можно отметить месторождение Магма, расположенное в южном обрамлении плато Колорадо, в зоне, тяготеющей к Техасскому линеamentу. Здесь развиты докембрийские метаморфические породы, перекрытые осадочными отложениями верхнего протерозоя и палеозоя, прорванные позднемезозойскими — раннетретичными гранитоидами, с которыми и связано оруденение. Рудные тела представлены кварцевыми штокверками в диоритах, жилами и метасоматическими залежами в известняках, вытянутыми вдоль разломов. Рудные минералы — халькопирит, борнит, энаргит. Содержание меди 5%. Месторождение дало 700 тыс. т меди, 600 т серебра, 120 т золота [24].

Интересно отметить также докембрийские месторождения меди в метаморфических толщах, которые генетически связаны с основными докембрийскими породами (месторождения Прил, Ремберг и др.). Кроме меди в рудах этих месторождений содержится в промышленных количествах золото, серебро, платина, никель. Рудные тела представлены сегрегациями пегматитов неправильной формы или жилами стекловидного кварца [6].

Важнейшее значение в пределах Колорадского узла имеют месторождения урана. Они локализируются в центральных частях впадин, выполненных меловыми и третичными угленосными терригенными отложениями. Месторождения известны в районах Паудер-Ривер, Уинд-Ривер и других бассейнов. Много месторождений сосредоточено на поднятиях Блэк-Хилс, Монумент, Анкампарге и др. Рудоносны формации Иньон-Кара (нижний мел), Уинд-Ривер и Уосатч (нижний эоцен), Форт-Юньон (палеоцен). Рудные тела образуют пластовые залежи мощностью от десятков сантиметров до 6 м, согласные с вмещающими толщами. Основные рудные минералы — уранинит и коффинит. Предполагается инфильтраци-

онный генезис оруденения. Источником урана, возможно, служат сохранившиеся местами олигоценые и миоценовые туфогенные породы. Из месторождения в районе Блэк-Хилс в 1951—1964 гг. было добыто 1800 т U_3O_8 [24].

Характерны месторождения урана в углях и лигнитах. Минерализация представлена карнотитом, стенинитом, торбернитом, метатейнеритом, коффинитом. Наиболее хорошо изучено месторождение Грейт Дайвайд Бейсн (округ Ситуотер, штат Вайоминг). Здесь ураноносные угли эоценового возраста развиты на площади 190 га, мощность пластов угля достигает 12 м, средние содержания урана 0,003—0,051%. Месторождение Гровер расположено в тонкозернистых углефицированных верхнемеловых песчаниках формации Фокс-Хиллс, имеющих речное происхождение. Содержание U_3O_8 0,14%, запасы 400 т [44].

Значительные содержания карнотита в ассоциации с асфальтитами известны в верхнетретичных конгломератах в месторождении Темпл-Рок. Здесь мощность пласта ураноносных конгломератов 18 м, среднее содержание U_3O_8 1,75%, V_2O_5 4% [6].

Меньшее значение имеют жильные месторождения урана. Они располагаются преимущественно по периферии Колорадского узла, главным образом в Восточных Скалистых горах.

В пределах Рудного пояса Колорадо известны месторождения вольфрама, которые представлены кварц-ферберитовыми жилами субширотного простираения [6]. Заметную роль играют докембрийские месторождения железа, локализующиеся в докембрийских зеленокаменных породах. Например, месторождение Санрайз в Вайоминге, из которого было добыто 14 млн. т руды. Имеет определенное значение плавиковый шпат. В пределах Колорадского узла известно около 50 месторождений флюорита, который обычно присутствует в золоторудных и медно-полиметаллических месторождениях. На месторождении Крипл-Крик обнаружены мощные жилы, сложенные почти нацело флюоритом.

В 1960 г. в штате Юта в миогеосинклинальной зоне, примыкающей с запада к Колорадскому структурному узлу, открыто очень интересное и чрезвычайно перспективное бериллиевое оруденение в миоцен-плиоценовых туфах риолитового состава, перекрывающих дислоцированные палеозойские отложения. Рудные тела представлены огромными плитообразными залежами, почти согласными с вмещающими туфами. Основной рудный минерал бертрандит образует тонкую вкрапленность (гельбертрандит). Обычно он концентрируется в обломках доломитов, которые часто замещены флюоритом, кальцитом, кремнистым материалом. Содержание BeO не менее 0,5%. Запасы составляют многие миллионы тонн руды.

Разнообразные рудные месторождения Колорадского структурного узла часто концентрируются в линейных зонах (например, Рудный пояс Колорадо) или в узлах пересечения линейных структур (обычно разломов) различного направления. Так, месторождения группы Бингем — Парк-Сити расположены на пересечении узкой меридиональной зоны сближенных палеозойских и мезозой-

ских прогибов с широтной зоной хребта Уинта (месторождения Бингем, Парк-Сити, Коттонвуд, Офир). Месторождение Клаймакс расположено на пересечении Рудного пояса Колорадо северо-восточного направления и меридионального разлома Москито [24]. На расположение рудных районов Майами и Пайонир (южная окраина плато Колорадо) в зоне пересечения двух структурных поясов — субширотного и северо-западного направлений указывают Д. Ф. Хеммер и Д. У. Петерсон [24].

Закономерность, отмеченная Д. С. Шером [35] для месторождений золота, которые локализуются в окраинных частях Колорадского узла, в целом сохраняется и для других видов минерального сырья. Решающую роль в рудообразовании сыграл ларамийский магматический цикл. С ним связано подавляющее большинство рудных месторождений плато Колорадо и Восточных Скалистых гор. Значительная часть месторождений и в первую очередь богатые жильные и метасоматические месторождения золота локализуются в краевых частях крупных вулканических кальдер.

Существует мнение, что пространственное положение Рудного пояса Колорадо определяется залегающим на глубине гранитным батолитом. В основе такого предположения лежит интерпретация геофизических данных — крупного гравитационного минимума, расположенного между городами Аспен и Гуннисон [40].

Существенную роль во многих случаях играет и литолого-стратиграфический фактор. Так, установлено, что полиметаллическое оруденение, локализующееся в нижнекаменноугольной известняковой формации Ледвилл, контролируется участками широкого распространения карстовых полостей, воронок, трещин, выщелачивания, а также наличием в кровле рудоносной формации Ледвилл сланцев формации Белден, играющих роль экрана.

Особо следует отметить нефтеносность Колорадского узлового сочленения. Во внешних бассейнах известны богатейшие месторождения нефти. Так, в юго-западной части бассейна Паудер-Ривер, в верхнемеловых песчаниках формации Фронтьер расположено гигантское месторождение Солт-Кирк с запасами нефти 411 млн. т [4]. А в юго-восточной части этого бассейна открыто месторождение Белл-Кирк с запасами нефти 27,4 млн. т. Продуктивны нижнемеловые песчаники формации Мадди [4]. Известны месторождения нефти и в палеозойских отложениях. Самостоятельные нефтесодержащие формации установлены и в третичных толщах, в первую очередь в породах палеоцена (формации Форт-Юнион и Алми) и эоцена (формация Грин-Ривер) [13].

Имеют самостоятельное значение и каменные угли в терригенных отложениях верхнего мезозоя и кайнозоя, выполняющих многие впадины. Мощность отдельных пластов каменного угля в бассейне Паудер-Ривер достигает 30 м.

В бассейнах Колорадского структурного узла открыт ряд месторождений азотных газов с содержанием гелия более 3%. Среди них месторождения Пинта-Доум, Роттлснейк, Хогбек, Тейбл-Меса, Харлей-Доум, Людел-Доум, в которых содержание гелия достигает 7—10% [41].

УЧУРО-МАЙСКИЙ СТРУКТУРНЫЙ УЗЕЛ

Учуро-Майское узловое сочленение (Учуро-Майский структурный узел) расположено на крайнем юго-востоке Сибирской платформы, в зоне сочленения последней с Южно-Верхоянской складчатой и Джугджуро-Становой орогенно-магматической системами. Структурный узел приурочен к пересечению крупнейших субширотных разломов восточной части Центрально-Азиатского подвижного пояса (Монголо-Охотский и Становой линейменты) с меридиональными разломами, предопределившими пространственное положение и ориентировку Южно-Верхоянской и, вероятно, Сихотеалинской складчатой систем.

Учуро-Майский структурный узел имеет форму неправильного четырехугольника, вытянутого в широтном направлении на расстояние около 600 км при ширине до 300 км (рис. 29). Его южным

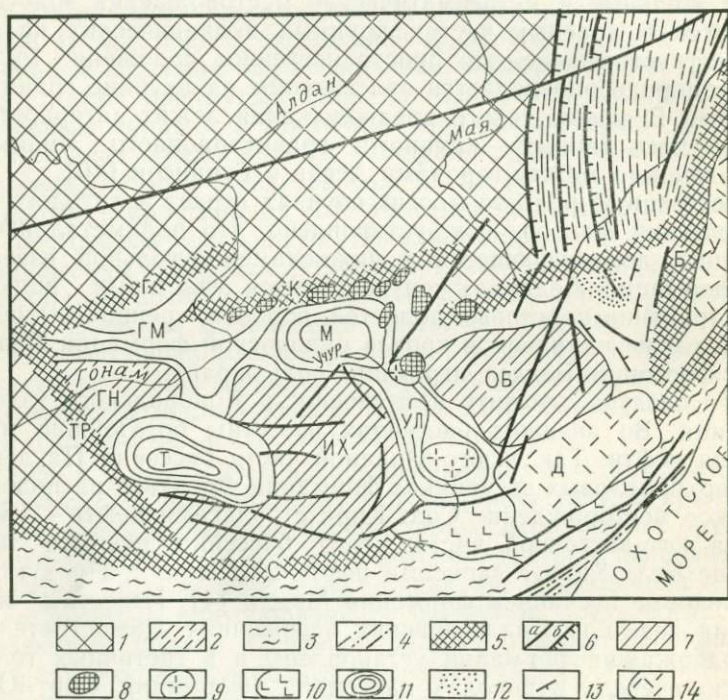


РИС. 29. Структурная схема Учуро-Майского узлового сочленения.

1 — Сибирская платформа; 2 — Южно-Верхоянская складчатая система; 3 — Джугджуро-Становая орогенно-магматическая система; 4 — Монголо-Охотская складчатая область; 5 — глубинные тектонические швы, ограничивающие Учуро-Майское узловое сочленение (С — Становой, Б — Билякчанский, К — Кеткапский, Г — Гынимский, ТР — Тыркандинский, КН — Кондеро-Нетский); 6 — разломы (а — сбросы, б — надвиги); структурные элементы Учуро-Майского узлового сочленения: 7 — поднятия (ГН — Гынимское, ИХ — Идюмо-Хайканское, ОБ — Омнинско-Батомское), 8 — локальные поднятия, связанные с лакколитами, 9 — лакколиты среднетерозойских щелочных гранитов; 10 — Джугджурский массив анортозитов; 11 — впадины (Т — Токинская, ГМ — Гынимская, М — Маркьюельская, УЛ — Улканская), 12 — Манаканская брахиформная синклиналь, 13 — моноклинали, 14 — меловые вулканические поля (Д — Джугджурское, У — Ульинское)

и восточным ограничениями служат соответственно Становой и Билякчанский разломы. На северо-западе наблюдаются постепенные переходы к платформе и Южно-Верхоянской складчатой системе. Здесь граница условно проводится по зонам Тыркандинского, Гынымского, Кеткапского и Кондеро-Нетского разломов. Первый из них имеет северо-западную ориентировку и ограничивает Учуро-Майский узел с запада. Гынымский, Кеткапский и Кондеро-Нетский разломы располагаются кулисообразно, ориентированы в восток-северо-восточном направлении и ограничивают Учуро-Майский узел с севера и северо-запада. Последние два из них — скрытые разломы, играющие важную роль в размещении магматических проявлений и рудной минерализации. Так, Кеткапская зона ограничивает на востоке Алданского щита область распространения меловых субщелочных интрузий, связанных с эпохой мезозойской тектоно-магматической активизации, а в зоне Кондеро-Нетского разлома происходит затухание главнейших меридиональных разломов (Нельканского, Гувиндинского, Челатского, Бурхалинского), определяющих основные структурные особенности Нельканской краевой чешуйчато-надвиговой зоны и Южно-Верхоянской складчатой системы. По существу Учуро-Майский структурный узел связывает постепенным переходом платформу и складчатую систему.

В строении Учуро-Майского структурного узла участвуют разнообразные по формационному составу и возрасту образования. Наиболее древние глубоко метаморфизованные и интенсивно гранитизированные архейские образования тимптонской, джелтулинской и батомгской серий образуют Гонамский, Идюмо-Хайканский и Омнинско-Батомгский выступы. В зоне Билякчанского глубинного разлома, а также в бассейне р. Маймакан развиты нижнепротерозойские вулканогенные, вулканогенно-кремнистые и терригенные образования, метаморфизованные в зеленосланцевой фации и выполняющие древние шовные трогообразные прогибы.

Кристаллические породы фундамента перекрыты терригенно-карбонатными отложениями верхнего протерозоя, венда и кембрия. На западе и в центральной части Учуро-Майского узла осадочные породы залегают практически горизонтально или слабо наклонены к востоку и северо-востоку. В бассейне р. Улкан (между кристаллическим фундаментом и платформенным чехлом) залегают среднепротерозойские красноцветные терригенные толщи (уянская серия) и вулканогенные образования основного (улкачанская свита) и кислого (элгэтэйская свита) состава. Они выполняют глубокую Улканскую впадину. На востоке осадочные толщи слагают пологую ($3-20^\circ$) моноклинал, переходящую в бассейне р. Северный Уй в крупную симметричную Манаканскую синклинал, ось которой ориентирована меридионально, а южное центриклинальное замыкание имеет брахиформный характер. Далее к востоку, вблизи Билякчанского разлома пласты осадочных пород вновь залегают моноклинално с падением пластов к востоку под углами $60-70^\circ$. В южном направлении углы падения выполаживаются и в верхнем течении р. Челасин пласты залегают почти горизонтально или со-

браны в пологие брахиформные складки с углами падения на крыльях не более 15—20°. Суммарная мощность осадочных отложений возрастает в направлении с запада на восток от 1—1,5 до 3—4 км. В юго-западной части Учуро-Майского узла располагается крупная более или менее изометричная Токинская впадина, выполненная юрской угленосной терригенной молассой мощностью до нескольких километров.

В юго-восточной части узла широко распространены меловые андезиты, дациты и их туфы, в меньшей степени встречаются липариты и базальты. Вулканогенные породы образуют обширное Джугджурское поле в верховьях рек Маймакан и Батомга. Меловые вулканиты также известны непосредственно восточнее зоны Билякчанского разлома (Ульинское поле). Вулканогенные породы слагают почти горизонтальные покровы, среди которых фиксируются отдельные депрессии, флексуры, грабены, кальдеры проседания, экструзивные купола.

Очень широко распространены разновозрастные интрузивные магматические образования. Наиболее древние из них, не считая раннепротерозойских палингено-метасоматических гранитоидов и метагаббро, раннепротерозойские анортозиты, слагающие крупнейший Джугджурский массив, залечивающий восточное окончание Станового разлома.

На юге, также вблизи Станового разлома известны среднепротерозойские габброиды и гранофировые граниты южно-учурского комплекса, образующие крупные трещинные тела широтного и северо-восточного простирания. В бассейне р. Улкан расположен большой лакколитоподобный массив среднепротерозойских щелочных гранитов улканского комплекса. В бассейне р. Идиом архейские метаморфические образования прорваны позднепротерозойскими ультраосновными и щелочными интрузиями Арбарахстахского массива центрального типа. Широко распространены позднепротерозойские диабазы, слагающие дайки в пределах Омнинско-Батомгского поднятия и силлы в верхнепротерозойских осадочных толщах. Незначительно развиты дайки среднепалеозойских диабазов.

Среди интрузивных образований преобладают мезозойские гранитоиды. В зоне Билякчанского разлома отмечаются штоки позднеюрских гранитов. В зоне Кеткапского разлома, а также на северо-западных и северо-восточных склонах Омнинско-Батомгского поднятия распространены многочисленные пластовые тела, лакколиты и штоки раннемеловых субщелочных гранитоидов алданского комплекса и единичные штоки дунитов (массивы Кондер и Чад). Нередко лакколиты образуют отдельные поднятия (гольцы) или цепочки горных вершин. На востоке Учуро-Майского узла развиты ранне-, позднемеловые гранитоиды джугджурского комплекса, представленные разнообразными породами от габбро до гранитов, преобладают гранодиориты. Они слагают крупные массивы трещинного типа, ориентированные в различных направлениях. Среди вулканогенных образований часто встречаются субвулканические

образования кислого, среднего и основного состава. На востоке, в бассейне р. Челасин известны штоки субщелочных позднемеловых гранитов.

Очень широко в пределах Учуро-Майского структурного узла развиты разломы, группирующиеся в несколько различно ориентированных систем. Наибольшее значение имеют разломы восток-северо-восточного направления, параллельные зоне Станового разлома. Последний в описываемом регионе представлен серией сближенных разрывов, которые сопровождаются полями милонитизированных и диафторированных пород. Почти на всем протяжении Становой разлом залечен интрузиями или перекрыт меловыми вулканогенными образованиями. Севернее параллельно ему прослеживаются Токинский, Кеткапский и Кондеро-Нетский разломы, причем два последних представляют собой линейные зоны повышенной магматической проницаемости. Морфологически они выражены линейными поднятиями и фиксируются цепочками раннемеловых субщелочных интрузий. В системе разломов северо-северо-восточного направления наибольшее значение имеет зона Билякчанского глубинного разлома. Она образована системой сближенных разломов, сопровождающихся линейными полями милонитов и катаклазитов. Главный шов Билякчанской зоны разграничивает нижнепротерозойские метаморфические толщи древнего шовного прогиба и верхнепротерозойские — нижнепалеозойские отложения. Амплитуда вертикального перемещения 5—6 км.

Широко проявлены также разломы диагональных направлений. Обычно это сбросы и взбросы с вертикальными или близкими к вертикальным плоскостям смещения. Наиболее крупный — Тыркандинский разлом северо-западного направления. Он представлен серией протяженных сближенных разрывов, сопровождающихся милонитизацией и диафторезом вмещающих метаморфических пород. В последние годы на космических снимках установлена крупная зона северо-западного направления, пересекающая восточную часть Учуро-Майского узла от побережья Охотского моря и протягивающаяся вдоль долины р. Мая и далее в долину р. Алдан. Геологических подтверждений пока установить не удалось. В восточной части узла нередко отмечаются надвиги с небольшими амплитудами (первые сотни метров), согласные с простираем осадочных толщ, а также сдвиги.

Учуро-Майский структурный узел характеризуется неоднородным беспокойным магнитным полем. В целом повышенные положительные значения соответствуют полям развития магматических образований как интрузивных, так и эффузивных. Участкам развития осадочных пород отвечает более спокойное поле с пониженными значениями ΔT_a . Часто резкими перегибами графиков ΔT_a выражены зоны разломов. Гравитационное поле по материалам мелкомасштабных съемок представляется спокойным и слабо расчлененным.

По существу Учуро-Майский структурный узел представляет собой крайний юго-восточный выступ Сибирской платформы, огра-

ниченный с востока и юга зонами глубинных разломов и подвергшийся в процессе геологического развития неоднократным тектоно-магматическим переработкам. При этом решающую роль в формировании современной структуры узла сыграла мезозойская тектоно-магматическая активизация.

Сложная тектоническая обстановка, обилие магматических проявлений, разнообразный формационный состав горных пород предопределили разнообразие полезных ископаемых Учуро-Майского узлового сочленения. Здесь известны молибденовая, свинцово-цинковая, редкометалльная, ртутная минерализации, проявления глиноземистого сырья, железа, горного хрусталя.

Преобладают эндогенные контактово-метасоматические и гидротермальные типы оруденения, связанные главным образом с гранитоидным магматизмом. Широко распространены скарны на контактах меловых гранитоидов с доломитами и известняками верхнего протерозоя, венда и нижнего кембрия. Размеры полей скарнированных пород колеблются в широких пределах — ширина от первых метров до первых сотен метров, протяженность от нескольких десятков метров до первых километров. Проявлены гидротермальные изменения — кварцевание (вплоть до вторичных кварцитов), пропилитизация, аргиллизация, серицитизация, пиритизация. Большую роль в рудообразовании играли процессы щелочного метасоматоза, сопутствующие гранитоидному магматизму. Часто встречаются кварцевые жилы и жильно-прожилковые зоны.

Медное оруденение известно на востоке, в бассейне р. Челасин в поле интенсивно ороговикованных алевролитов и скарнированных известняков лахандинской свиты верхнего протерозоя, прорванных дайками гранит-порфиров и штоками позднемеловых субщелочных гранитов. Здесь на участке протяженностью около 300 м и шириной до 50 м алевролиты превращены в слюдисто-хлоритовые, серицит-хлоритовые, хлорит-кварцевые и мусковит-кварцевые породы с сульфидной вкрапленностью (халькопирит, галенит, сфалерит, пирит). В этом же районе в верховьях правых притоков р. Челасин — Курьи и Бурунды медь установлена в скарнах. Известно также небольшое проявление медно-молибденовых руд в верховьях р. Северный Уй, где на небольшом участке встречается вкрапленность халькопирита и молибденита в меловых гранодиоритах.

В последние годы Ю. Н. Никитиным в бассейне р. Малый Комуй (приток р. Челасин) обнаружено медно-порфировое оруденение в меловых гранитоидах. В 1974 г. в Билякчанской зоне выявлены медистые песчаники, приуроченные к красноцветным горизонтам билякчанской терригенной толщи.

Свинцово-цинковое оруденение в скарнах и гидротермально измененных породах развито преимущественно в восточной части узла. Концентрации полиметаллических руд известны в бассейне р. Малый Комуй и на правом берегу р. Челасин. Здесь на ряде участков развита вкрапленность галенита и сфалерита в известко-

вистых скарнах на контакте джугджурских гранитоидов и карбонатных пород лахандинской свиты верхнего протерозоя.

Интересное рудопоявление свинца расположено на правобережье р. Челасин в доломитах ципандинской свиты верхнего протерозоя, где на задернованном склоне прослежена полоса скарнированных пород с массивными и вкрапленными полиметаллическими рудами. Прослеженная протяженность полосы 150 м, ширина 25—30 м.

Интересно отметить, что в последние годы Б. Е. Руновым в бассейне р. Большой Комуй в поле развития доломитов юдомской свиты венда обнаружены обломки ожелезненных свинцово-цинковых руд, аналогичных рудам стратиформных месторождений Нельканской краевой чешучайто-надвиговой зоны.

Молибденовое оруденение развито по южной и восточной периферии Учуро-Майского структурного узла. Наиболее известное проявление Бадис расположено в зоне Станового разлома в юго-западной части узла. Здесь архейские метаморфические образования прорваны штоком меловых гранит-порфиров, который по существу превращен в кварцевый штокверк, рассеченный отдельными кварцевыми жилами. В центральной части штокверка отмечается зона скварцованных брекчий. Размеры штокверка 300×500 м. Молибденит образует тонкую вкрапленность.

Молибденовое оруденение часто отмечается в скарнах на востоке Учуро-Майского узла. Наиболее интересное проявление известно в бассейне р. Большой Комуй, где в линейно-вытянутом поле скарнов, приуроченном к дайке гранит-порфиров, молибденитовая вкрапленность отмечается на протяжении 3 км. Ширина полосы скарнов достигает 20—30 м. В этом же районе тонковкрапленные руды обнаружены в скарнированных породах в экзоконтактовой зоне меловых гранодиоритов и нижнемеловых туфов.

В восточной части Учуро-Майского узла известна боровая минерализация. В магнезиальных скарнах развиты людвигит, котоит, суанит, в известковистых — аксинит. В бассейнах рек Комуй, Гончан и Алдома установлены пластообразные тела, сложенные массивным людвигитом и котоитом [21]. В последние годы в боросодержащих скарнах в бассейне р. Челасин В. И. Пузановым установлена незначительная примесь олова. Людвигитовая минерализация обнаружена также в скарнах хребта Кет-Кап.

На многих участках по периферии узла установлено присутствие вольфрама в скарнах, кварцевых жилах и жильно-прожилковых зонах. Иногда содержание вольфрама достигает 1%.

В пределах Учуро-Майского узла развито разнообразное редкометальное оруденение, связанное с кварцево-жильными образованиями, метасоматитами в среднепротерозойских щелочных гранитах, карбонатитами позднепротерозойских ультраосновных и щелочных интрузий. В Билякчанской зоне обнаружены проявления редкометаллических руд метасоматического и инфильтрационного генезиса в нижнепротерозойских метаморфических и меловых вулканогенных образованиях. В анортозитах Джугджурского массива известны проявления титана и апатита.

В бассейне р. Большой Комуи обнаружена вкрапленность киновари в кавернозных доломитах юдомской свиты, разбитых серией разломов и перекрытых покровами меловых андезитов. Участок изучен слабо.

В восточной части Учуро-Майского узла известны проявления гематит-лимонитовых руд в верхнепротерозойских отложениях. В Билякчанской зоне обнаружены пласты железистых кварцитов.

В базальных горизонтах верхнепротерозойской лахандинской свиты в бассейне р. Челасин установлены красноцветные бокситоносные отложения и бокситоносные коры выветривания. В бассейне р. Нет, на севере узла в коре выветривания обнаружены бокситы с содержанием глинозема 38% и бокситовым модулем 11. Здесь же на контакте небольшого штока меловых гранитов с алеврититами лахандинской свиты установлены андалузитовые сланцы.

В Токинской впадине в юрских терригенных отложениях известны пласты высококачественных каменных углей. Мощность некоторых из них достигает нескольких метров.

Разнообразное оруденение Учуро-Майского узла локализовано по его периферии и тяготеет главным образом к зонам разломов, ограничивающих структурный узел. Наиболее многочисленные проявления полезных ископаемых сосредоточены на крайнем востоке узла в бассейне р. Челасин вблизи стыка Билякчанского и Станового разломов.

МАССИВ СЬЕРРА-ПАМПА

Массив Сьерра-Пампа представляет собой структурный узел, расположенный на западе Аргентины на границе Южно-Американской платформы со складчатым поясом Анд. Массив вытянут в меридиональном направлении на расстояние около 1000 км при ширине до 500 км. Массив Сьерра-Пампа связан постепенными переходами как с платформой, так и со складчатым поясом. От складчатой зоны Главной Кордильеры он отделен меридиональной Прекордильерой. Восточные склоны последней соответствуют миогеосинклинальной зоне Анд, сложенной мощной толщей осадков нижнего и среднего палеозоя. В западной части Прекордильеры широко проявлен магматизм. Граница между массивом Сьерра-Пампа и Прекордильерой не имеет определенного структурного выражения [7]. В южной части массив отделен от складчатого пояса Анд прогибом Мендоса, выполненным молассами верхнего палеозоя и мезозоя. На северной границе массива выклиниваются протяженные зоны Восточной Кордильеры и Субандийских хребтов, которые протягиваются севернее более чем на 3 тыс. км на всем протяжении Южно-Американских Анд. Восточная Кордильера представляет собой складчатое сооружение, сложенное мощным терригенно-карбонатным комплексом палеозоя. Субандийские хребты соответствуют краевой чешуйчато-надвиговой зоне, в строении которой участвуют осадочные породы палеозоя, мела, палеогена и неогена. Для этой зоны характерны надвиги и гребневидная складчатость.

Восточная граница массива Сьерра-Пампа скрыта под чехлом четвертичных отложений Пампо-Патагонской плиты.

На геологических и тектонических картах массива Сьерра-Пампа отсутствуют крупные разломы, поперечные к складчатому поясу Анд. Вместе с тем вероятно, что такие разломы существуют и, возможно, самые крупные из них ограничивают массив с севера и юга. Вблизи южной границы массива на широте г. Сантьяго горно-складчатое сооружение Анд испытывает сужение, ширина его здесь не превышает 200 км, в то время как севернее оно расширяется до 600 км, а южнее до 300 км. Не исключена возможность, что это связано с существованием крупной скрытой субширотной зоны разлома, которая прослеживается далее к востоку как субширотный прогиб Рио-Саладо, ограничивающий с юга выходы архейского фундамента Восточно-Бразильского щита на побережье Атлантического океана (залив Ла-Плата). На западе южнее этой предполагаемой зоны разлома, в пределах впадины Неукен четко проявлены субширотные складки, секущие по отношению к меридиональным структурам Анд [32]. Крупнейшую субширотную тектоническую зону на широте Сантьяго наметили М. А. Фаворская и И. Н. Томсон в 1974 г. Эта зона, по их мнению, пересекает весь Южно-Американский континент и прослеживается на дне Тихого и Атлантического океанов.

Разломный характер северного ограничения массива Сьерра-Пампа подчеркивается выклиниванием здесь протяженных зон Восточной Кордильеры и Субандийских хребтов. Возможно, что этой поперечной зоне соответствует субширотный разлом Сала-Гомес в восточной части Тихого океана, а на востоке — флексуобразный изгиб в простирании палеозойских толщ платформенного чехла, окаймляющих выступ фундамента в районе Сан-Паулу, а еще восточнее — субширотный отрезок побережья Атлантического океана в районе Рио-де-Жанейро.

Массив Сьерра-Пампа сложен метаморфическими породами докембрия. В южной части массива, в районе Кордовы они представлены глубоко метаморфизованными гнейсами, кристаллическими сланцами и мигматитами, среди которых изредка встречаются согласные тела серпентинитов. На севере распространены породы, менее интенсивно метаморфизованные — хлоритовые и серицитовые сланцы, филлиты, кварциты, аспидные сланцы. Метаморфические породы фундамента перекрыты морскими терригенно-карбонатными отложениями кембрия и ордовика и континентальными терригенными образованиями девона, карбона, перми и триаса. Палеозойские и триасовые толщи выполняют изолированные впадины. Более широко распространены кайнозойские, в первую очередь плиоценовые терригенные и вулканогенные образования. Среди вулканитов преобладают породы среднего состава. В третичных отложениях местами отмечаются эвапориты с мощными пластами гипсов.

Широко распространены в пределах массива интрузивные породы. Позднепротерозойский магматизм представлен гранитами, грабодiorитами, тоналитами и адамеллитами, которые часто сопровож-

даются пегматитовыми, аплитовыми и кварцевыми жилами. Палеозойские интрузии представлены небольшими массивами гранитов, гранодиоритов, сиенит-диоритов, тоналитов, а также малыми телами, дайками и sillами кварцевых порфиров, диоритовых порфиров, иногда диабазов. Эти интрузии прорывают кембрийские и ордовикские породы, но не встречаются в силуре. Это обстоятельство дает основание с некоторой степенью условности считать их раннепалеозойскими [34].

Типичные структуры — вытянутые поднятия (сьерры), в ядрах которых обычно обнажаются породы древнего кристаллического фундамента. Крылья сьерр сложены осадочными отложениями платформенного чехла. Поднятия ограничены с одной стороны разломами и представляют собой односторонние горсты, погружающиеся под осадочный чехол. Изредка наблюдаются куполообразные поднятия древних метаморфических толщ, которые связываются с наличием залегающих на глубине лакколлитов (Сьерра-дель-Моро).

Сьерры разделены плоскими пространствами (пампами), сложенными третичными и четвертичными породами. Местами отмечаются различно ориентированные (обычно диагональные) впадины (Салинас, Ласо-Салинас, Салинас-Грандес). Пласты третичных и плейстоценовых пород на их крыльях, у подножий сьерр нередко имеют крутые, иногда запрокинутые падения. Местами пласты разорваны и надвинуты друг на друга.

Сьерры имеют различную, но преимущественно субмеридиональную ориентировку. Глыбовый характер массива Сьерра-Пампа и возникновение разрозненных поднятий А. Герт [7] связывает с поперечными сдвигами в древнем фундаменте. Массив Сьерра-Пампа представляет собой активизированный и высоко поднятый краевой участок Южно-Американской платформы [32].

В пределах массива Сьерра-Пампа распространено разнообразное оруденение, здесь известны месторождения черных, цветных, благородных и редких металлов, имеются проявления нерудного сырья, месторождения нефти. Сведения о рудных месторождениях Боливии и Аргентины опубликованы В. Д. Чеховичем, Л. Н. Волковой и А. В. Кузьменко [34].

В докембрийских породах фундамента известны проявления железных руд метаморфогенного и магматического генезиса, не имеющие практического значения из-за незначительных масштабов оруденения. В породах осадочного чехла также развиты мелкие проявления осадочных железных руд, которые не разрабатываются. В непосредственной близости от северной границы массива в пределах Субандийской краевой чешуйчато-надвиговой зоны расположен железорудный бассейн Сапла (месторождения Сьерра-де-Сапла, Пуэсто-Вьехо, Унчима и Санта-Барбара) с суммарными запасами около 200 млн. т руды. Оруденение имеет осадочный генезис, представлено гематитовыми рудами в терригенных отложениях силура, содержание железа в рудах 30—55%.

В 200 км южнее железорудного бассейна Сапла, в пределах се-

верной части массива Сьерра-Пампа расположено небольшое осадочное месторождение марганца Пуэрта-Кэмада. Здесь псиломелановые конкреции сосредоточены в третичных песчаниках, содержания марганца очень невыдержаны, достигая максимально 46%. Более существенное значение имеют гидротермальные марганцевые руды, сконцентрированные на восточной окраине массива, в рудном районе Охо-де-Агуа. Здесь в докембрийских метаморфических и интрузивных породах известно около 20 мелких месторождений марганца. Рудные тела представлены жилами мощностью 0,5—3 м и протяженностью 0,5—5 км. Содержания марганца 15—45%. Типичное месторождение — Трес-Ломитас, где рудные жилы выполнены псиломеланом и пиролюзитом, реже встречаются вад, гаусманит, браунит и манганит. Рудные минералы цементируют обломки гранодиорита, кальцита, изредка барита и флюорита. За время эксплуатации (1939—1948 гг.) было добыто 5 тыс. т руды со средним содержанием марганца 40%. Марганец также добывается из руд комплексного золото-серебро-марганцевого месторождения Фаральон-Негро, о котором будет сказано ниже.

В северной части массива, в провинции Катамарка расположено магматическое (сегрегационное) месторождение титана Подеста. Оно представлено двумя рудными залежами в докембрийских амфиболитах и роговообманковых габбро, протяженность их 100 и 260 м, мощность 0,3—3 м. Минеральный состав руд — магнетит, ильменит, гематит, пирит, роговая обманка. Содержание TiO_2 17—34%, Fe 26—40%.

На восточной окраине массива, в провинции Кордова известно несколько мелких месторождений хромита, приуроченных к небольшим телам серпентинитов. Вкрапленные и прожилково-вкрапленные руды слагают линзы, гнезда и тела неправильной формы. Типичное месторождение — Гуанакос.

На северо-западе массива Сьерра-Пампа установлено медно-порфиоровое оруденение в плейстоценовых субвулканических интрузиях, прорывающих докембрийские граниты (месторождение Ла-Алумбрера). Вблизи последнего известно комплексное медно-золото-полиметаллическое месторождение Капильтас. Здесь рудные тела приурочены к вулканическому жерлу, прорывающему докембрийские метаморфические породы фундамента и вулканогенно-осадочные породы неогенового возраста. Реже рудные тела встречаются в лавах липаритов и в древних гранитах. Рудные жилы имеют мощность 0,3—0,9 м и протяженность 700 м. Рудные минералы представлены пиритом, энаргитом, халькопиритом, борнитом, сфалеритом, галенитом, халькозином, ковеллином. Жильные минералы — кварц, родохрозит, алунит, барит, каолинит. В среднем руды содержат Zn 6—8,5%, Cu 3—3,8%, Pb 3,2—5%, Au 2,4 г/т (в отдельных жилах 56—94 г/т), Ag 315 г/т (до 2330 г/т).

С докембрийскими и раннепалеозойскими гранитами связано несколько мелких месторождений золота, таких как Эль-Оро с запасами 3 т, Серро-Бланко 1 т. Содержание золота в рудах 16—26 г/т. Наиболее крупным является комплексное золото-серебро-марган-

цевое месторождение Фаральон-Негро, расположенное в северо-западной части массива. Оно связано с третичными андезитами и монцонитами, прорывающими метаморфические породы фундамента. Жилы имеют длину до 2 км, мощность 1—2 м. Рудные минералы — золотосодержащий пирит, халькопирит, самородное золото, галенит, сфалерит, родохрозит, пиролюзит, псиломелан. Жильные минералы — кварц, кальцит, анкерит, арагонит, барит, халцедон, манганокальцит. Средние содержания Au 6,03 г/т, Ag 113 г/т, Mn 11,83%. Запасы составляют 8,4 т золота, 158,2 т серебра, 165 тыс. т марганца. Известны также небольшие россыпи золота в южной части массива (месторождение Каньяда-Онда).

На юге, в Кордове расположено несколько небольших серебро-полиметаллических месторождений — Эль-Гуайко, Ниньо-Дисс, Ла-Архентина. Они залегают в докембрийских гнейсах и кристаллических сланцах и связаны с раннепалеозойскими гранитоидами. Серебро в рудах содержится в виде примеси в галените.

В пределах массива Сьерра-Пампа известно несколько небольших месторождений олова. На севере находятся месторождения Чампас, Сан-Кристобаль, Посо-Пикардо и олово-вольфрамовое месторождение Масан. Все они принадлежат к касситерит-силикатной формации. Оруденение локализуется в метаморфических и осадочных породах на контакте с гранитоидами. Рудные тела обычно представлены жилами, реже штокверками. На юге, в Кордове расположено пегматитовое месторождение олова Эль-Нутрон. Рудоносные пегматиты связаны с раннепалеозойскими гранитами и помимо касситерита содержат колумбит-танталит, берилл, турмалин.

В северо-западной части массива в районе Белен-Фиамбала известны кварц-вольфрамовые месторождения Лос-Вьехос, Сан-Антонио и др. Месторождения представлены рудными телами жильного типа мощностью 0,2—1 м и протяженностью до 300 м, которые прорывают докембрийские кристаллические сланцы и раннепротерозойские граниты. Помимо вольфрама в рудах содержится берилл и колумбит-танталит. Содержание WO_3 1—3%. Запасы отдельных месторождений не превышают 0,5 тыс. т руды. В юго-восточной части массива расположены месторождения Путана, Лос-Кондорес и др. Одно из типичных месторождений Лос-Кондорес представлено кварцевыми жилами с вольфрамитом и шеелитом, рассекающими докембрийские филлиты и слюдястые сланцы. Протяженность жил 650—700 м, мощность 0,8—1,5 м. Помимо минералов вольфрама в рудах встречаются висмутин, самородный висмут, сфалерит, халькопирит. Запасы составляют 6230 т WO_3 . Известны также скарно-вые месторождения в контактовых зонах позднепротерозойских и раннепалеозойских гранитов с мраморизованными известняками докембрия. Рудные тела имеют линзовидную или неправильную форму. Минерализация представлена шеелитом, пиритом, халькопиритом (месторождения Энсерада, Мария-Алисия, Пампа-де-Олеана, Эль-Моро).

В докембрийских породах центральной части массива расположено отработанное сурьмяное месторождение Кебрада-де-ля-Сибилла.

В пределах массива Сьерра-Пампа широко распространены пегматитовые месторождения бериллия и лития. Они главным образом сосредоточены в двух районах — на юго-восточной окраине массива в горах Сьерра-Кордова и Сьерра-Сан-Луис и в центральной части массива в районе Эль-Абра в провинции Катамарка. Пегматитовые тела связаны с позднепротерозойскими гранитоидами и локализуются обычно во вмещающих метаморфических породах. Протяженность их 30—200 м при мощности 2—30 м. В пегматитовых телах наблюдается четкая зональность: краевая зона сложена мелкозернистым агрегатом плагиоклаза, мусковита, микроклина и кварца с турмалином, бериллом, касситеритом, танталит-колумбитом и апатитом. Далее следует зона, выполненная кварцем, плагиоклазом и микроклином со сподуменом. Центральная часть тел представлена кварцем и микроклином, и, наконец, ядро сложено кварцем. Берилл приурочен, главным образом к границе между кварц-микроклиновой зоной и кварцевым ядром. Размеры кристаллов берилла и сподумена от нескольких сантиметров до нескольких метров.

В юго-восточной части массива сосредоточено более 100 месторождений с преобладающим бериллиевым оруденением. Наиболее крупные из них — месторождения Ла-Тапиас, Ла-Магдалена, Ла-Норма, Криольо. На месторождении Ла-Тапиас добыто 3200 т берилла с содержанием BeO 10—12% и 100 т сподумена с содержанием LiO 6,65%. Здесь же известны единичные существенно литиевые месторождения Дон-Роландо, Кабеса-де-Новильо и др. Помимо этих существенно сподуменовых месторождений известны сподумен-амблигонитовые (Ла-Викита) и лепидолитовые (Сан-Элиас) месторождения.

В районе Эль-Абра расположено несколько десятков месторождений бериллия и лития, наиболее крупные — Вирхен-дель-Сокавон и Койагаста.

В горах Сьерра-Кордова известно месторождение урана инфильтрационного генезиса — Родольфо. Залежи урановых руд вмещаются третичными отложениями, перекрывающими докембрийские кристаллические породы. Видимая рудная минерализация представлена карнотитом, а также тюамунитом и прослеживается на протяжении 6 км. Запасы U_3O_8 3 тыс. т.

В пределах Предкордильеры на границе с массивом Сьерра-Пампа расположен один из важных урановорудных районов Сань-огаста с гидротермальными месторождениями Санта-Бридикса и Сан-Себаситян. Оруденение приурочено к кальцитовым и кварц-кальцитовым жилам, залегающим в нижнепалеозойских сланцах, прорванных палеозойскими гранитами и перекрытых кайнозойскими эффузивами. Рудная минерализация представлена уранинитом, уранофаном, тюамунитом, а также пиритом, халькопиритом и халькозином. Средние содержания U_3O_8 0,11%, запасы обоих месторождений — 5 тыс. т руды. Несколько восточнее, в пределах массива Сьерра-Пампа в последние годы открыто осадочное урановое оруденение, которое еще не изучено. В южной части массива известно небольшое месторождение урана в коре выветривания (Соберания).

Помимо рудных полезных ископаемых в пределах массива Сьерра-Пампа известно небольшое месторождение асбеста Ла-Риоха в серпентинитах, месторождение серы Джулиа, калийных и каменных солей Аризаро в третичных осадочных отложениях. На крайнем юго-западе в районе Мендоса располагаются месторождения нефти и газа.

В целом, при всем разнообразии проявлений полезных ископаемых наиболее типичны для массива Сьерра-Пампа месторождения бериллия и лития в пегматитах, а также вольфрамовое оруденение. Характерно, что разнообразное оруденение локализуется главным образом в краевых частях массива, в первую очередь на его юго-восточной, а также северо-западной окраинах.

ГЛАВА 6

ОБЩИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ СТРОЕНИЯ И МИНЕРАГЕНИИ ЗОН СОЧЛЕНЕНИЯ

Древние платформы представляют собой огромные жидкие ядра континентов, зародившиеся в раннем докембрии. Окончательно они обособились в позднем докембрии и во многом определили геологическое строение континентов. В процессе развития последних происходит наращивание первичных материковых ядер новообразованной континентальной корой или раскалывание жестких гранито-гнейсовых глыб, в результате чего в этих расколах (рифтах) обнажается «базальтовый» слой земной коры или формируется новая кора океанического типа. При этом в обоих случаях на границах древних платформенных блоков возникают специфические структуры. Они характеризуются большим разнообразием формационного состава слагающих их горных пород, различными морфологическими и металлогеническими особенностями. Формационные особенности этих структур обусловлены степенью глубинности горизонтов земной коры, подвергшихся переработке и деформациям.

Большая глубинность характерна для краевых швов, достигающих мантии и отделяющих континентальные блоки с корой материкового типа дорифейской консолидации от блоков с древней океанической корой. В пределах узловых сочленений в деформации также вовлечены глубинные горизонты земной коры.

Краевые чешуйчато-надвиговые зоны характеризуются различной глубинностью. В тех случаях, когда деформируются наиболее глубинные горизонты земной коры — ее «базальтовый» слой (а возможно, и верхние горизонты мантии), образуются зоны скандинавского типа. В этих случаях в покровообразование вовлекаются не только породы осадочного чехла и гранито-гнейсового фундамента платформы, но и офиолитовые ассоциации пород, слагавшие океаническую кору прошлых геологических эпох. С той или иной степенью условности они могут быть сопоставлены с «базальтовым» слоем земной коры.

Менее глубинны зоны верхоянского типа, в пределах которых надвиго- и покровообразование происходит преимущественно в осадочном слое, в то время как гранито-гнейсовый фундамент и «базальтовый слой» обычно остаются недеформированными.

Интересно отметить, что глубина заложения структур ограничения древних платформ в большинстве случаев хорошо коррелируется с тектонической природой смежных подвижных поясов.

Древние платформы несомненно являются главными, но не единственными структурными элементами континентальных блоков. Наряду с ними на материковом основании развиваются миегеосинклинали, эпиплатформенные орогенные и вулканические пояса. В

В большинстве случаев границы континентальных блоков проходят внутри подвижных поясов и разделяют мио- и эвгеосинклинальные зоны. А. В. Пейве в 1973 г. на примере Урала и Аппалачей показал, что граница эв- и миогеосинклиналей — важнейший структурный рубеж, разделяющий материковые и океанические блоки земной коры. Наиболее часто древние платформы обрамляются миогеосинклиналями и в этих случаях в зонах сочленения возникают краевые чешуйчато-надвиговые зоны верхоянского типа, наиболее распространенные структуры в ограничениях древних платформ (рис. 30).

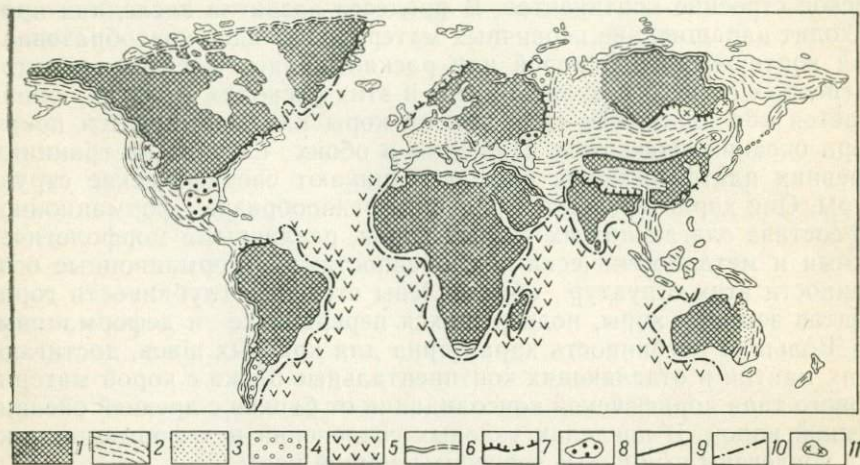


РИС. 30. Схема распространения основных типов структур сочленения древних платформ и смежных областей.

1 — древние платформы, 2 — подвижные пояса, молодые платформы — плиты; 3 — эпигерцинские, 4 — эпибайкальские, 5 — океанические; краевые чешуйчато-надвиговые зоны: 6 — верхоянского типа, 7 — скандинавского типа; 8 — краевые опускания; 9 — краевые швы; 10 — краевые обрушения; 11 — узловое сочленения

Реже на границе древних платформ образуются зоны скандинавского типа. Обычно это происходит в тех случаях, когда миогеосинклинали редуцированы и эвгеосинклинальные комплексы формируются близко от края платформы (Северные Аппалачи, Скандинавия). Не исключено, что в пределах зон скандинавского типа миогеосинклинали в значительной мере тектонически перекрыты эвгеосинклинальными комплексами, перемещенными в сторону платформ.

Возникновение на границе древней платформы краевой чешуйчато-надвиговой зоны верхоянского или скандинавского типа определяется расстоянием границы древней платформы от эвгеосинклинальной зоны, маркирующей край древнего континентального блока, т. е. зависит от ширины континентальной окраины. Если это расстояние невелико, на границе платформы формируются краевые чешуйчато-надвиговые зоны скандинавского типа, если платформа

удалена от эвгеосинклиналиной зоны на значительное расстояние, на ее границе образуются краевые чешуйчато-надвиговые зоны верхоянского типа.

Краевые швы возникают непосредственно на границе древних платформ и океанов.

Узловые сочленения формируются на границе с подвижными областями различной тектонической природы. По существу узловые сочленения представляют собой краевые или угловые выступы платформ, подвергшиеся мощной тектоно-магматической переработке. Не исключено, что глубокие каналы повышенной проницаемости, образующиеся при пересечении глубинных разломов, служат путями повышенного теплового потока, который способствует выплавлению больших масс коровых гранитов. Последние обычно широко проявлены в пределах подвижных поясов вблизи узловых сочленений (гранитные батолиты или гигантские гранитные пластины на границах с Колорадским и Учуро-Майским структурными узлами).

Большое значение имеет также гипсометрическое положение кристаллического фундамента платформы. В процессе развития древних платформ их окраины испытывают более или менее постоянное прогибание или преимущественное воздымание. В первом случае на окраинах платформ в условиях низкого гипсометрического положения поверхности кристаллического фундамента накапливается мощная толща осадочных пород, образуются краевые синеклизы или перикратонные опускания, нередко постепенно переходящие в миогеосинклиналиные прогибы. Глубинные разломы здесь не типичны, магматические процессы не развиваются или развиваются крайне слабо.

Во втором случае кристаллический фундамент высоко поднят и обнажен на поверхности, осадочный чехол формируется с большими перерывами и периодами размыва или вообще не образуется. На окраинах платформ возникают щиты или краевые поднятия, которые обычно отделены от подвижных областей глубинными разломами, интенсивно развиваются магматические процессы.

В первом случае на границах платформ образуются краевые чешуйчато-надвиговые зоны, как правило, верхоянского типа. Для второго случая характерны краевые швы и узловые сочленения.

Краевые чешуйчато-надвиговые зоны скандинавского типа, по видимому, возникают при различном гипсометрическом положении фундамента. Так, Скандинавская зона образовалась на границе с относительно опущенным краем платформы. Это подтверждается наличием миогеосинклиналиных терригенных толщ во внешних покровах зоны, вытянутых узкой полосой вдоль цепи Скандинавских гор. В Гималайской зоне широко развиты мощные толщи метаморфизованных рифейских терригенно-карбонатных пород, а также палеозойских и мезозойских осадков, свидетельствующие о значительных опусканиях краевой части платформы. Вместе с тем южная окраина Алданского щита на границе со Становой зоной характеризуется тенденцией к воздыманию на протяжении всего платфор-

менного этапа развития, лишь в юре здесь формируются впадины, заполняющиеся угленосной молассой. Становая зона представляет собой активизированную краевую часть Алданского щита (эпиplatformенная орогенная система).

Структурно-морфологические черты зон сочленения древних платформ и подвижных поясов определяются направлением и интенсивностью тектонических напряжений, возникающих на границах платформ.

Морфология наиболее распространенных структур ограничения (краевых чешуйчато-надвиговых зон) однозначно свидетельствует о том, что формирование их происходит в условиях интенсивного горизонтального сжатия. Напряжения в толще осадочного чехла, направленные из подвижной области на сторону платформы, обуславливают перемещения огромных масс горных пород и нагромождение их на край платформы, что приводит к образованию краевых чешуйчато-надвиговых зон и определяет основные их структурные особенности. Обычно формирование краевых чешуйчато-надвиговых зон происходит в течение одного тектонического цикла. Но иногда образование их протекает длительно. Например, на западном склоне Урала образование надвигов и шарьяжей началось в докембрии и завершилось в триасе [11].

Обстановка сжатия характерна, вероятно, и для краевых швов. Здесь нередко фиксируются сдвиги со значительными амплитудами, а иногда наблюдаются надвиги, как, например, в зоне Байкальского краевого шва. Как уже отмечалось, краевые швы, по-видимому, представляют собой древние зоны Беньофа. Здесь, возможно, происходило поддвигание (субдукция) океанической литосферной плиты под континентальную. Поскольку в зонах краевых швов нередко фиксируются значительные сдвиговые перемещения, не исключена возможность того, что они играли роль трансформных разломов.

В формировании структурных ограничений древних платформ наряду с горизонтальными большую роль играют вертикальные движения земной коры.

Под тяжестью огромных масс горных пород, надвинутых на окраину платформы, краевые части древних платформ испытывают погружение. Вследствие этого перед фронтом воздымающегося горно-складчатого или горно-блокового сооружения формируются краевые прогибы — типичные структуры, связанные с вертикальными движениями земной коры. Краевые прогибы нередко перекрывают внешнюю часть краевой чешуйчато-надвиговой зоны. Вместе с тем прогибание земной коры в краевой части платформы обычно заканчивается до того, как происходит полная разрядка поля горизонтальных напряжений. Вследствие этого внутренние части краевых чешуйчато-надвиговых зон, как правило, надвинуты на краевые прогибы. Лишь в отдельных случаях рост горных сооружений продолжается после прекращения горизонтальных перемещений в земной коре. В этих редких случаях краевые прогибы полностью перекрывают чешуйчато-надвиговые зоны, как это наблюдается в северной части Южных Аппалачей [32].

При формировании шарьяжей, помимо горизонтальных напряжений, определенное значение имеют гравитационные силы. Некоторые исследователи считают, что они играют решающую роль в этом процессе [12, 31].

В зонах краевых швов поддвижение (субдукция) океанической литосферной плиты под континентальную, возможно, привело к воздыманию краевой части платформы и образованию краевых выступов типа Шарыжалгайского в зоне Саянского краевого шва.

Узловые сочленения, по-видимому, формируются в сложной кинематической обстановке, для которой характерно сочетание горизонтальных и вертикальных тектонических напряжений. Первым отвечают надвиги на западной и восточной границе Колорадского и восточной границе Учуро-Майского узлов. В результате вертикальных движений сформировались многочисленные поднятия и прогибы. В новейшее время воздымание земной коры фиксируется интенсивным врезом речной сети и образованием глубоких каньонов, таких, как каньон р. Колорадо.

В целом для зон сочленения древних платформ и подвижных поясов характерно сочетание горизонтальных и вертикальных тектонических напряжений. В то же время преобладающими при формировании структур ограничения были горизонтальные движения земной коры.

Основные типы зон сочленения резко отличаются друг от друга. Вместе с тем нередко наблюдаются постепенные переходы между различными типами. Так, краевые чешуйчато-надвиговые зоны постепенно сменяются узловыми сочленениями. Такие соотношения можно наблюдать между Канадскими Скалистыми горами и Колорадским узловым сочленением, между Нельканской и Становой краевыми чешуйчато-надвиговыми зонами и Учуро-Майским структурным узлом, между Субандийскими цепями Южной Америки и массивом Сьерра-Пампа. Краевые швы по простиранию могут переходить в краевые чешуйчато-надвиговые зоны. Пример такого перехода — Западное Прибайкалье. Здесь Байкальский краевой шов вблизи северной оконечности оз. Байкал, постепенно расширяясь, переходит в Байкало-Патомскую краевую чешуйчато-надвиговую зону.

Краевые чешуйчато-надвиговые зоны верхоянского и скандинавского типов резко отличаются друг от друга. Однако существуют структуры, занимающие промежуточное положение. Так, в пределах Западно-Уральской зоны офиолитовые ассоциации древней океанической коры, развиты ограниченно, незначительны здесь и выходы гранито-гнейсового фундамента, и, вследствие этого, Западно-Уральская зона по существу является переходной между скандинавским и верхоянским типами краевых чешуйчато-надвиговых зон. В Карибских Андах кристаллический фундамент хотя и участвует в строении тектонических чешуй, но на значительной территории глубоко погружен, что не характерно для зон скандинавского типа, и в этом отношении Карибские Анды также близки к зонам верхоянского типа. Иногда наблюдаются переходы краевых чешуйчато-

надвиговых зон одного типа в другой по простиранию. Например, Ньюфаундлендская зона скандинавского типа в южном направлении сменяется Аппалачской зоной верхоянского типа.

Структурные и формационные особенности зон сочленения древних платформ со смежными подвижными поясами хорошо объясняются с позиций тектоники плит. Действительно, наиболее широко распространенные краевые чешуйчато-надвиговые зоны свидетельствуют об условиях интенсивного горизонтального сжатия на границах древних платформ, и естественно предположить, что они возникли при надвигании смежных литосферных плит на древнюю континентальную плиту (обдукция) или при поддвиге континентальной плиты под смежную плиту (субдукция), или же образовались в результате столкновения двух литосферных плит. При этом зоны скандинавского типа возникли непосредственно на краю континентальных литосферных плит, в то время как зоны верхоянского типа образовались на значительном удалении от края плиты.

Зоны скандинавского типа — яркий пример обдукции, когда океаническая плита надвигается на континентальную. В результате этого тектонические покровы и чешуи, сложенные океаническими породами (офиолитовая ассоциация), перекрывают взломанный и деформированный край континентальной плиты. В настоящее время многие исследователи предполагают, что именно такой процесс происходил в Северной Атлантике в палеозое. Он был вызван образованием здесь нового океана и привел к формированию Скандинавской, Шотландской и Ньюфаундлендской краевых чешуйчато-надвиговых зон.

Вместе с тем зоны скандинавского типа, по-видимому, могут возникать и при столкновении двух литосферных плит и «закрытии» океана. Так, высказываются предположения, что Гималайское горное сооружение возникло на месте палеоокеана Тетиса или на месте микроконтинентов, расположенных между Гондваной и Азиатским континентом. Гипотеза столкновения литосферных плит удачно объясняет причину возникновения Гималайской краевой чешуйчато-надвиговой зоны и основные ее структурные и формационные особенности. Это предположение хорошо согласуется с геофизическими данными. Так, если мощность земной коры в северной части Индостанской платформы 36 км, то в пределах Гималайского горного сооружения она достигает 70—72 км [39]. При движении с юга на север увеличивается и угол погружения коры в северном направлении от 7—8° в Низких Гималаях до 15° в Тибетских. Это, несомненно, свидетельствует об интенсивном тектоническом сжатии, вызванном столкновением литосферных плит и послужившим причиной образования Гималайского горного сооружения, краевой чешуйчато-надвиговой зоны и краевого прогиба на границе с Индостанской платформой.

Зоны верхоянского типа располагаются от края литосферной плиты на расстоянии, обычно измеряемом сотнями километров. Их возникновение, по-видимому, является реакцией на активные текто-

нические события, происходившие на границе литосферной плиты. В результате надвигания одной литосферной плиты на другую или их столкновения горизонтальные тектонические напряжения передаются на огромные расстояния. Этому способствует глубокое гипсометрическое положение жесткого кристаллического фундамента в краевой части платформы и большие мощности осадочных толщ, сравнительно легко поддающихся деформациям. Возникают полойные срывы и происходит движение масс горных пород в направлении от края литосферной плиты к ее центру. При этом жесткий кристаллический фундамент обычно остается недеформированным.

Как уже отмечалось выше, краевые швы могут рассматриваться в качестве ископаемых зон Беньюфа или трансформных разломов, а возможно, и пассивных континентальных окраин прошлых геологических эпох. Таким образом, этот тип ограничений древних платформ также объясняется с позиций гипотезы тектоники плит.

Наиболее трудно объяснить возникновение узловых сочленений. Л. П. Зоненшайн, М. И. Кузьмин и В. М. Моралев вслед за Г. Менардом предположили в 1976 г., что особенности кайнозойского магматизма западной окраины Северо-Американского континента, в том числе и Колорадского структурного узла, объясняются тем, что здесь континентальная литосферная плита в результате смещения к западу перекрыла спрединговый океанический хребет — Восточно-Тихоокеанское поднятие. Это обусловило широкое развитие гранитоидов в Северо-Американских Кордильерах и контрастного (бимодального) вулканизма в пределах Колорадского структурного узла. Близкая геодинамическая обстановка предполагается этими авторами и в зоне Учуро-Майского структурного узла. Так, ограничивающий этот узел с юга Монголо-Охотский разлом располагается на продолжении юрско-раннемеловой системы Тихоокеанского срединно-океанического хребта.

Предполагается, что такое своеобразное тектоническое положение узловых сочленений, приуроченных к участкам перекрытия континентальными литосферными плитами спрединговых океанических хребтов, обуславливает интенсивность и масштаб рудообразования. Интенсивное раскалывание континентальной плиты над спрединговой океанической зоной способствует активному проникновению глубинного вещества и гидротермальных растворов из подкоровых, мантийных источников в кристаллический гранито-гнейсовый фундамент и осадочный чехол древней платформы. Этим объясняется богатство и разнообразие месторождений минерального сырья в пределах узловых сочленений.

Кроме того, существует мнение, что возникновение узловых сочленений обусловлено двухъярусным встречным движением плит. Такая возможность не исключается, по крайней мере, в ограниченных масштабах. Так, Северо-Американская литосферная плита под действием спрединга Срединно-Атлантического хребта смещается к западу навстречу Тихоокеанской плите, которая в свою очередь поддвигается под Северо-Американскую плиту, двигаясь к востоку.

Близкая точка зрения высказана В. Г. Трифоном [30], предположившим наличие на западной окраине США глубинных субгоризонтальных срывов, обусловленных тектонической расслоенностью литосферы. Однако этот исследователь считает, что активный субщелочной ларамийский магматизм связан не с перекрытием Северо-Американской плитой Восточно-Тихоокеанского поднятия, а обусловлен поддвижением фронтальной части океанической плиты под континент.

Исходя из гипотезы В. Г. Трифонова, можно объяснить возникновение и основные структурные и магматические особенности Колорадского узлового сочленения. Естественно предположить, что движение литосферных плит было неравномерным и контролировалось крупнейшими трансформными разломами. Именно поэтому узловые сочленения возникали лишь там, где континентальные плиты пересекались трансформными линеаменами. В результате поддвижения океанической плиты под континентальную происходило воздымание краевой части последней. Это обусловило высокое гипсометрическое положение Колорадского выступа Северо-Американской платформы, «вдвинутого» в Кордильерский складчатый пояс по зонам крупнейших субширотных трансформных разломов. Встречное движение литосферных плит предопределило сложную кинематическую обстановку и, вероятно, послужило причиной формирования противоположно ориентированных систем надвигов в пределах Восточных Скалистых гор. Возникшая при глубинных горизонтальных срывах сложная трансформно-рифтовая система обусловила нелинейный структурный план Колорадского узлового сочленения и высокую магматическую проницаемость земной коры в его пределах.

Движение верхнего структурного яруса литосферы в западном направлении, вероятно, обусловило незначительное воздействие ларамийской орогении Скалистых гор на осадочный чехол Великих равнин [47].

Таким образом, горизонтальные перемещения литосферных плит, их взаимодействие удовлетворительно объясняют структурные и формационные особенности зон сочленения древних платформ и подвижных поясов.

Интересно отметить, что для линейных ограничений древних платформ характерен набор определенных структурных элементов, образующихся при горизонтальных напряжениях и движениях земной коры. В первую очередь к ним следует отнести продольные разломы — надвиги и взбросы, образующиеся в обстановке сжатия. Продольные разломы протягиваются часто на сотни и тысячи километров. Они во многом определяют морфологию линейных ограничений древних платформ — краевых чешуйчато-надвиговых зон и краевых швов. Типичными структурными элементами линейных ограничений являются также гребневидные складки, характерные для краевых чешуйчато-надвиговых зон.

Узловые сочленения отличаются изометричной формой. Для них типичны изометричные поднятия и впадины. Хотя и здесь часто на-

блюдаются линейные зоны разломов, вытянутые прогибы и грабены, но располагаются они беспорядочно.

На настоящем этапе развития земной коры мы можем наблюдать процессы возникновения и формирования краевых чешуйчато-надвиговых зон и краевых обрушений. Формирующаяся в настоящее время краевая чешуйчато-надвиговая зона — Внешний Загрос. Здесь в результате продолжающегося раскрытия Красноморского рифта Аравийская древняя платформа смещается к северу и, по всей видимости, погружается под складчатое сооружение Альпийско-Гималайского подвижного пояса. Это движение сопровождается сейсмической активностью, смятием осадочного чехла, образованием надвиговой и тектонических чешуй. Величина сжатия земной коры в пределах хребта Загрос с миоцена по настоящее время, по оценке Н. Фолкона, составляет 50 км и приблизительно соответствует величине раскрытия земной коры, которое происходило при отделении Аравии от Африки в течение образования осевого трога Красного моря [17].

Пример зарождающегося краевого обрушения — Африкано-Аравийский рифтовый пояс. Здесь наблюдаются различные стадии формирования краевых обрушений — от самой начальной (континентальные рифтовые впадины восточной Африки) до стадии образования молодого океана (Красноморский рифт).

Интересно отметить, что в ряде случаев тот или иной тип структурных ограничений древних платформ соответствует определенной стадии развития подвижного пояса. Так, для ранних стадий развития подвижных поясов или океанических плит характерны краевые швы или краевые обрушения. На более поздних стадиях в краевых частях платформ могут возникать краевые чешуйчато-надвиговые зоны. Такая последовательность формирования структур ограничения древних платформ характерна для границ Восточно-Европейской платформы со складчатыми сооружениями Урала, Карпат, Скандинавских каледонид, Северо-Американской платформы с Кордильерским поясом и Аппалачами, Южно-Американской платформ с Андским поясом, Индостанской и Африканской платформ с Альпийско-Гималайским складчатым сооружением.

Смена во времени краевых обрушений и краевых швов краевыми чешуйчато-надвиговыми зонами обусловлена сменой геодинамической обстановки и интенсивным надвижением (или поддвижением) подвижного пояса на край древней платформы. В тех случаях, когда после образования краевого обрушения или краевого шва интенсивные сжимающие горизонтальные напряжения не проявляются, краевые чешуйчато-надвиговые зоны не возникают, и мы можем наблюдать не переработанные более поздними движениями краевые обрушения или краевые швы.

Так, краевые швы не сменились краевыми чешуйчато-надвиговыми зонами на юго-западе Сибирской платформы и севере Китайско-Корейской платформы. В этом отношении интересна структурная обстановка на юге Сибирской платформы. Здесь Байкальский краевой шов в северном направлении сменяется по простиранию

нию Байкало-Патомской краевой чешуйчато-надвиговой зоной. Это, по-видимому, связано с тем, что основные горизонтальные напряжения в палеозое были ориентированы в северном направлении, параллельно Байкальскому краевому шву. С одной стороны, эти напряжения привели к формированию на месте северной субширотной ветви Байкальского шва Байкало-Патомской краевой чешуйчато-надвиговой зоны, образующей выпуклую к северу дугу, а с другой — они воспрепятствовали возникновению в южной (субмеридиональной) части Байкальского шва чешуйчато-надвиговой зоны. Здесь есть надвиги, но в целом Байкальский краевой шов может рассматриваться как трансформный разлом.

Ограничения платформ гондванского ряда почти повсеместно представлены краевыми обрушениями. Вероятно, это обусловлено тем, что здесь до настоящего времени растяжения и опускания земной коры не сменились сжатием, направленным из океанов в сторону древних платформ. Поэтому здесь краевые обрушения не сменились краевыми чешуйчато-надвиговыми зонами.

Зоны сочленения древних платформ со смежными областями вмещают огромные запасы разнообразных полезных ископаемых.

Краевые швы, представляющие собой глубинные зоны проницаемости, насыщенные разнообразными магматическими образованиями, отличаются высокими перспективами в отношении полезных ископаемых, в первую очередь рудных. Здесь одновременно развито оруденение, типичное для древних платформ (метаморфогенные и магматические месторождения железа, цветных и редких металлов, характерные для кристаллических комплексов фундамента, экзогенные и телетермальные месторождения цветных металлов в осадочном чехле) и оруденение, присущее эвгеосинклинальным зонам (магматические и колчеданные месторождения черных и цветных металлов). Значительную роль играют гидротермальные и контактово-метасоматические месторождения цветных, благородных и редких металлов, связанные с эпохами тектоно-магматических активизаций. Высокое положение кристаллического фундамента и незначительная мощность осадочного чехла делают зоны краевых швов неперспективными в отношении нефти и газа. Вместе с тем в краевых прогибах, перекрывающих краевые швы, имеются залежи нефти и газа.

Металлогеническая специфика краевых чешуйчато-надвиговых зон в значительной мере зависит от типа этих структур. В зонах скандинавского типа тектонически совмещены метаморфогенные месторождения древних щитов и оруденение, характерное для эвгеосинклинальных зон. Типичные железорудные и редкометалльные метаморфогенные руды, месторождения черных и цветных металлов магматического генезиса, а также колчеданные месторождения железа, меди, кобальта, серного колчедана. В осадочных толщах платформенного чехла наблюдаются стратиформные месторождения цветных металлов. В тех случаях, когда внешние (приплатформенные) части краевых чешуйчато-надвиговых зон скан-

динавского типа перекрыты краевыми прогибами, они вмещают месторождения нефти и газа (Карибские Анды).

В зонах верхоянского типа сосредоточены преимущественно экзогенные и телетермальные месторождения цветных и черных металлов, типичные для осадочных чехлов древних платформ. По-видимому, именно склоны глубоких платформенных прогибов, на месте которых и развиваются зоны верхоянского типа, наиболее благоприятны для формирования медистых песчаников, стратиформных месторождений свинца и цинка, осадочных железных руд. Это обусловлено продолжительностью и унаследованностью развития таких прогибов, сменой физико-химических условий осадконакопления на границах крупных структур (прогибов и поднятий), часто близостью береговых линий морских бассейнов и коренных источников сноса рудного вещества. Для зон верхоянского типа не характерны долгоживущие глубинные разломы, проникающие в кристаллический фундамент. Поэтому приток вещества из глубинных подкоровых источников в осадочный чехол незначителен. Этим объясняется слабое развитие эндогенных рудообразующих процессов и ведущая роль экзогенных месторождений в зонах верхоянского типа. В то же время интенсивное разрыво- и складкообразование на заключительных этапах развития этих зон приводит в ряде случаев к мобилизации и перераспределению первично рассеянного рудного вещества и образованию богатых переотложенных руд. Это существенно повышает перспективы краевых чешуйчато-надвиговых зон по отношению к смежным участкам платформ. В качестве примера такого явления можно привести субпластовые и секущие залежи массивных и вкрапленных свинцово-цинковых руд месторождения Сардана в Нельканской зоне. Не исключено, что первичным источником рудного вещества этого месторождения служила убогая рассеянная минерализация, обнаруженная в более древних, верхнепротерозойских отложениях.

Особенно богаты в отношении разнообразных полезных ископаемых зоны, занимающие промежуточное положение между верхоянским и скандинавским типами. В их пределах, помимо древних гранито-гнейсовых комплексов и офиолитовых ассоциаций широко распространены терригенно-карбонатные толщи осадочного чехла платформы. Пример такой зоны — Западное Приуралье.

Глубокое гипсометрическое положение кристаллического фундамента делает зоны верхоянского типа неперспективными в отношении метаморфогенных и магматических месторождений, характерных для древних щитов. Ограниченное распространение или даже полное отсутствие магматических образований определяет незначительные перспективы зон верхоянского типа в отношении гидротермального и контактово-метасоматического оруденения.

В то же время глубоко погруженные краевые части платформы перспективны в отношении нефтегазоносности. Причем, часто месторождения нефти и газа располагаются в глубоких горизонтах осадочного чехла. Разрывные и складчатые структуры краев-

вых чешуйчато-надвиговых зон верхоянского типа, с одной стороны, образуют многочисленные аллохтонные структурные ловушки для скопления углеводородов, а с другой, эти структуры не имеют корней и на большой глубине под поверхностью краевого надвига в автохтонном залегании могут сохраняться достаточно мощные толщи нижних горизонтов осадочного чехла, вмещающие крупные залежи нефти и газа. Быстрое увеличение глубин разведочного бурения позволяет надеяться, что во многих случаях эти залежи станут в ближайшее время доступными для промышленного освоения.

Чрезвычайно интересны в металлогеническом отношении узловые сочленения. Например, Колорадский структурный узел вмещает огромные запасы различных видов минерального сырья, которые нередко локализуются в уникальных по масштабам месторождениях, таких, как Хоумстейк и Крипл-Крик (золото), Клаймакс (молибден), Бингем (медь, золото), Солт-Крик (нефть) и др.

Участие в тектонических деформациях глубинных горизонтов земной коры и высокий тепловой поток создают в пределах узловых сочленений благоприятные условия для широкого развития магматических процессов и поступления вещества из глубинных подкоровых источников. Наряду с этим в строении узловых сочленений участвуют разнообразные геологические формации горных пород. Кристаллический фундамент платформ представлен архейскими гранито-гнейсовыми комплексами и весьма перспективными в отношении оруденения метаморфическими толщами древних зеленокаменных поясов. В пределах Колорадского структурного узла последние вмещают крупнейшее месторождение золота Хоумстейк. Наряду с кристаллическими породами фундамента широко распространены терригенно-карбонатные толщи осадочного чехла и вулканические образования, слагающие крупные поля.

Важнейшее значение для процессов рудообразования имеет широкое развитие интрузивных пород и, в первую очередь, малых интрузий щелочного и субщелочного состава. Сочетание многочисленных магматических тел с разнообразными по составу и физико-химическим характеристикам вмещающими породами приводит к большому разнообразию месторождений полезных ископаемых как по видам минерального сырья, так и по морфологии рудных тел. Решающую роль в металлогенической специализации узловых сочленений играют гидротермальные и контактово-метасоматические месторождения различных металлов, сформировавшиеся в процессе тектоно-магматической активизации. Наряду с ними большое значение имеют месторождения, связанные с формированием кристаллического фундамента. К этой группе можно отнести метаморфогенные месторождения железа, магматические месторождения цветных и редких металлов, докембрийское золотое оруденение. Важнейшую роль играют месторождения, генетически связанные с образованием осадочного чехла и наложенных орогенных впадин. К ним относятся стратиформные месторожде-

ния меди, свинца, цинка, а также залежи нефти, газа, угля, каменных солей.

Конечно, отдельные структурные узлы отличаются друг от друга по металлогенической характеристике. Возможно, что существенную роль в этом играют их геологические и тектонические особенности. Так, Колорадский узел превосходит по площади массив Сьерра-Пампа в 2 раза, а Учуро-Майский узел в 8 раз. Если граница Колорадского узла с Северо-Американской платформой выражена достаточно четко в виде прерывистой системы надвигов Восточных Скалистых гор, то границы Сибирской платформы с Учуро-Майским узлом и Южно-Американской платформы с массивом Сьера-Пампа не имеют четкого структурного выражения. Особенно важно, по-видимому, более широкое развитие малых интрузий в пределах Колорадского узла по сравнению с массивом Сьерра-Пампа. Вместе с тем совершенно очевидно, что Колорадский узел геологически изучен несравненно лучше и полнее, чем Учуро-Майский и массив Сьерра-Пампа. Последний к тому же в значительной мере перекрыт чехлом рыхлых четвертичных отложений. Не исключено, что геологическая изученность различных узловых сочленений играет большую роль в оценке их металлогенической специфики.

Важные минерагенические структуры — краевые прогибы и краевые вулканические пояса. Первые обычно не содержат металлических полезных ископаемых, но вмещают богатые месторождения нефти, газа, каменного угля и соли. В пределах краевых вулканических поясов ведущую роль играют металлические и нерудные полезные ископаемые, связанные с вулканическими процессами.

При всем разнообразии видов минерального сырья, распространенного в зонах структурных ограничений древних платформ, преобладают свинец, цинк, медь, железо и нефть. Эти виды полезных ископаемых широко распространены почти во всех типах структурных сочленения и часто образуют крупные месторождения. Меньшее значение имеют молибден, тантало-ниобаты, редкие земли, никель, кобальт, бокситы, ванадий, марганец, серебро, каменные угли и соли. Не типичны для структурных ограничений древних платформ олово, ртуть, вольфрам. Эти элементы встречаются редко и обычно не образуют крупных промышленных скоплений.

Интересно отметить, что наиболее широко распространенные типы структурных ограничений — краевые чешуйчато-надвиговые зоны, а также наиболее богатые в металлогеническом отношении узловые сочленения развиваются на коре континентального типа. В связи с этим можно согласиться с предположением, высказанным Л. П. Зоненшайном, М. И. Кузьминым и В. М. Моралевым в 1976 г., о том, что месторождения олова и вольфрама вопреки широко распространенному мнению о их локализации в пределах древних континентальных массивов с ярко выраженной континентальной корой, часто встречаются в эвгеосинклинальных зонах и поэтому, возможно, оловянно-вольфрамовое оруденение имеет скорее не коровые, а глубинные источники. Изучение металлогене-

нических особенностей структурных ограничений древних платформ подтверждает этот вывод.

Четкая направленность тектонических напряжений и движение масс горных пород от подвижной области в сторону платформы, естественно должны обусловить металлогеническую зональность в пределах краевых чешуйчато-надвиговых зон. Такая зональность действительно может быть установлена во многих случаях. При движении от приплатформенного края зоны к ее периферии она выражается в смене месторождений, присущих платформе, месторождениями, типичными для смежной подвижной области. Так, в Нельканской зоне проявления осадочных железных руд и бокситов к востоку сменяются телетермальными рудами свинца и цинка. В Скандинавской зоне метаморфогенные железорудные месторождения при движении к северо-западу сменяются стратиформными месторождениями полиметаллических руд, которые в свою очередь уступают место колчеданным и магматическим месторождениям железа, меди, кобальта. В Западном Приуралье месторождения нефти, каменных солей и угля с запада на восток сменяются осадочными месторождениями железа, стратиформным медным и полиметаллическим оруденением и, наконец, серноколчеданными залежами и магматическими месторождениями титаномагнетита, хромита и асбеста. В Карпатской краевой чешуйчато-надвиговой зоне намечаются две минерагенические области. Внешняя (приплатформенная) характеризуется месторождениями нефти, угля, самородной серы, калийных солей, галита и медистых песчаников. Во внутренней области сосредоточены проявления стратиформного железорудного медного и свинцово-цинкового оруденения. Во внешней полосе Байкало-Патомской зоны располагаются проявления стратиформных полиметаллических и медных руд, бокситов, фосфоритов, марганца, гипсов и каменных солей. Во внутренней зоне сосредоточены гидротермальные и контактово-метасоматические проявления цветных и редких металлов.

Поперечная металлогеническая зональность может быть намечена и в других краевых чешуйчато-надвиговых зонах. По существу эти зоны соответствуют орогенным минерализованным поясам, выделенным Я. Габельманом в 1976 г. Этот исследователь связывает возникновение этих поясов с процессами сжатия на окраинах континентов, вызванными спредингом океанического дна. Минерализованные пояса характеризуются асимметричной зональностью интенсивности магматизма и минерализации, которые убывают в сторону континента.

Определенная металлогеническая зональность наблюдается в зонах краевых швов. Внешние (приплатформенные) их части характеризуются экзогенным и телетермальным железорудным и свинцово-цинковым оруденением, а также метаморфогенными месторождениями железа. Для внутренних частей типично гидротермальное, контактово-метасоматическое и магматическое оруденение, представленное проявлениями редких, благородных и цветных металлов.

Для узловых сочленений также намечается определенная закономерность в размещении тех или иных видов минерального сырья. Здесь важнейшие рудоконтролирующие структуры — разломы, и в первую очередь глубинные. В связи с этим интенсивное разнообразное оруденение обычно пространственно приурочено к крупнейшим зонам разломов, ограничивающим узловые сочленения и, таким образом, локализуется по периферии структурных узлов. Вместе с тем месторождения нефти и газа концентрируются во впадинах, тяготеющих к приплатформенным участкам узловых сочленений.

Естественно, что для каждой конкретной зоны сочленения характерны свои минерагенические эпохи. Однако и в этом отношении различные по типам и возрасту зоны сочленения имеют одну общую особенность. В их пределах сочетаются древние эпохи минералообразования с эпохами, связанными с формированием подвижных поясов. В ряде случаев существенное значение могут иметь также минерагенические эпохи, совпадающие с тектоническими и магматическими процессами образования собственно зон сочленения.

При тектоническом районировании зоны сочленения относят к платформам либо к подвижным поясам. Нередко в каждом конкретном случае этот вопрос решается неоднозначно. Так, Колорадское узловое сочленение, как уже отмечалось выше, одни исследователи относят к Северо-Американской платформе, другие — Кордильерскому подвижному поясу.

Краевые чешуйчато-надвиговые зоны обычно рассматриваются в составе подвижных поясов в качестве их внешних зон. Вместе с тем в отдельных случаях и здесь вопрос решается неоднозначно. Например, на Тектонической карте СССР, составленной в 1956 г. под руководством Н. С. Шатского, юго-восточная граница Сибирской платформы проведена по Бурхалинскому разлому и, таким образом, Нельканская краевая чешуйчато-надвиговая зона полностью отнесена к платформе. На тектонической карте Евразии, изданной в 1966 г., северная часть этой зоны (Кыллахский выступ) отнесена к платформе, а южная часть включена в состав мезозонид Северо-Востока СССР. На тектонической карте Якутской АССР (1973 г.) Нельканская зона полностью входит в Верхояно-Колымскую подвижную область.

Внешняя часть зоны Канадских Скалистых гор, перекрытая краевым прогибом Альберты, отнесена на Тектонической карте Северной Америки (1972 г.) к платформе, внутренняя часть зоны — к Кордильерскому подвижному поясу. Вообще, в тех случаях, когда краевые чешуйчато-надвиговые зоны сочетаются с краевыми прогибами, эти единые в структурном и генетическом отношении образования разрываются на две части — внешнюю и внутреннюю. Первая включается в состав краевых прогибов, вторая относится к подвижному поясу в качестве его внешней, обычно миогеосинклинальной складчатой зоны.

Наиболее однозначно проводятся границы платформ и подвиж-

ных поясов по краевым швам, но только тогда, когда последние представлены узкими зонами разломов, как в зоне Байкальского краевого шва. В тех же случаях, когда краевые швы представляют собой широкие тектонические зоны (Саянский шов), граница проводится разными исследователями по-разному. Так, за юго-западную границу Сибирской платформы принимают то Главный разлом Восточного Саяна, то Бирюсинский разлом.

При всем разнообразии зон сочленения древних платформ и подвижных поясов их типичная черта — одновременное совмещение характерных черт платформ и смежных подвижных поясов. Это относится к формационному составу горных пород, структурно-морфологическим и металлогеническим особенностям. Поэтому логично рассматривать их как самостоятельные переходные структуры (и металлогенические провинции), не относя ни к платформам, ни к подвижным поясам. Кроме того, такой подход к классификации крупных тектонических структур, с одной стороны, в значительной мере снимет разногласия при проведении границ древних платформ и подвижных поясов, а с другой, что более существенно, позволит при тектоническом картировании выпукло показать в каждом конкретном случае характер взаимодействия крупнейших тектонических структур материков — древних платформ и подвижных поясов. Такое решение вопроса для краевых прогибов было предложено Ю. М. Пущаровским еще в 1959 г. По существу это предложение принято при составлении тектонических карт в СССР, на которых краевые прогибы имеют полосовую окраску с чередованием цветных полос, отвечающих окраске платформенного чехла и смежной подвижной области.

Изучение зон сочленения древних платформ с подвижными поясами позволяет сделать некоторые выводы.

1. Древние платформы граничат с крупнейшими структурными элементами земной коры — разнообразными подвижными поясами, молодыми платформами и океанами.

На границах с подвижными поясами развиваются структуры сочленения трех основных типов: краевые швы, краевые чешуйчато-надвиговые зоны и узловые сочленения. Кроме того, встречаются краевые прогибы и краевые вулканические пояса. Но в отличие от основных типов структур, они не обязательны для пограничных зон, имеют наложенный характер и всегда сочетаются с основными типами структур.

2. Краевые чешуйчато-надвиговые зоны и узловые сочленения развиваются на коре материкового типа с мощным гранито-гнейсовым слоем. Краевые швы разграничивают блоки с материковой и океанической корой геологического прошлого.

3. Возникновение того или иного типа структур на границах древних платформ определяется степенью глубинности горизонтов литосферы, вовлеченных в деформации. От этого зависит формационный состав горных пород, слагающих зоны сочленения древних платформ с подвижными поясами, характер магматизма и металлогеническая специфика.

Наиболее глубинными структурами являются краевые швы, узловые сочленения и краевые чешуйчато-надвиговые зоны скандинавского типа, корни их, вероятно, уходят в мантию. Менее глубинны краевые чешуйчато-надвиговые зоны верхоянского типа, образующиеся в осадочном слое.

4. Определяющую роль в формировании структурно-морфологических особенностей ограничений древних платформ играют характер тектонических напряжений и направленность движений земной коры.

На заключительных стадиях развития подвижных поясов в период их консолидации краевые части платформ испытывают интенсивное горизонтальное давление. Эта закономерность отмечается практически для всех границ платформ, независимо от тектонической природы и возраста смежного подвижного пояса. Обстановка сжатия и горизонтального перемещения масс горных пород из подвижной области в сторону платформы — важнейший фактор в формировании зон сочленения платформ и подвижных поясов.

Горизонтальные напряжения сочетаются с вертикальными движениями земной коры. Последние могут иметь большее или меньшее значение в каждом конкретном случае. Однако они практиче-

ски всегда устанавливаются. Сочетание горизонтальных и вертикальных напряжений в земной коре определяет структурно-морфологические особенности зон сочленений древних платформ и подвижных поясов. При этом изменения кинематической обстановки на границах литосферных плит приводят к смене во времени одного типа зон сочленения другим.

Тектоническая позиция и основные структурно-формационные особенности зон сочленения достаточно убедительно объясняются с позиций тектоники плит. Так, краевые чешуйчато-надвиговые зоны возникают в результате обдукции, субдукции или столкновения литосферных плит; краевые швы представляют собой ископаемые зоны Беньофа или трансформные разломы; узловые сочленения образуются в узлах пересечения края литосферной плиты крупнейшими трансформными разломами в результате глубинных субгоризонтальных срывов или встречного движения океанической и континентальных плит, обусловленных тектонической расслоенностью литосферы.

5. Металлогенические особенности пограничных структур определяются тектоническим совмещением месторождений, типичных для платформ и смежных подвижных поясов, или влиянием (тектоническим или тектоно-магматическим) подвижного пояса на краевую часть платформ.

Для краевых чешуйчато-надвиговых зон верхоянского типа характерны месторождения, обычные для осадочных чехлов платформ (стратиформное полиметаллическое и медное оруденение, осадочные месторождения железа, залежи нефти и газа). Зоны скандинавского типа вмещают метаморфогенные и магматические месторождения железа и редких металлов, очень характерно для них колчеданное оруденение.

Для краевых швов типично оруденение, связанное с разнообразными магматическими комплексами (месторождения редких, цветных и благородных металлов). Широко распространены также метаморфогенные месторождения черных металлов.

Для узловых сочленений характерны разнообразные месторождения металлов, а также залежи нефти, газа, каменных углей.

В целом, для структурных ограничений древних платформ ведущие виды полезных ископаемых — свинец, цинк, медь, железо и нефть. Меньшее значение имеют другие цветные и редкие металлы, среди которых в первую очередь следует отметить молибден. Не типичны олово, ртуть и вольфрам.

6. Выявленные металлогенические закономерности позволяют прогнозировать те или иные виды минерального сырья в различных конкретных зонах сочленения древних платформ и подвижных поясов.

Не вызывает сомнений, что детальные исследования зон сочленения древних платформ и обрамляющих их подвижных поясов приведут к новым интересным открытиям.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Барышев А. С. Основные элементы тектоники Восточного Саяна и Присаьяна по геофизическим данным. М., Недра, 1976.
2. Бубнов С. Н. Геология Европы. Т. 2, ч. 1. Л. — М., изд-во ОНТИ НКТП, 1935.
3. Гансер А. Геология Гималаев. М., Мир, 1967.
4. Геология гигантских месторождений нефти и газа. М., Мир, 1973.
5. Геология и геохимия рудных месторождений. М., Мир, 1971.
6. Геология рудных месторождений западных штатов США. М. — Л., изд-во НКТП СССР, 1937.
7. Герт Г. Геология Анд. М, Изд-во иностр. лит., 1959.
8. Грип Е. Свинцовые месторождения восточной части краевой зоны каледонид в Швеции. — В кн.: Труды 21 Междунар. геол. конгресса, вып. 3. М., 1964, с. 391—407.
9. Зоненшайн Л. П. Учение о геосинклиналях и его приложение к Центрально-Азиатскому складчатому поясу. М., Недра, 1972.
10. Казанский В. И. Рудоносные тектонические структуры активизированных областей. М., Недра, 1972.
11. Камалетдинов М. А. Покровные структуры Урала. М., Наука, 1974.
12. Кинг Ф. Б. Вопросы тектоники Северной Америки. М., изд-во МГУ, 1969.
13. Кордильеры Америки. М., Мир, 1967.
14. Кульчицкий Я. О., Матковский О. И. Геология и полезные ископаемые Украинских Карпат. Ч. 2, Львов, Вища школа, 1977.
15. Малпас Д., Стивенс Р. К. Происхождение и структурное положение офиолитового комплекса на примере Западного Ньюфаундленда. — Геотектоника, 1977, № 6, с. 93—102.
16. Материалы XI Конгресса Карпато-Балканской геологической ассоциации. Киев, Наукова думка, 1977.
17. Мезозойско-кайнозойские складчатые пояса. Тт. 1, 2. М., Мир, 1977.
18. Пейве А. В. Океаническая кора геологического прошлого. — Геотектоника, 1969, № 6, с. 3—23.
19. Проблемы геологии на XXII сессии Международного геологического конгресса. М., Мир, 1966.
20. Прогнозная оценка свинцово-цинкового оруденения Майско-Кыллакской зоны (Юго-Восточная Якутия) / В. А. Биланенко, В. Д. Боговик, И. Г. Волков и др. — В кн.: Принципы, методы и опыт прогнозирования месторождений свинца и цинка. М., 1977, с. 51—57.
21. Пузанов В. И., Соловьев А. Б. О вероятном экзогенном источнике бора в скарнах хребта Джугджур. — Геология рудных месторождений, 1974, № 6, с. 35—44.
22. Пучков В. Н. Рифтогенные окраины континентов и их реликты в палеозоидах Лавразии. Сыктывкар, Изд-во АН СССР, 1974.

23. Пушаровский Ю. М. Резонансно-тектонические структуры. — Геотектоника, 1969, № 1, с. 3—12.
24. Рудные месторождения США. Тт. 1, 2. М., Мир, 1972, 1973.
25. Свинцово-цинковая минерализация в вендских карбонатных толщах юго-восточной Якутии (Сарданский рудный район)/Г. В. Ручкин, В. Д. Боговик, А. И. Донец и др. — Геология рудных месторождений, 1977, № 4, с. 3—20.
26. Смирнов В. И. Металлогения геосинклиналей. — В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. Т. 6. М., 1962, с. 17—81.
27. Смирнов Ю. Д. Магматизм и металлогения западного склона Урала. — В кн.: Магматизм, метаморфизм и рудообразование в геологической истории Урала. Свердловск, 1974, с. 210—222.
28. Ставцев А. Л. О тектонике и металлогении краевых чешуйчато-надвиговых зон в обрамлении древних платформ. — Геология рудных месторождений, 1976, № 1, с. 29—45.
29. Структурная геология рудных месторождений Канады. М., Мир, 1964.
30. Трифонов В. Г. Новейшая структура запада США как проявление тектонической расслоенности литосферы. — Докл. АН СССР, 1979, т. 247, № 5, с. 1225—1229.
31. Фуз Р. Вертикальные тектонические движения и сила тяжести во впадине Биг-Хорн и в окружающих хребтах Средних Скалистых гор. — В кн.: Сила тяжести и тектоника, М., 1976, с. 434—445.
32. Хаин В. Е. Региональная геотектоника. М., Недра, 1971.
33. Хаин В. Е., Соколов Б. А., Кац Я. Г. Особенности сочленения континентальных платформ с океаническими и концепция «тектоники плит». — Геология и разведка, 1973, № 10, с. 3—14.
34. Чехович В. Д., Волкова Л. Н., Кузьменко А. В. Геолого-экономическая характеристика месторождений полезных ископаемых Боливии и Аргентины. Обзор ВИЭМС. Экономика минерального сырья и геологоразведочных работ. М., ВИЭМС, 1976.
35. Шер С. Д. Металлогения золота (Северная Америка, Австралия и Океания). М., Недра, 1972.
36. Akinson S. J. Ophiolite emplacement on to continental margins. — Nature, 1976, N 5582, p. 164—165.
37. Beck Christian M. El substrato cretaceo de la faja piemontina en la parte central de la serrania del interior, en Venezuela septentrional. Relaciones con la tectogenesis cretaceo superior. — QUA Pap. Geol., 1977, Ser. 1, N 9, p. 8—9.
38. Bucher W. H. The deformation of the Earth's crust. London, Hafner, 1933. 1933.
39. Choudhury S. K., Datta A. N. Crustal thickness in North Indian and Himalayan region and its geological significance. — Geophys. Res. Bull., 1975, 13, N 1—2, p. 29—37.
40. Isaacson Laurie B., Smithson Scott B. Gravity anomalies and granite emplacement in west-central Colorado. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1976, 87, N 1, p. 22—28.
41. Jordy R. L., Henneman A. B. Helium. Natural gases of North America, 1968. Memoir 9. v. 2, p. 1970—1982.
42. Kay Marshall. Tectonic evolution of Newfoundland: — In: «Gravity and Tectonics), New York, 1973, 313—326.

43. *Pimstein de G. C., Gallardo C. Bajo de O. R.* Sistema montanoso del Caribe, modelo tectónico preliminar para Venezuela norcentral.—GUA Pap. Geol., 1977, Ser. 1, N 9, p. 144—145.

44. *Reade Harold L.* Grover uranium deposit: a case history of uranium exploration in the Denver Basin, Colorado.—Mountain Geol., 1976, 13, N 1, p. 21—31.

45. *Rio Algom* exploration arm reports gold strike in Newfoundland.—Eng. and Mining J., 1977, 178, N 9, p. 17.

46. *Trimble Donald E.* Cenozoic tectonic history of the great plains contrasted with that of the Southern Rocky Mountains. a synthesis.—Mount Geol., 1980, 17, N 3, p. 59—69.

47. *Watson Barry N.* Large low grade silver deposits in N. America.—World Mining, 1977, 30, N 3, p. 44—45, 48—49.

ОГЛАВЛЕНИЕ

| | |
|---|-----------|
| ПРЕДИСЛОВИЕ | Стр. 3 |
| ГЛАВА 1. РАЗВИТИЕ ПРЕДСТАВЛЕНИЙ О СТРОЕНИИ ЗОН СОЧЛЕНЕНИЯ ДРЕВНИХ ПЛАТФОРМ И ПОДВИЖНЫХ ПОЯСОВ | 4 |
| ГЛАВА 2. ТИПЫ СТРУКТУРНЫХ ОГРАНИЧЕНИЙ ДРЕВНИХ ПЛАТФОРМ | 14 |
| ГЛАВА 3. КРАЕВЫЕ ЧЕШУИЧАТО-НАДВИГОВЫЕ ЗОНЫ | 26 |
| Верхоянский тип | 26 |
| Южно-Верхоянская (Нельканская) зона | 26 |
| Карпатская зона | 35 |
| Западно-Уральская зона | 40 |
| Северо-Верхоянская (Приленская) зона | 47 |
| Аппалачская зона | 48 |
| Внешний фронт Канадских Скалистых гор | 50 |
| Скандинавский тип | 53 |
| Скандинавская зона | 53 |
| Шотландская зона | 56 |
| Ньюфаундлендская зона | 58 |
| Карибские Анды (Береговые хребты Венесуэлы) | 60 |
| Гималайская зона | 63 |
| Байкало-Патомская зона | 69 |
| Становая зона | 74 |
| ГЛАВА 4. КРАЕВЫЕ ШВЫ | 77 |
| Саянский краевой шов | 77 |
| Байкальский краевой шов | 89 |
| ГЛАВА 5. УЗЛОВЫЕ СОЧЛЕНЕНИЯ | 93 |
| Колорадский структурный узел | 93 |
| Учуро-Майский структурный узел | 106 |
| Массив Сьерра-Пампа | 112 |
| ГЛАВА 6. ОБЩИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ СТРОЕНИЯ И МИНЕРАГИИ ЗОН СОЧЛЕНЕНИЯ | 119 |
| ЗАКЛЮЧЕНИЕ | 135 |
| СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ | 137 |

АЛЕКСЕЙ ЛЕОНОВИЧ СТАВЦЕВ

ТЕКТОНИКА И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ ЗОН
СОЧЛЕНЕНИЯ ДРЕВНИХ ПЛАТФОРМ
И ПОДВИЖНЫХ ПОЯСОВ

Редактор издательства Е. Н. ТОЛСТАЯ
Обложка художника Ю. Г. АСАФОВА
Технический редактор Л. Г. ЛАВРЕНТЬЕВА
Корректор А. П. Стальнова
ИБ 3950

Сдано в набор 11. 01. 83. Подписано в печать 26. 10. 83. Т-20 337.
Формат 60×90^{1/16}. Бумага типографская книжно-журнальная. Гарнитура «Литературная».
Печать высокая. Усл.-печ. л. 9,0. Усл. кр.-отт 9,25. Уч.-изд. л. 9,95. Тираж 1700 экз.
Заказ 94/8673—4. Цена 1 р. 50 к.

Ордена «Знак Почета» издательство «Недра», 103633, Москва, К-12, Третьяковский проезд, 1/19

Подольский филиал ПО «Периодика» Союзполиграфпрома при Государственном комитете СССР по делам издательств, полиграфии и книжной торговли г. Подольск, ул. Кирова д. 25.

Вниманию читателей!

В ИЗДАТЕЛЬСТВЕ «НЕДРА» ГОТОВЯТСЯ К ПЕЧАТИ НОВЫЕ КНИГИ

БУРМИН Ю. А.

Геология

металлоносных

кор

выветривания.

—20 л., 1 р. 40 к.

Рассмотрены геология и геохимия элювиальных россыпей и остаточных месторождений, их вещественный состав, условия формирования и распространения. Показана роль элювиальных россыпей и остаточных месторождений в мировом балансе запасов и добыче черных, цветных, редких, малых и благородных металлов, алмазов, полудрагоценных камней и дан обзор минерально-сырьевой базы континентов. Типы месторождений кор выветривания классифицированы по ведущим рудным минералам, даны характеристики каждого типа. Материалом для книги послужили исследования металлоносных кор выветривания в различных регионах СССР (Урал, Казахстан, Сибирь, Русская платформа и др.). Для геологов, занимающихся поисками, разведкой и оценкой россыпных месторождений.

МЕТОДЫ

изучения урановых

месторождений в осадочных

и метаморфических толщах

/Под ред. Я. Н. Белевцева

и В. И. Данчева. — 25 л.,

1 р. 70 к.

На основе современных представлений о строении и тектоническом развитии земной коры рассмотрены закономерности пространственного размещения урановых месторождений, дан структурно-тектонический анализ месторождений и рудных районов, приведены методики геохимического и палеогеографического исследования рудовмещающих толщ, выявления рудоконтролирующих зональностей в месторождениях различных генетических типов. Описаны гидрогеохимические методы и методики крупномасштабного специализированного картирования рудных полей и месторождений, а также разнообразные современные и традиционные методы лабораторного исследования руд и вмещающих пород. Приведены примеры использования отдельных методик и их сочетаний с целью определения генезиса месторождений. Для геологов производственных и научно-исследовательских организаций.

САРКИСЯН С. Ш.,

СВЯТЛОВСКИЙ А. Е.,

БРЫЗГАЛИНА С. П.

Геологические основы

вулканогенного

рудообразования. —

20 л., 3 р. 40 к.

Рассмотрены роль вулканизма в формировании и развитии земной коры, основные черты развития вулканизма во времени и в пространстве. Охарактеризованы породы, измененные под воздействием вулканических процессов, наиболее характерные вулканогенные месторождения рудных (сурьма, ртуть, олово, медь, цинк, свинец, золото и др.) и нерудных (бор, фосфориты, сера, давсонит и др.) полезных ископаемых и дана их классификация, выделены региональные и околорудные типы изменений. Разработаны модели процессов формирования полезных ископаемых, приемы минерагенического картирования и принципы прогноза вулканогенных месторождений, изложены вопросы эволюции рудообразования и закономерности размещения полезных ископаемых, выделены главные типы минерагенических зон, основные поисковые и оценочные критерии. Для геологов научно-исследовательских и производственных организаций.

СОЛОДОВ Н. А.

Минерагения

редкометалльных

формаций. —

17 л., 2 р. 70 к.

Охарактеризована минерагения главнейших формаций литофильных редких элементов (Li, Rb, Cs, Be, Sr, Y, TR, Zr, Hf, Nb, Ta), образующих собственные месторождения: редкометалльных гранитов, пегматитов, грейзенов, карбонатитов, агапитовых нефелиновых сиенитов мариуполитов, миакситов, бериллиеносных позднегермальных образований и др. По каждой формации приведены парагенетические классификации месторождений, их геолого-экономические характеристики, промышленная значимость, особенности распределения во времени и закономерности размещения на континентах, в рудных провинциях, поясах, полях, даны критерии прогноза и поисков. Для специалистов, занимающихся изучением рудных месторождений, металлогенной, прогнозированием, поисками и оценкой руд.

ПРИНЦИПЫ

прогноза и оценки

месторождений полезных

ископаемых

/Под ред. В. Т. Покало-

ва. — 2-е изд., перераб. и

доп. — 40 л., 2 р. 70 к.

Рассмотрены принципы и методические приемы регионального и локального прогнозирования различных видов минерального сырья, принципы рудноформационного анализа, критерии прогноза и оценки месторождений. По сравнению с первым изданием (1977 г.), где проанализированы месторождения редких металлов, молибдена, олова, вольфрама, бора, фтора, слюды, железа, хромитов, бокситов и комплексных месторождений формации карбонатитов, второе издание дополнено сведениями о медных, свинцово-цинковых, никелевых и некоторых других видах минерального сырья. Основное внимание уделено методике составления крупномасштабных прогнозных карт и количественной прогнозной оценке различных типов месторождений полезных ископаемых.

Для геологов, занимающихся прогнозированием, поисками и оценкой месторождений полезных ископаемых.

ЧЕРЕПОВСКИЙ В. Ф.

Угольные бассейны региона

Байкало-Амурский

магистрالی.

—12 л., — 65 к.

Обобщен большой фактический материал геолого-разведочных и научно-исследовательских работ по геологическому строению и угленосности сопредельных территорий Байкало-Амурской магистрали. Выделены угленосные районы, даны характеристики всех известных в них бассейнов и месторождений угля, установлены основные закономерности их размещения. Охарактеризованы стратиграфия и тектоника угленосных отложений, приведены петрографический и химический составы углей, их технологические свойства. Даны прогнозная оценка угленосных площадей и рекомендации для постановки дальнейших геолого-разведочных и научно-исследовательских работ на твердые горючие ископаемые в рассматриваемом регионе.

Для геологов, занимающихся поисками и разведкой полезных ископаемых в регионе Байкало-Амурской магистрали и сопредельных территорий.

Интересующие Вас книги Вы можете приобрести в местных книжных магазинах, распространяющих научно-техническую литературу, или заказать через отдел «Книга — почтой» магазинов:

№ 17—199178, Ленинград, В. О. Средний проспект, 61;

№ 59—127412, Москва, Коровинское шоссе, 20.

4107

1 р. 50 к.

НЕДРА