

ТЕКТОНИЧЕСКИЕ КАРТЫ КОНТИНЕНТОВ



МЕЖДУНАРОДНЫЙ ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ КОНГРЕСС
КОМИССИЯ ПО ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ КАРТЕ МИРА
ПОДКОМИССИЯ ПО ТЕКТОНИЧЕСКОЙ КАРТЕ МИРА

ТЕКТОНИЧЕСКИЕ КАРТЫ КОНТИНЕНТОВ

НА XXII СЕССИИ МЕЖДУНАРОДНОГО
ГЕОЛОГИЧЕСКОГО КОНГРЕССА



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
Москва 1967

Сборник включает доклады советских и зарубежных геологов по тектонике Евразии, Сибири, Дальнего Востока, Арктики, Субарктики, Гренландии, Индии, Северной Америки, Южной Америки и Африки. Сборник призван ознакомить советских геологов с современным состоянием тектонической изученности материков и методикой тектонического картирования, применяемой в разных странах.

Ответственный редактор
доктор геол.-мин. наук, профессор
А. А. БОГДАНОВ

Часть I

ОБЩИЕ ВОПРОСЫ ДЕЯТЕЛЬНОСТИ ПОДКОМИССИИ ПО ТЕКТОНИЧЕСКОЙ КАРТЕ МИРА

А. А. Богданов

ОБЩИЙ ОБЗОР ДЕЯТЕЛЬНОСТИ ПОДКОМИССИИ ПО ТЕКТОНИЧЕСКОЙ КАРТЕ МИРА НА XXII СЕССИИ МЕЖДУНАРОДНОГО ГЕОЛОГИЧЕСКОГО КОНГРЕССА (НЬЮ-ДЕЛИ)

Большое внимание участников XXII сессии международного геологического конгресса (Нью-Дели) привлекали к себе вопросы региональной тектоники. Различные сообщения об успехах в развитии региональных тектонических исследований явились предметом обсуждения как на ряде секций, так и на заседаниях различных комиссий конгресса. Наиболее важные доклады этого направления были заслушаны на заседаниях Комиссии Геологической карты Мира и ее Подкомиссии по Тектонической карте Мира, задачами деятельности которых является создание международных геологических и тектонических карт континентов и всего Мира.

Комиссия Геологической карты Мира проводила свои собрания с 13 по 19 декабря 1964 г. В течение этих дней состоялись заседания бюро комиссии, общие пленарные заседания комиссии, заседания ее подкомиссий по тектоническим и металлогеническим картам, а также проводились собрания рабочих групп по геологической карте Европы, Геологическому атласу Мира и тектоническому словарю.

Я останавлиюсь здесь только на некоторых общих вопросах и на работах Подкомиссии по международной Тектонической карте Мира и принятых ею решениях ¹.

ОБЩИЕ ВОПРОСЫ РАБОТЫ КОМИССИИ ПО ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ КАРТЕ МИРА

Известный французский геолог Фернанд Блондель, на протяжении многих лет являвшийся бессменным президентом комиссии, в связи с плохим состоянием здоровья, обратился к комиссии с письменной просьбой освободить его от занимаемого им поста. Комиссия принуждена была удовлетворить просьбу г-на Ф. Блонделя. Одновременно она выразила своему бывшему президенту благодарность за многолетнюю плодотворную деятельность и избрала его своим почетным президентом.

Президентом Комиссии по Геологической карте Мира, по предложению г-на Ф. Блонделя, был избран французский геолог Жан Марсэ, известный своими работами по геологии и полезным ископаемым Марокко и ранее являвшийся генеральным секретарем Комиссии. На пост генерального

¹ Сокращенный текст этого обзора был опубликован в журнале «Геотектоника» за 1965 г., № 3, в хронике «Вопросы региональной геологии на XXII сессии Международного геологического конгресса».

секретаря Комиссии была избрана доктор Ф. Делани (Франция), исполнявшая обязанности заместителя генерального секретаря.

Были избраны некоторые новые вице-президенты комиссии¹. В связи с кончиной д-ра А. Бенца в июне 1964 г. новым вице-президентом комиссии по Европе был избран доктор Г. фон Гертнер (ФРГ), одновременно являющийся председателем комитета по геологической карте Европы.

Достаточно широкое развитие геологических исследований в Антарктике, выполняемых по плану международного сотрудничества (SCAR — Специальный комитет по антарктическим исследованиям), увенчавшихся, как известно, значительными успехами, побудило комиссию избрать специальным вице-президентом доктора Дж. Р. Эди (Кембридж, Англия), — представляющего SCAR по этому материку. По остальным материкам вице-президенты не переизбирались и ими остались: по СССР — Н. А. Беляевский, по Южной и Юго-Восточной Азии — доктор Б. С. Рой (Индия), Северной Америке — В. Д. Джонстон (США), Южной Америке — А. Р. Ламега (Бразилия), Африке — Ф. Дикси (Англия), Австралии — И. М. Рейнер.

Также не переизбирались руководители металлогенической (президент В. Д. Джонстон, генеральный секретарь П. Рутье) и тектонической подкомиссии (президент Д. В. Наливкин, генеральный секретарь А. А. Богданов). Таким образом, центрами создания Металлогенической карты Мира остались США и Франция, а тектонической карты мира — СССР.

Заслуживает внимания то, что ко времени XXII сессии Международного геологического конгресса комиссия создала или способствовала созданию ряда геологических и тектонических карт (см. ниже).

В качестве важнейших работ по созданию международных геологических карт следует отметить:

- 1) фактическое завершение второго издания геологической карты Западной и Центральной Европы масштаба 1 : 1 500 000;
- 2) создание геологической карты Южной Америки масштаба 1 : 5 000 000, представленной конгрессу в виде красочной пробы;
- 3) создание геологической карты Северной Америки масштаба 1 : 5 000 000, также представленной конгрессу в виде красочной пробы;
- 4) издание ряда геологических карт стран Южной и Юго-Восточной Азии и среди них — Индии (масштаб 1 : 2 000 000), Афганистана (масштаб 1 : 500 000), Филиппин (масштаб 1 : 1 000 000) и ряда других.

КРАТКИЙ ОБЗОР НАУЧНЫХ ИТОГОВ ЗАСЕДАНИЙ ПОДКОМИССИИ ПО ТЕКТОНИЧЕСКОЙ КАРТЕ МИРА ВО ВРЕМЯ XXII СЕССИИ МГК

Предыдущий съезд подкомиссии тектонической карты мира состоялся в декабре 1962 г. в Париже (Беляевский и др., 1963). На этом съезде был намечен круг проблем, которые должны были быть разработаны ко времени XXII сессии Международного геологического конгресса и приняты согласованные решения об осуществлении ряда работ, которые до начала конгресса должны были быть завершены. В соответствии с этим, в течение 1963 и 1964 годов было проведено значительное число исследований, в результате которых на заседания подкомиссии были представлены доклады о проводимых, завершенных и планируемых работах как в рамках международного сотрудничества, так и по планам геологических учреждений отдельных стран. Тексты этих докладов представлялись в виде брошюр, изданных на английском, французском и русском языках².

¹ По статусу Комиссии каждый из вице-президентов курирует какой-либо материк или его значительную часть.

² Часть этих докладов и представляет собой содержание данного сборника. Переводы на русский язык английских текстов сделаны М. А. Заварицкой, а французских — Св. С. Левитиной. Общее редактирование текста выполнил А. В. Долицкий.

Заседания подкомиссии были достаточно многочисленными (до 100—150 и более участников). Во время XXII сессии конгресса заседания сохраняли тот же общий характер и значение, которые они впервые приобрели на Копенгагенской (XXI) сессии Конгресса в 1960 г.

Подкомиссия по тектонической карте мира провела четыре заседания: 16.XII (утро), 17.XII (утро и вечер), первое из них совместно с Ассоциацией геологических служб Африки, и 19.XII (утро). На первом заседании был представлен отчетный доклад генерального секретаря подкомиссии А. А. Богданова об общих итогах работ по созданию тектонических карт.

Тектоническая карта Северной Америки. Совместные усилия геологических служб США, Канады, Мексики и Гренландии приближают нас к созданию тектонической карты Северной Америки масштаба 1 : 5 000 000 (координатор доктор Ф. Б. Кинг)¹.

А. Бертельсен представил тектоническую карту Гренландии масштаба 1 : 2 000 000, отражающую строение прибрежных частей острова. Расчленение складчатых комплексов произведено по их возрасту и степени метаморфизма и дислоцированности пород. Во время доклада демонстрировалась красочная проба карты. Внутренние части Гренландии, покрытые мощным материковым ледником, естественно остались белым пятном. В их пределах, по геофизическим данным, показан рельеф основания ледника.

К. Х. Стоквелл доложил о тектонике Канадского щита. Составленная и в значительной части законченная карта (масштаб 1 : 5 000 000) обобщает новейшие данные геологических исследований и в частности многочисленных измерений абсолютного возраста горных пород. Карта Канады построена по тому же принципу, что и опубликованные карты СССР и Европы (выделение складчатых комплексов по возрасту завершающей складчатости). В докембрии различается пять складчатых комплексов, разделенных следующими завершающими складчатостями:

кеноранской	2390 млн. лет
гудзонской	1640 » »
эльсонской	1280 » »
гренвилльской	880 » »

При расчленении докембрийских образований авторы карты широко использовали имеющиеся данные по абсолютному возрасту горных пород как К/А, так и, что особенно важно, Sr/Rb методами. Ими были, кроме того, предприняты специальные исследования по установлению возраста ряда формаций. При всем этом, следует отметить, что использование «возрастных» цифр выполнялось с полным сохранением оценки геологических соотношений. Мне кажется, что в этом отношении рассматриваемая работа может служить образцом подобного рода исследований.

Ф. Б. Кинг представил южную половину тектонической карты Северной Америки (масштаб 1 : 5 000 000), охватывающую территорию США, Карибского моря и Мексики. Северная половина этой карты находится еще в работе. Демонстрировавшаяся карта имеет очень большой интерес. Она значительно отличается от предыдущих тектонических карт США большей полнотой и детальностью изображения не только платформенных структур, но и складчатых поясов. Постепенно намечается некоторое изменение самой манеры составления карты, в которой тща-

Все доклады одновременно изданы во Франции Комиссией по Геологической карте Мира на французском и английском языках в сборнике: «Communications scientifiques présentées à la commission de la carte géologique du Monde». XXII session du Congr. Int. Géol. N.-D., Décembre, 1964. Paris, 1966.

¹ Ниже помещены тексты докладов Ф. Б. Кинга, К. Х. Стоквелла и А. Бертельсена.

тельно разработанная система структурных обозначений (характерная для большей части американских карт) начинает сочетаться с обозначениями, имеющими историкогеологическое содержание. На новой тектонической карте Северной Америки впервые сделана попытка изобразить некоторые важнейшие элементы структуры океанических пространств (разломы северо-восточной части Тихого океана и др.).

Тектоническая карта всей Северной Америки, видимо, будет опубликована в 1967 г. Эта карта, наряду с одновременно издаваемой в том же масштабе (1 : 5 000 000) новой геологической картой материка, явилась крупным достижением геологических учреждений стран Северной Америки, принявших участие в ее составлении.

А. Р. Ламего (Бразилия) представил доклад о состоянии работ по подготовке тектонической карты Южной Америки. Большим достижением геологов Южной Америки является завершение ими подготовки к печати новой геологической карты масштаба 1 : 5 000 000 этого материка. Составленная карта во многом отличается от геологической карты, изданной американским геологическим обществом в 1950 г. Эта карта может явиться солидной основой для будущей тектонической карты материка. К тому же теперь уже составлены структурные и тектонические карты для некоторых площадей Южной Америки (Венесуэла, Боливия, часть Бразилии и др.). Составлена очень интересная тектоническая карта Французской Гвианы. Находится в процессе составления тектоническая карта Чили, в основу которой принята легенда, разработанная для тектонической карты Северной Америки Ф. Б. Кингом. Предполагается, что широкие работы по созданию общей тектонической карты континента начнутся в 1967 году.

Тектоническая карта Южной Азии и Дальнего Востока. Координатором работ по созданию первой тектонической карты Юго-Восточной Азии является доктор Д. Б. Александер (Геологическая служба Малайи, сейчас Малайзия). Судя по представленной им информации, работы по созданию этой карты, хотя и встречают трудности, все же значительно продвинулись.

Если мы еще не имеем сводной карты для всего юга Азии, то на заседаниях подкомиссии были продемонстрированы интересные обобщения о тектонике наибольших по своим размерам стран. Это касается не только юга и юго-востока, но также и юго-запада Азии, где для территории Ирана доктор Штёклин недавно опубликовал чрезвычайно важную карту масштаба 1 : 2 500 000.

Сохраняются известные сложности с синтезом структуры центральных частей Азии. Однако опубликование после XXI сессии Международного геологического конгресса тектонической карты Китая в масштабе 1 : 4 000 000 (редактор академик Ли Сы Гуан) облегчает понимание структуры Центральной Азии.

Доктор Д. К. Рей представил первую опубликованную тектоническую карту Индии масштаба 1 : 2 000 000, охватывающую территорию большей части страны (за исключением отдельных частей Гималаев). Эта карта составлена практически в той же легенде, что и тектонические карты СССР и Европы, но степень ее подробности, конечно, еще сравнительно небольшая. Вместе с тем эта первая тектоническая карта (наряду с изданными ко времени Конгресса также в масштабе 1 : 2 000 000 геологической и металлогенической картами Индии) является важнейшим научным обобщением современных данных о строении Индии. Поэтому вполне справедливым явилось присуждение д-ру Д. К. Рею на заключительном заседании конгресса премии имени Спендиарова, по традиции вручаемой одному из наиболее талантливых молодых геологов каждой из стран, в которых последовательно созываются сессии Международного геологического конгресса.

Первая тектоническая карта Индии, изданная национальной геологической службой, сопровождается небольшой специальной брошюрой, содержащей общее краткое описание страны (Tectonic Map. . . , 1963) ¹.

Одно из заседаний подкомиссии было специально посвящено рассмотрению материалов, представленных по тектонике Африки. Напомню, что первая попытка составить тектоническую карту Африки была предпринята после Конгресса в Алжире в 1952 г. По поручению Ассоциации геологических служб Африки известный французский геолог Раймонд Фюрон занялся тогда составлением структурной карты материка в масштабе 1 : 10 000 000. Проект этой карты был им впервые представлен во время XX сессии Международного геологического конгресса (Мексика, 1956 г.), а в 1958 г. карта была издана (Esquisse structurale. . . , 1958; Furon et Daumain, 1959; Богданов, 1957).

Во время XXII сессии Конгресса (Копенгаген, 1960 г.) было решено вновь просить Ассоциацию геологических служб Африки возобновить свои усилия по созданию тектонической карты Африки. Главными координаторами этой карты были избраны Ю. А. Шуберт и Анна Фор-Мюре, представляющие геологическую службу Марокко. Под руководством этих геологов, поддерживающих тесный контакт с редакционным Комитетом тектонической карты Европы и Подкомиссией Тектонической карты Мира, на протяжении четырех лет (1961—1964 гг.) была выполнена очень большая работа. Большой коллектив геологов, представляющих геологические учреждения Африки, по единой программе систематизировал и обобщил существующие данные о тектонике Африки и создал тектоническую карту масштаба 1 : 5 000 000 (девять листов). Эта карта составлена с учетом геологической карты Африки, изданной в том же масштабе и на той же географической основе Ассоциацией геологических служб Африки (доктор Ломбар) в 1962 г.

Общий доклад о тектонике Африки и о представленном Конгрессу рукописном макете тектонической карты материка был сделан главными координаторами Ю. А. Шубертом и А. Фор-Мюре ². В этом докладе были охарактеризованы принципы составления карты (выделение складчатых комплексов, изображение чехла по глубине залегания фундамента и возрасту слагающих его пород, разделение разломов по величине и возрасту и т. д.) и рассмотрена ее легенда.

В целом представленная карта Африки исключительно интересна. На ней оригинально решены вопросы структуры как фундамента, так и платформенного чехла.

Среди докембрийских складчатых комплексов выделяются:

- 1) древнейшие образования (докембрий D_2); 2800—3000 млн. лет и более древние складчатости.
- 2) докембрийский цикл D_1 , завершающийся орогенцией, 2500—2650 млн. лет.
- 3) цикл S_2 и абурнинская орогенция; 1850—2100 млн. лет.
- 4) цикл S_1 и майобская орогенция; 1650—1800 млн. лет.
- 5) цикл В и кибара-урундийская орогенция, 900—1200 млн. лет.
- 6) цикл А, завершающийся катангской орогенцией, 620 млн. лет.

Выделяемые в докембрии Африки тектонические комплексы достаточно легко коррелируются с докембрийскими складчатостями Балтийского щита и Украины, а также сопоставимы и со складчатостями докембрия Канадского щита.

Наиболее молодой, катангский (байкальский) комплекс выделен авторами карты как на юге Африки (Трансвааль), так и на ее северо-востоке (Красное море, Судан, свод Аравийского щита).

¹ Перевод текста этой записки публикуется в этом сборнике.

² Переводы текстов всех докладов, представленных авторами Тектонической карты Африки, публикуются в этом сборнике.

Доклад о Южной Африке был подготовлен Д. В. Бишопом, но прочтен д-ром Ван-Иденом. В основу этого доклада был положен несомненно очень большой геологический материал. Однако использование геохимических данных об абсолютном возрасте горных пород иногда, казалось, было произведено довольно формально.

Мак-Кинлей представил доклад, подготовленный Дж. У. Паллистером, о строении Восточной Африки. Эта сводка, охватывающая пространство области Великих Африканских разломов и территории к востоку от них, раскрывая ряд чрезвычайно интересных сторон структуры Восточной Африки, одновременно выявляет и явно недостаточную изученность этой части континента.

Доктор Ж. Местро доложил о новых чрезвычайно интересных данных о строении Центральной Африки. В его докладе, наряду с весьма широко использованными сведениями о геологическом строении (фашии, структура) чехла, несколько формально, и, кажется, иногда без должной критики, излагались отрывочные и противоречивые геохимические данные о возрасте отдельных типов горных пород.

Профессор Ж. Сужи (Дакарский университет) сообщил о данных по строению Западной Африки. Но главное внимание он обратил на свои расхождения с Ю. А. Шубертом в понимании структуры ряда важных районов этой части Африки.

По представлениям Сужи, на востоке Сенегала и на западе Мали (восточные окраины пустыни Ферло, гряды Ассабо и др.) протягивается палеозойская складчатая зона, надвинутая на восток, в сторону палеозойских массивов Западного Мали (плато Сахель). Этой складчатой зоне Сужи склонен придавать особое значение и рассматривать ее в виде юго-западного продолжения цепей Атласа и западного палеозойского складчатого обрамления древних массивов Западной Африки (Мавританский и Сиерра-Леоне). Несмотря на то, что построения Сужи не встретили большой поддержки, мне лично кажется, что демонстрировавшиеся им подробные карты заслуживают самого серьезного внимания.

Л. Дюбертре представил макет тектонической карты Малой Азии, Аравии и крайнего северо-востока собственно Африки. Эта карта во многом пополняет наши прежние сведения о строении этих пространств, используя многие новые данные геологических, геофизических и буровых работ. Однако построения Дюбертре, вероятно, многих не могли вполне удовлетворить. В последние годы, знакомясь со строением палеозойских и более древних образований Малой Азии (включая Турцию и Иран), он пришел к выводу об отсутствии собственно геосинклинальных образований в палеозое и мезозое не только на севере Аравийского массива, но и на значительных пространствах Турции и юга Ирана. На основании этого Дюбертре решительно пересмотрел сложившиеся представления о природе Месопотамского прогиба (признав его за внутриплатформенную структуру), а также цепей Загроса, которые он склонен рассматривать в виде наложенных «шовных» образований и т. д. Границы древней Африканской платформы проходят, по его мнению, значительно севернее придававшегося им обычно положения, т. е. где-то в пределах Альпийской складчатой области, которая оказывается наложенной на древнюю платформу.

Построения Дюбертре настолько изменяют прочно сложившиеся представления о соотношениях Африканской платформы с Альпийскими складчатыми сооружениями, что Ю. А. Шуберт и А. Фор-Мюре после окончания конгресса принуждены были поехать к Штёклину в Тегеран для того, чтобы лично ознакомиться с новыми данными по геологии Ирана.

Макет тектонической карты Африки уже готов. Несомненно, в этой карте еще будет много противоречий, много неясных и спорных вопросов,

но также несомненно и то, что она явится одним из важнейших обобщений по региональной тектонике. Это будет способствовать не только развитию теоретических концепций о структуре Африки, но и установлению закономерностей размещения в ней месторождений полезных ископаемых.

Тектоническая карта Австралии и Океании. Напомню, что на XXI сессии Международного геологического конгресса в Копенгагене доктор Е. Ч. Хиллс представил доклад о тектонической карте Австралии масштаба 1 : 2 534 400, которая была издана Геологическим обществом Австралии в 1961 г. Эта карта (Tectonic Map... , 1960)¹ была составлена в легенде, близкой к прежним картам США, по своему содержанию она скорее являлась структурно-геологической картой.

Судя по информации, полученной мною от д-ра Хиллса, являющегося главным координатором подкомиссии по Австралии, вопрос о создании новой тектонической карты этого материка и примыкающих к нему океанических пространств специально обсуждался австралийскими геологами. По мнению д-ра Хиллса, пересмотр тектонической карты Австралии потребует не менее двух лет со времени опубликования новой геологической карты.

Несомненно, в каждой стране существуют свои особенности условий участия в международных научных исследованиях. Однако, я думаю, можно выразить уверенность в том, что геологические учреждения Австралии с первоклассными специалистами смогут в ближайшее время после издания ими новой геологической карты приступить к созданию также новой тектонической карты своего материка.

Тектоническая карта Европы. На XXI сессии Международного геологического конгресса в Копенгагене впервые был продемонстрирован красочный рукописный макет Международной тектонической карты Европы масштаба 1 : 2 500 000. После конгресса, в соответствии с полученными замечаниями и пожеланиями карта была значительно дополнена и уточнена. Авторы карты подготовили тексты объяснительной записки.

Карта и сопровождающая ее объяснительная записка, в соответствии с просьбой, обращенной Комиссией к Министерству геологии СССР, были подготовлены к печати и в последующем изданы в двух вариантах — первый на французском и английском языках и второй — на русском. Это издание удалось завершить до XXII сессии Конгресса, и поэтому многие делегаты имели эту карту в своем распоряжении. Она также демонстрировалась на выставке Конгресса. Таким образом, начатая в 1957 г. большая работа по созданию первой международной тектонической карты Европы масштаба 1 : 2 500 000, в которой приняло участие более 300 геологов, представляющих геологические учреждения практически всех стран Европы и ряда стран Северной Африки и Ближнего Востока, ко времени Конгресса была полностью осуществлена. В процессе подготовки издания этой карты и выяснения наиболее целесообразных путей организации дальнейших региональных исследований по тектонике Европы в течение 1961—1963 гг. был проведен ряд совещаний, во время которых обсуждался ряд частных региональных и общих методических вопросов.

В декабре 1962 г. в Париже во время последней сессии Комиссии Геологической карты Мира, на которой были продемонстрированы красочные и контурные пробы большей части листов карты, велась дискуссия по поводу содержания некоторых основных тектонических понятий, равно

¹ Объяснительная записка к тектонической карте Австралии недавно опубликована на русском языке в книге «Вопросы геологии Австралии». М., изд-во «Мир», 1965. К сожалению, она не сопровождается тектонической схемой и поэтому трудно воспринимается. Редакция по неясным мотивам не указала, что автором этой записки является главный редактор и фактический составитель карты доктор Е. Хиллс.

как и приемов составления тектонических карт. Результаты этой дискуссии были опубликованы (Bogdanoff a. oth, 1963).

В Париже также обсуждался вопрос о времени возможного будущего составления второго варианта тектонической карты Европы.

В сентябре 1963 г. в г. Закопане (Польша) после VI съезда Карпато-Балканской Ассоциации состоялись совместные собрания редакционных комитетов тектонической и металлогенической карт Европы. Обзор дискуссии в г. Закопане о положении юго-западной границы Восточно-Европейской платформы сделан в докладах и выступлениях А. А. Богданова (1964), Е. Зноско (1964), Г. Кельбея (1964), а также Г. фон Гертнера, Н. Семененко, Н. Магнуссона. На этих собраниях помимо обсуждения некоторых организационных вопросов были рассмотрены интересные предложения о путях совершенствования легенд тектонических карт в аспекте проблемы: тектоника и магматизм. Одновременно также были подробно обсуждены вопросы о возможном положении юго-западного края Восточно-Европейской платформы. После выполнения работ значительно возрос интерес геологов Европы к различным сторонам проблемы тектоники своего материка. Несомненно, в ближайшее время необходимо начать новый цикл международных исследований, которые должны завершиться созданием второго варианта тектонической карты Европы.

Подкомиссия с помощью Министерства геологии СССР подготовила для второго варианта карты Европы новую, более совершенную географическую основу, макет которой был утвержден в Париже в декабре 1962 г. Новая будущая карта должна не только более полно использовать новейшие геологические и геофизические материалы, но она должна также раскрыть и ряд специальных проблем, имеющих значение для металлогении Европы: генетические типы складчатых областей, размерность, возраст и глубина проникновения некоторых важных разломов и т. д. Кроме того, она должна полнее раскрыть строение не только площади материка, но также дна морей и океанических пространств.

Тектонические карты СССР. По территории СССР после XXI сессии Международного геологического конгресса составлен ряд новых тектонических карт, обобщающих под разными углами зрения новые сведения о тектонике страны, полученные за последние годы. Среди этих карт, число которых достаточно велико, я назову лишь некоторые:

а) Тектоническая карта СССР масштаба 1 : 10 000 000 издания 1961 г. (редактор А. А. Богданов). Небольшая по размерам карта (один лист), развивающая основные положения ранее изданной (1956 г.) карты масштаба 1 : 5 000 000 (главный редактор Н. С. Шатский);

б) Тектоническая карта СССР масштаба 1 : 2 500 000 (редактор Т. Н. Спичарский), составленная в отличие от других карт СССР по региональному принципу;

в) Тектоническая карта Евразии масштаба 1 : 5 000 000 (редактор А. Л. Яншина), составленная коллективом сотрудников Геологического института Академии наук СССР, охватывающая территорию всей Азии, а также Европы и северо-востока Африки;

г) Тектоническая карта Арктики масштаба 1 : 5 000 000 (редактор И. П. Атласов), составленная в циркумполярной проекции.

Доклады о всех перечисленных картах (кроме первой масштаба 1 : 10 000 000) были представлены на сессии¹.

Л. И. Боровиков доложил о тектонической карте СССР масштаба 1 : 2 500 000, составленной во ВСЕГЕИ под руководством Т. Н. Спичарского.

¹ В этом сборнике помещены тексты докладов А. Л. Яншина, Т. Н. Спичарского и И. П. Атласова.

М. В. Муратов представил макет тектонической карты Евразии масштаба 1 : 5 000 000, составленной коллективом сотрудников Геологического института АН СССР. На этой карте, как известно, впервые сделана попытка раскрыть структуру внутренних морей и океанических пространств, что очень заинтересовало участников конгресса.

Б. Х. Егизаров продемонстрировал макет тектонической карты арктического сектора Земли в масштабе 1 : 5 000 000, на которой впервые дана интересная трактовка строения дна Северного Ледовитого океана.

П. Н. Кропоткин представил тектоническую карту Тихоокеанского сегмента Земли, составленную им в Геологическом институте АН СССР.

Ю. А. Косыгин продемонстрировал тектоническую карту докембрийских образований СССР.

До сведения участников сессии, кроме того, было доведено, что в научных учреждениях СССР под руководством Н. А. Беляевского и ряда других ученых составляется серия весьма интересных карт, которые должны раскрыть структуру и тектоническое состояние глубинных зон коры. Они создаются на основании не только геологических, но также и специальных геофизических исследований. Эти исследования приблизят нас к пониманию истинных причин тектонических процессов, результаты которых мы обычно отражаем на тектонических картах.

Кратко приведенные сведения указывают на большие успехи, достигнутые геологами всех стран в развитии региональной тектонической картографии. В настоящее время (кроме Южной Америки) все материки Земли обеспечены достаточно подробными и большей частью совершенно новыми тектоническими картами. Я думаю, что эти успехи в какой-то степени связаны с деятельностью нашей Подкомиссии по тектонической карте Мира.

ТЕКТОНИЧЕСКАЯ КАРТА МИРА

На заключительном заседании Подкомиссии А. А. Богданов от имени группы геологов различных стран доложил о проекте создания тектонической карты Мира. Этот доклад сопровождался проектами географической основы, частью составленной карты и легендой. Этот проект, в разработке которого приняли участие Ф. Б. Кинг, Р. У. Фейрбридж, Б. К. Хейзен, Ю. А. Шуберт, В. Е. Хаин, К. Х. Стоквелл, С. В. Черноок, Г. Б. Удинцев, А. А. Богданов, предусматривает создание тектонической карты мира масштаба 1 : 15 000 000¹. Первый макет этой карты может быть представлен к XXIII сессии Конгресса, которая состоится в 1968 г. в Праге. Составителями этой карты должны явиться представители всех главных геологических учреждений Мира (см. ниже решения Подкомиссии).

Основные положения проекта сводятся к следующему:

а) в настоящее время имеется реальная возможность приступить к составлению тектонической карты всей Земли;

б) масштаб этой карты удобнее всего принять 1 : 15 000 000;

в) на карте должно быть показано строение не только суши, но и дна морей и океанов;

г) в основе легенды, первый проект которой выносится на обсуждение, лежит выделение древних платформ (кратонов), складчатых поясов и плит различного возраста и режима тектонического развития, талассократонов. Кроме того, должны выделяться различные структурные элементы, различные магматические образования (различаемые по их тектоническому положению) и т. д.

¹ Предварительный текст этого проекта был опубликован до Конгресса в журнале «Советская геология» (1964, № 11). В заключительной части данного сборника помещен текст проекта, распространявшийся среди участников Конгресса.

д) предусматривается, что карта должна составляться специальными комитетами по материкам и океанам. Она должна сопровождаться достаточно подробной объяснительной запиской.

Сейчас, конечно, невозможно предусмотреть сроки выполнения и завершения этой важнейшей работы, но кажется, что имеется возможность в ближайшее время ее начать, а к следующему Конгрессу представить определенные первые результаты.

Проект создания тектонической карты Мира, т. е. реализация той главной задачи, для решения которой в 1956 г. в Мексике на XX сессии Международного конгресса была учреждена подкомиссия тектонической карты мира, стал теперь вполне реальным, благодаря большим успехам, достигнутым в изучении тектоники всех континентов. Помимо этого, постепенно завоевали общее признание те принципы регионального тектонического районирования, которые на протяжении многих лет последовательно развивались рядом европейских геологов, — у нас в первую очередь А. Д. Архангельским и Н. С. Шатским и их учениками и сотрудниками. Тем самым завоевала признание вполне определенная концепция, без принятия которой, в качестве отправной базы исследования, конечно, никакая большая коллективная региональная работа невозможна. Наконец, опыт большой подлинно международной работы над картой Европы так же, как и последующий опыт создания карт Африки и Северной Америки, убедил не только некоторых лиц, но и широкие круги геологов в действительности и большой научной продуктивности такого рода исследований. Я думаю, что именно по этим причинам предложенный на сессии проект начала работ над Международной тектонической картой мира был принят без каких-либо оговорок и возражений.

ЛИТЕРАТУРА

- Богданов А. А. Новая тектоническая карта Африки. — Ежегодник Большой Советской энциклопедии, 1957.
- Богданов А. А. Обзор дискуссий. — Бюлл. МОИП (отд. геол.), т. XXXIX (3), 1964.
- Беляевский Н. А., Богданов А. А., Горский И. И. Итоги очередной сессии Международной комиссии по геологической карте мира. — Сов. геология, 1963, № 7.
- Зноско Е. К. вопросу о юго-западной границе докембрийской платформы Восточной Европы. — Бюлл. МОИП (отд. геол.), т. XXXIX (3), 1964.
- Кельбель Г. Структура фундамента северо-восточной части ГДР в свете строения обрамляющих областей. — Бюлл. МОИП (отд. геол.), т. XXXIX (3), 1964.
- Стоквелл К. Х. Тектоническая карта Канадского щита. — В симпозиуме «Тектоника Канадского щита» (Royal Society of Canada, Special Publication, № 4, 1962).
- Bogdanoff A., Saïre A., Gaertner H. von., Goguel J., Mouratov M., K h a i n V. Problemes concernant l'élaboration des cartes tectoniques (Résolutions et les rapports). Revue de Géographie physique et de Géologie dynamique (2), vol. V, Fasc. 4, pp. 243—285, Paris (1962), 1963.
- Esquisse structurale provisoire de l'Afrique. Echelle 1 : 10 000 000. Coordination générale de Raymond Furon. Association de Services Géologiques Africaines. Paris, 1958.
- Furon R. et Daumain G. Notice explicative. Paris, 1959.
- Tectonic Map of Australia. Scal. 1 : 2 543 400. Drawn and published by the Bureau of Mineral Resource, Geology and Geophysics. Depart. of Nat. Development. Ed. 1, 1960.
- Tectonic Map of India (1 : 2 000 000), First, Edition, Geological Surv. of India. Calcutta, 1963. (карта и объяснительная записка).

РЕШЕНИЯ, ПРИНЯТЫЕ КОМИССИЕЙ ПО ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ КАРТЕ МИРА ПО РАБОТАМ ПОДКОМИССИИ ПО ТЕКТОНИЧЕСКОЙ КАРТЕ МИРА

(Утверждены на пленарном заседании XXII сессии
Международного геологического конгресса,
22 декабря 1964 г., Нью-Дели)

На основании предложений Подкомиссии по Тектонической карте Мира; докладов, заслушанных во время ее заседаний, и материалов, представленных для рассмотрения, Комиссия Геологической карты Мира приняла следующие решения:

1. Отметить большие успехи, достигнутые геологами всех стран мира в изучении проблем региональной тектоники всех континентов. При этом особенно большое значение имеет полное завершение первого издания Международной тектонической карты Европы, а также создание первых макетов международных тектонических карт Африки и Северной Америки.

Комиссия выражает благодарность Академии наук СССР и Геологическому комитету СССР, которые обеспечили создание и издание первой Международной тектонической карты Европы.

Комиссия благодарит Ассоциацию Геологических служб Африки и Геологическую службу Марокко, содействовавших успешным работам по созданию первой международной тектонической карты Африки.

Комиссия выражает благодарность Геологической службе США, взявшей на себя организацию создания первой международной тектонической карты Северной Америки.

Перечисленные три карты имеют очень большое научное и методическое значение, являя собой образцы карт континентов подобного типа. Поэтому комиссия отмечает важность быстрее издания карт Африки и Северной Америки и распространения их среди широких кругов геологов всех стран.

2. Рекомендовать редакционному комитету тектонической карты Европы провести необходимые подготовительные мероприятия к созданию второго издания Международной тектонической карты Европы. Для этого необходимо просить геологические общества и учреждения европейских стран обсудить первое издание карты и высказать свои рекомендации и критические замечания. Кроме того, редакционному комитету следует провести сессии рабочих групп, на которых в первую очередь обсудить вопросы дальнейшего совершенствования легенды карты, с целью ее применения к изображению строения различных территорий.

3. Рекомендовать геологическим учреждениям и обществам Южной Америки провести в 1965 г. специальную сессию, посвященную созданию Международной тектонической карты Южной Америки. Просить президента комиссии господина Ж. Марсэ, вице-президента по Южной Америке доктора А. Р. Ламега и генерального секретаря Подкомиссии Текто-

нической карты Мира доктора А. А. Богданова взять на себя организацию этой сессии.

4. Рекомендовать подготовку к изданию тектонической карты Африки завершить в 1965 г. В 1966 г. издать как карту, так и возможно более подробную объяснительную записку к ней.

5. Рекомендовать д-ру Александру, координирующему работы по созданию тектонической карты Южной Азии и Дальнего Востока, войти в контакт с геологическими учреждениями Афганистана, Бирмы, Индонезии, Пакистана и ряда других стран, с тем чтобы иметь возможность представить следующей сессии Комиссии (в 1966 г.) полный макет тектонической карты этой части Азии.

6. Просить геологические учреждения и общества Австралии приступить к созданию второго издания тектонической карты. При этом, просить при создании карт Океании обратить особое внимание на согласование легенд и методов изображения с геологами, занятыми аналогичной работой в Юго-Восточной Азии.

7. При последующих работах по созданию международных тектонических карт материков просить взять на себя обязанности координаторов следующих геологов: по Северной Америке — д-р Кинг; по Южной Америке — координатор должен быть избран в 1965 г. во время сессии Геологических служб; по Африке — д-р Шуберт и Фор-Мюре; по Австралии — д-р Хиллис; по Южной Азии и Дальнему Востоку — д-р Александер; по Антарктиде — д-р Эди; по Европе — д-р Богданов; по СССР — д-р Муратов; по океаническим пространствам — д-ра Хейзен и Удинцев.

8. Комиссия пришла к выводу, что общее состояние изученности тектоники континентов позволяет начать работы по созданию тектонической карты Мира. Подтверждая и развивая свои решения, принятые в декабре 1962 г. в Париже, комиссия:

а) принимает проект географической основы карты Мира, предложенной Академией наук СССР, и заранее выражает свою признательность за изготовление и распространение этой основы среди членов редакционного комитета координаторов и авторов будущей карты;

б) одобряет проект создания международной Тектонической карты Мира и ее легенды, предложенные А. А. Богдановым, Ю. А. Шубертом, Ф. Б. Кингом, Р. У. Фейрбриджем, Б. К. Хейзенем, С. Дж. Стаблфилдом, К. Х. Стоквеллом, В. Е. Хаином, С. В. Черноок, Г. Б. Удинцевым. Предложенная легенда позволяет уже сейчас начать работы по созданию первой международной Тектонической карты Мира. Уточнение содержания легенды, в частности выделение и синхронизация эпох складчатостей, должно быть произведено в процессе работы над картой;

в) просит всех региональных координаторов войти в состав редакционного комитета международной Тектонической карты Мира. Кроме того, обращается с просьбой к докторам Г. Штилле, Д. Н. Вадиа, В. Е. Хаину, Р. У. Фейрбриджу, С. Дж. Стаблфилду, К. Х. Стоквеллу, Ф. У. Даннингу, Ж. Гогелю, В. В. Белоусову, Г. фон Гертнеру войти в состав редакционного комитета и содействовать созданию Международной тектонической карты мира. Общая организация работ по созданию этой тектонической карты и деятельности ее редакционного комитета поручается д-ру А. А. Богданову.

г) просит избранный редакционный комитет представить на рассмотрение комиссии первые макеты тектонической карты Мира или ее отдельных частей к следующей сессии, которая намечается в 1966 г. в Париже.

9. Комиссия отметила исключительную важность создания общего международного словаря тектонических терминов. Для дальнейшего развития этой работы была предложена следующая программа. Первоначально создаются словари на официальных языках Конгресса по следующей методике:

а) картотека терминов составляется по разработанному Подкомиссией словнику, который должен быть прокорректирован комитетами по каждому из языков;

б) картотека составляется по единому плану (происхождение каждого термина, толкование его разными авторами, примеры с рисунками). Рекомендуется в течение 1965 г. подготовить карточки 25—30 терминов на каждом из языков;

в) работа по созданию словарей должна проводиться по общему плану одновременно на всех языках. Для этой цели комиссия просит следующих лиц взять на себя функции координаторов по отдельным языкам: английский — д-ра Деннис и Даннинг; французский — д-ра Гогель, Марсэ, Делани; немецкий — д-ра Моравский и Тешке; русский — д-ра Шульц, Хаин, Косыгин; испанский — д-ра Ллопес-Лладо и Салас; итальянский — д-ра Бенео, Манфредини и Селли;

г) общую координацию всей работы по созданию словарей комиссия просит взять на себя Генерального секретаря комиссии д-ра Делани. Ей же поручается войти в контакт с лицами, выполнявшими ранее аналогичные работы (Роже, Вегманн, Ситтер и др.);

д) поручает своему президенту — г-ну Марсэ — войти в контакт с ЮНЕСКО, с тем чтобы выяснить возможность поддержки этой организацией подготовки издания словарей.

ТЕКТОНИЧЕСКАЯ КАРТА СЕВЕРНОЙ АМЕРИКИ

А. Бертельсен

ТЕКТОНИЧЕСКАЯ КАРТА ГРЕНЛАНДИИ

Начиная с августа 1960 г., когда Подкомиссии Тектонической карты Мира был представлен предварительный макет Тектонической карты Гренландии (на XXI сессии Международного геологического конгресса в Копенгагене), наши сведения о тектонике Гренландии значительно расширились. Поэтому было решено составить новую карту, которая должна войти в Тектоническую карту Северной Америки. В июне 1963 г. новая тектоническая карта была передана координатору по Северной Америке д-ру Ф. Б. Кингу.

Сейчас Подкомиссии представлена копия этой карты с незначительными изменениями.

ИСТОЧНИК ИНФОРМАЦИИ

Современная тектоническая карта в масштабе 1 : 2 000 000 существует только для территории северо-восточной и восточной Гренландии (Haller, 1921 г. и Haller и Kulr, 1962 г.). Что касается остальных районов Гренландии, давность и достоверность имеющихся данных по ним очень различны. С прошлого столетия обширные районы острова не исследовались, но в некоторых областях проводилась геологическая съемка и даже детальные исследования. Такая неполнота и отрывочность данных, конечно, принималась во внимание и при составлении нашей карты и при написании главы по докембрию Гренландии, которая должна появиться в работе Ранкама «Докембрий мира», т. 2. Во избежание этих осложнений Геологическая служба Гренландии начала работы по составлению карты. В соответствии с программой этих работ в течение пяти лет должны быть опубликованы геологические карты в масштабе 1 : 5 000 000 для всего района от мыса Фарвел до Упернавика. Одновременно Геологическая служба начала систематический сбор образцов для определения в недавно организованной лаборатории абсолютного возраста при Копенгагенском университете. Кроме того, запланирована обширная программа аэро-геофизической съемки.

Поэтому мы надеемся, что в следующем, втором издании Тектонической карты Северной Америки изображение тектоники Гренландии будет лучше обосновано.

ГЕОГРАФИЧЕСКАЯ ОСНОВА КАРТЫ

Географическая основа представляемой карты была составлена топографическим отделом Геологической службы Гренландии на основании данных, опубликованных Датским геодезическим институтом (1 : 200 000 и 1 : 2 500 000) и по аэронавигационной карте мира (1 : 1 000 000). Масштаб карты — 1 : 2 000 000.

Из-за того, что прибрежная полоса узка, ограничена континентальными льдами и изобилует фьордами, бухтами и островами, береговая линия сильно схематизирована, чтобы не затемнять тектонику. Необходимо было также проводить линии направлений тектонических структур через фьорды и архипелаги и продолжать их окраску в морских прибрежных районах.

ПРИНЦИПЫ ТЕКТОНИЧЕСКОГО РАЙОНИРОВАНИЯ

Масштаб тектонической карты Северной Америки не позволяет проводить на свободной от льда узкой прибрежной полосе детальные тектонические подразделения. Поэтому невозможно показать с достаточной ясностью многие особенности тектоники, а то, что изображено, было выбрано отчасти с учетом соответствия легенды карты Соединенных Штатов и Канады. Именно этим и объясняется такой отбор (один из нескольких возможных).

Начиная с более молодых слоев и комплексов пород, можно провести следующие подразделения:

1) четвертичные материковые льды, представляющие собой платформенный чехол необычного типа.

Фундамент платформы, подстилающий материковые льды, состоит из следующих комплексов (2—10);

2) меловые и третичные осадочные породы и платобазальты и связанные с ними интрузии (основные до щелочных и ультращелочные) Брито-Арктической провинции;

3) позднепалеозойский и мезозойский чехол, покрывающий эродированные палеозойские складчатые пояса;

4) палеозойские складчатые пояса:

а) иннуитский пояс в Северной Гренландии,

б) каледонский складчатый пояс в Восточной Гренландии;

5) посткаролинский чехол, покрывающий каролинский (или более древний) фундамент;

6) каролинский складчатый пояс (предположительно гренвилльский возраст);

7) докаролинский чехол на гудзонском или более древнем фундаменте;

8) складчатые пояса, связанные с гудзонской складчатостью.

9) складчатые пояса, связанные с кеноранской складчатостью;

10) складчатые пояса неизвестного возраста.

Мы придерживались, где только возможно, подразделения в различных складчатых поясах на три структурных этажа. В докембрийском складчатом поясе показаны только нижний и средний структурные этажи, несмотря на то, что везде встречаются следы движений, соответствующих верхнему структурному этажу.

В геологии докембрия недавно стало модным понятие о геологических циклах. Однако это понятие следует использовать достаточно осторожно, поскольку его обоснованность зависит от региональных карт, а составление тектонических карт различных континентов является именно одним из методов выработки понятия о геологических циклах. Поэтому, если эту точку зрения мы кладем в основу выделения основных тектонических единиц, то рискуем попасть в порочный круг.

Имея честь (и связанные с этим заботы) быть единственным автором тектонической карты Гренландии, я был поражен сходством структурной эволюции докембрия и фанерозоя, и у меня возникло определенное недоверие к использованию геологических циклов для выяснения проблем докембрия. В Восточной Гренландии мы встречаем типичный случай, когда геологические циклы охватывают период времени от протерозоя до кайнозоя. Геосинклинальная эволюция Каледонского складчатого

Сводная стратиграфическая таб

Северо-Западная Гренландия			Северо-Восточная Гренландия	
Система	Область Тул	Земля Инглфилд	Южная Земля Пири	Дания, район Фьорда
Нижний кембрий		Формация Вульф Ривер	Фьорд Бронлунд, доломит	Мыс Холбек, песчаник
Докембрий		Мыс Ингерсол, доломит, 10 м	Сланец и песчаник, 40 м ? ? 150 м Кварцит и песчаник, 245 м Доломит, 250 м Сланец и песчаник, 67 м	Фин, доломит, 324 м
		Формация Нарс-сарсук, >910 м		
		Формация Дундас, >650 м	Залив Ренсеслер, песчаник, 90 м	Кампануладал, известняки и песчаники, 250 м
		Формация Вольстенхольм, 500 м		
(Несогласный контакт с древними породами фундамента)			Тиллит, 1—100 м	
			Дайки ?	Дайки ?
			Песчаник, >1000 м ?	Норсемандал, песчаник, >300 м ? ?

Примечание: Корреляция времени предполагается только там, где соеди

Таблица 1

лица осадочных толщ Гренландии

Земля Дроннинг-Луис		Северо-Восточная Гренландия		Центральная часть Восточной Гренландии		
западная часть	средний комплекс	Земля кронпринца Христиана		Район Нунатак	Район Фьорда	
		Мыс Холбек, песчаник?		Хиолитовый песчаник	Формация Бастина	
Серия зебра, 100 м		Фин, доломит, 300 м	Зеленокаменный комплекс, >1000 м	Формация Моркебьерг, 520—550 м	Соль, 30—55 м	
		Кампануладал, известняк, 130 м			Известняк, 30—70 м	
		Ульвебьерг, песчаник и тиллит, 20—30 м			Черный сланец, 130—200 м	
					Желто-красный доломит, 25—70 м	
				Тиллит, 250—630 м		
		Ривьерадаль, песчаник, 1000—2000 м	Серия Элеоноры, 950 м	Формация Неккефоссен, 1130 м	Группа залива Элеоноры	
		Таагефельдене, граувакки, >700 м				Формация Бротгетдал, 900 м
		Сидвердаль, мраморы, 100—400 м				Формация Агардсбьерг, 1900 м
		Стенеркен, филлиты, >1000 м				Формация Альпефьорд, 6000 м
		?				?
Каролинская складчатость						
Дайки?	Дайки	Дайки ?				
Серия Трекант, 500 м	Серия Британния, 230 м	Металсаммиты, >3000 м Метасемипелиты, >3000 м				
(Несогласный контакт с древними породами фундамента)	?	?				

няются границы формации (в смежных столбцах).

Данные абсолютного возраста для докем

Тектонические подразделения	Возраст или пределы возрастов в млн. лет	Количество анализов	Метод определения	Определяемый минерал
	1 077—1 095 1 180	3 1	Rb/Sr K/Ar	Полилитонит
	1 150	1	Rb/Sr	Биотит
	1 150—1 190 1 160—1 230 1 185—1 188	2 5 2	Rb/Sr * K/Ar	* * *
	1 170	1	Rb/Sr	*
	1 250—1 260	2	*	Порода в целом
II	1 590	1	Rb/Sr	Биотит
	1 597	1	K/Ar	*
	1 600	?	Rb/Sr	?
	1 620	1	K/Ar	Порода в целом
	1 650	1	*	Биотит
IIIa (данные Moorbath, Webster u. Morgan за 1960 г.)	1 800	1	*	Порода в целом
	1 840	1	*	*
	1 900	1	?	Биотит
	1 970	1	Pb	Галенит
	2 140—2 160	3	Pb	*
	2 330	1	K/Ar	Порода в целом
	2 450	1	*	*
	2 700	1	*	Биотит
IIIb (данные Harry u. Pulvertaft за 1963 г.)	3 000	1	*	Циркон
IIIc (данные Moorbath u. Pauly за 1962 г.)				
IIId (данные Дибнера и других за 1963 г.)				
IV	1 900—2 300	3	K/Ar, Rb/Sr	?

Примечание. I. Все возрасты в этой колонке относятся к верхнегардарским вероятно, около 1400 млн. лет назад. II. Возрасты в этой колонке относятся или дают, возрасты метаморфизма, сопровождающего образование сбросов фьорда Фиске складчатость. IIIa. Докетилидские породы (?). IV. Кетилидские породы (?) Восточ

брийских минералов и пород Гренландии

Источник образцов
Пегматит из агапитовой серии. Интрузия Илимауссак. Юго-Западная Гренландия. Данные Moorbath u. Webster, Morgan за 1960 г.
Биотитовый гранит. Алангарссуак, комплекс пунарссуит. Юго-Западная Гренландия. Данные Harry u. Pulvertaft за 1963 г.
Переходная порода до грейзенизированного гранита, включающая тело криолита. Ивигтут Минерализованный пегматит. Ивигтут Минерализованный пегматит. Ивигтут. Все данные Harry u. Pulvertaft за 1963 г.
Грубозернистая основная порода. Щелочной комплекс Кунгнат. Юго-Западная Гренландия. Данные Moorbath, Webster u. Morgan за 1960 г. n. Moorbath u. Pauly за 1962 г.
Ивигтутский гранит. Юго-Западная Гренландия. Данные Moorbath u. Pauly за 1962 г.
Юлианехаабский гранит, затронутый санерутским метаморфизмом. Юго-Западная Гренландия. Данные Moorbath, Webster u. Morgan за 1960 г. То же Санерутские замещенные или метаморфизованные породы. Район Ивигтут. Юго-Западная Гренландия. Данные Moorbath u. Pauly за 1962 г. Катаклазированный и перекристаллизованный гнейс. Извлечен со дна моря у берега Банана недалеко от Западного Годхааба. Данные Дибнера и других за 1963 г. Нагссутокидский метаморфизованный гнейс. Истоки фьорда Сендре Стрем. Западная Гренландия. Данные Armstrong u. Turekian за 1962 г.
Катаклазированный и перекристаллизованный гнейс. Извлечен со дна моря у берега Банана недалеко от Западного Годхааба. Данные Dibner и других за 1963 г. Метадолерит. То же. Красный гранитогаейс. Южнее истоков фьорда Сендре Стрем. Западная Гренландия. Данные Treves (личное сообщение). К северо-востоку от Ивигтута. Юго-Западная Гренландия. Данные Moorbath u. Pauly за 1962 г. Тело криолита и минерализованный пегматит. Ивигтут. То же Двуслюдной гранитогаейс. Извлечен со дна моря у берега Банана недалеко от Годхааба. Данные Dibner и других за 1963 г. Биотитовый гранитогаейс. То же Гранодиоритовый биотитовый гнейс. Годхааб. Западная Гренландия. Данные Armstrong u. Turekian за 1962 г. Красный гранитогаейс. Южнее истоков фьорда Сендре Стрем. Западная Гренландия. Данные Treves (личное сообщение)
Породы фундамента каледонской геосинклинали. Гаазеланд. Восточная Гренландия. Данные Haller u. Kuip за 1962 г.

породам и складчатостям в Юго-Западной Гренландии. Гардарский период начался, к санерутским или нагссутокидским породам и складчатостям. IIIa. Это, как полагают, в Западной Гренландии. IIIb. Посткетилидская минерализация. IIIc. Кетилидская Гренландии (цифры, возможно, относятся к каледонской складчатости).

пояса началась 800 млн. лет назад; первая каледонская орогения происходила 420—400 млн. лет назад, а следующая — 400—350 млн. лет. Отложение осадков платформенного чехла происходило во время позднего палеозоя и мезозоя, а в третичное время цикл был завершён отложением пород чехла Брито-Арктической провинции, включая ультращелочные интрузии, что равняется периоду времени между кеноранской и гудзонской орогениями.

Но какой тектонист примет за очевидное генетическую или циклическую связь между Каледонским складчатым поясом и Брито-Арктической провинцией? Я боюсь, что слишком большая вера в теорию циклов только помешает дальнейшему развитию исследований геологии докембрия. Поэтому было бы желательно уделить больше внимания системам даек и сбросов, так как изучение их поможет сделать выводы более обоснованными.

Поскольку перенесение данных, изображенных на этой карте, на тектоническую карту Северной Америки будет осуществляться д-ром Ф. Б. Кингом в соответствии с его взглядами, я не буду больше касаться корреляции с остальной территорией. Подробная переписка по этому вопросу между д-ром Кингом и мной уже давно продолжается и, вероятно, будет продолжаться.

Однако, может быть, следует отметить корреляцию различных формаций пород в пределах Гренландии и привести, хотя и в небольшом количестве, данные абсолютных возрастов, особенно по докембрию. Корреляцию комплексов лучше всего объясняет табл. 1. Здесь следует отметить, что тульская группа (см. область Тул) в целом считается моложе каролинской орогении, в противоположность взглядам, которых раньше придерживались Халлер, Френкель и другие.

На табл. 2 показаны различные абсолютные возрасты и их группировка в докембрии. Считают, что глыбовые сбросы, сопровождающиеся диафторезом, вызвали «омоложение» абсолютных возрастов, так же, как часто бывает с древним фундаментом, затронутым молодой складчатостью.

К. Х. Стоквелл

ТЕКТОНИЧЕСКАЯ КАРТА КАНАДСКОГО ШИТА

Тектоническая карта Канады составляется комитетом, в который входят представители Геологической ассоциации Канады, Общества нефтяников штата Альберта и Геологической службы Канады. К. Х. Стоквелл является председателем и координатором всех работ и, кроме того, он — главный составитель карты Канадского щита и островов Арктического бассейна. Карта в масштабе 1 : 5 000 000 опубликована Геологической службой Канады и явится вкладом в подготовку Тектонической карты Мира, которая ведется при содействии Международного геологического конгресса. Доктор Филип Б. Кинг из Геологической службы США готовит для Конгресса тектоническую карту Северной Америки и материал по Канаде по мере готовности предоставляется ему. Сейчас закончена карта Канадского щита, почти закончены карты Аппалачского района Канады и островов Арктического бассейна, но для остальных районов Канады карты еще недостаточно подготовлены для демонстрации на Конгрессе. Канадский щит охватывает территорию около 1,771 000² (=3,3 кв. км) миль, и почти для всего этого обширного района имеются обзорные геологические карты масштаба от 4 до 8 миль (7,4—14,8 км) в 1 дюйме (2,54 см). Детальная съемка проведена для значительно меньшей территории. Более 1200 геологических карт различного масштаба и столько же аэромагнитных карт масштаба 1 миля (1,85 км) в 1 дюйме (2,54 см) были использованы при составлении тектонической карты щита. И те и другие карты достаточно полно отражают тектонику, а необходимые данные были обобщены и приведены к требуемому масштабу 1 : 1 000 000. Этот масштаб был в дальнейшем уменьшен до масштаба 1 : 3 333 333 рукописной карты, которая готовится для опубликования в масштабе 1 : 5 000 000.

В настоящей работе прилагается очень сильно генерализованная тектоническая карта (вклейка) Канадского щита¹. Карта сейчас несколько устарела, но может быть полезна тем читателям, у которых не было возможности познакомиться с большой, гораздо более детальной картой, выставившейся на конгрессе в Нью-Дели на заседании Подкомиссии по Тектонической карте Мира.

За последние несколько лет большие успехи были достигнуты в понимании тектоники и геологической истории этого района в значительной степени благодаря радиометрическим исследованиям. В пределах щита было сделано около 1400 определений абсолютного возраста, из которых 900 — калий-аргоновым, а остальные — другими методами. Особенно важны определения по калий-аргону, так как они датируют складчатости, изображаемые на тектонической карте. Эти анализы были сделаны в лабораториях Геологической службы Канады и различных университетов.

¹ Перепечатана из статьи К. Х. Стоквелла (1962).

Анализы, проведенные университетами, охватывали незначительные площади, а для тектонической карты было необходимо, чтобы была охвачена вся территория. Эту работу провела Геологическая служба специально для тектонической карты. Надо было собрать образцы с огромной территории. Это было сделано с помощью самолетов, причем образцы брались в основном через 50—100 миль (92,5—185 км).

ВОЗРАСТНЫЕ ПОДРАЗДЕЛЕНИЯ И НОМЕНКЛАТУРА

Определение возрастов выявило четыре главных орогенических периода, три из которых охватывают огромные площади, а четвертый имеет меньшее распространение. Кроме того, было очень ценно обнаружить, что определения возраста складчатостей по изотопам не противоречат геологии района, так как за каждым периодом складчатости следовал период глубокой эрозии, который сменялся несогласным отложением нового материала, а этот последний местами был захвачен следующей складчатостью. Таким образом, оказалось возможным составить таблицу стратиграфо-орогенической последовательности, которая отражает смену периодов отложения осадков и горообразования на большом промежутке времени. Эти сведения важны для построения тектонической карты, и поскольку в основном это — данные новые, мы сочли желательным ввести в классификацию ряд новых наименований (таблица).

Т а б л и ц а

Корреляция докембрия Канадского щита

Эон	Эра	Подэра	Орогения
Протерозой	Гадринская		600—
	Геликийская		800*
		Неогеликийская	Гренвильская
		Палеогеликийская	1280—
	Эфебская		Эльсонская
Архей			1640—
			Гудзонская
			2390—
			Кеноранская

* Средний возраст орогения минус стандартное отклонение в млн. лет; определение по К/Аг орогенных слюд.

Было выделено четыре складчатости, начиная с древнейшей: кеноранская, гудзонская, эльсонская и гренвильская. Период времени между завершением одной и завершением следующей, в течение которого отлагался осадочный и вулканогенный материал, является основой классификации различных стратиграфических единиц. Для основного двойного подразделения докембрия сохраняются старые названия «архей» и «протерозой» по той причине, что они практически имеют то же значение, по крайней мере для Канады, какое они имели и за много лет до появления техники радиометрии. Однако корреляция на больших площадях дает возможность сделать новые подразделения протерозоя. Этим эрам даны следующие новые названия (начиная с древнейших): эфебская, геликийская и гадринская. Из них пока только геликийская подразделена на палеогеликийскую и неогеликийскую. При выборе названий учитывалось,

что весь протерозой, будучи промежуточным по возрасту между очень древним археем и очень молодым фанерозоем, может считаться средним по возрасту. В соответствии с такой точкой зрения эти три наименования, взятые из греческого языка, указывают на три разные периоды зрелости.

Орогения и время — стратиграфические подразделения — определяются скорее фактическим залеганием пород в типовых районах, чем абстрактной цифрой возраста, полученной радиометрией. Определения возрастов по изотопам чрезвычайно важны, однако для корреляции на таблице возраст в миллион лет, приведенный справа, является статистической цифрой. Это — средний возраст орогении минус стандартное отклонение¹. Используются только цифры, которые были получены калий-аргоновым методом по слюдам, разновозрастным данному орогенезу. Это не точный возраст, а цифра, которая позволяет уточнить корреляцию возрастов складчатости, проводимую в основном по фаунистическим данным.

Подразделить архей на значимые периоды времени нам не удалось. Встречаются глубокие несогласия, но они были выявлены только в отдельных местах, и проводить подразделения времени по ним нет смысла, если только они не служат целям корреляции целых районов.

Можно сказать, что принципы, лежащие в основе построения такой таблицы возрастов для докембрийских пород, отличаются от принципов, применяемых для пород, содержащих ископаемые организмы. В первом случае орогении служат главным критерием и отмечают время между более древними и более молодыми осадками. Во втором случае осадки являются критерием и отмечают время орогении. В классификации докембрия не осталось без названия ни одного перерыва.

Основные особенности карты

Принципы составления тектонической карты Канады подробно обсуждались членами комитета и другими геологами, когда была начата работа над картой и до того, как у нас появился какой-либо опыт в применении их именно к нашим проблемам. Было единогласно решено, что мы должны апробировать принцип картирования пород в соответствии с возрастом их складчатости. Таков и главный принцип тектонической карты СССР и сопредельных территорий масштаба 1 : 5 000 000, опубликованной в 1956 г., и по нашему опыту можно сказать, что он очень удачен, особенно для докембрия.

На Канадском щите периоды складчатости обычно сопровождаются региональным метаморфизмом и по существу одновременным внедрением гранитов и других пород. Такие периоды горообразования называются складчатостями и предлагаемая номенклатура для складчатостей используется в заголовках легенды (кенорская, гудзонская и т. д.). Каждая складчатость включает в себя все захваченные ею осадочные и вулканогенные породы, а также плутонические породы, интродуцированные во время этой складчатости. Затруднения возникают тогда, когда более древняя складчатость переработана более молодой. В этих случаях более древние породы в легенде помещаются под породами, захваченными только одной складчатостью и выделяются, где только возможно, т. е. основной заголовок относится к последней складчатости, охватившей данный район, а любые более древние переработанные складчатости показываются как подкомплексы.

¹ Стандартные отклонения, вычисленные по возрастам, полученным в типовых районах, следующие: кеноранская — 100 млн. лет, гудзонская — 95 млн. лет, эльсонская — около 90 млн. лет, гренильская — 65 млн. лет. Отклонение складывается из ошибки при анализе, промежутка времени, занятого складчатостью, и других геологических факторов.

Характерно, что складчатости щита охватывают очень большие площади, что совсем несвойственно горным цепям более поздних времен. Другое отличие состоит в том, что между отложением осадков и их вовлечением в складчатость проходит большой период времени (около 400 млн. лет в двух случаях), в то время как для более молодых пород характерна быстрая смена событий; геосинклинальное отложение осадков, опускание и горообразование. Еще одно отличие состоит в том, что области древней складчатости переработаны более молодой на больших пространствах, где геосинклинальные отложения этого возраста отсутствуют. В целом, представление о том, что развитие области в геосинклинальную стадию отличалось от ее развития в платформенную стадию заслуживает внимания, и можно предположить, что такое развитие обусловлено глубокими движениями коры или подкоровыми движениями, не связанными с опусканием геосинклинальных поясов.

Как бы то ни было, возвращаясь к тектонической карте, ко второй основной категории относятся породы, которые либо не нарушены, либо только слабо нарушены и отлагались на фактически стабилизированных орогенах. Некоторые из них слагают только фундамент, в то время как другие перекрывают еще более древний ороген. Как правило, они, очевидно, отлагались вскоре после стабилизации и глубокой эрозии, и в легенде помещены непосредственно над самым молодым орогеном, на котором они залегают.

Третью, основную категорию составляют посторогенные интрузии и другие более поздние образования, менее распространенные, но представляющие значительный тектонический интерес. Породы этой группы нельзя включить в общую легенду, и поэтому они показаны отдельно.

В описании легенды даются общие петрографические особенности многочисленных подразделений трех вышеуказанных основных категорий. Здесь дается также возраст отложения осадочных и вулканогенных пород и возраст интрузий. Эти возрасты отражаются хроно-стратиграфической номенклатурой (как архей, эфебий и т. д.). Такие дополнительные данные значительно обогащают карту, но петрография и стратиграфия не определяют рамок легенды. На карте также изображены синклинали, антиклинали, сбросы и многочисленные линии простираций различного типа.

Каждая складчатость выделена особым цветом, а ее подразделения — оттенками или штриховкой этого же цвета. Ненарушенные и слабо нарушенные породы показаны штриховкой цвета той складчатости, на которой они залегают. Кроме того, буквенные обозначения используются для уточнения многочисленных цветов, оттенков и штриховых обозначений, имеющих в легенде. Значки даются для того, чтобы читатель мог каждый раз сверяться с легендой. Таким образом, первая буква каждой складчатости используется для обозначения этой складчатости, например «К» для кеноранской. Там, где одна складчатость была переработана другой, используются две прописные буквы, например «НК», это означает, что кеноранская складчатость была переработана гудзонской. Строчные буквы используются главным образом для обозначения общего петрографического состава различных подразделений, например «Кг» обозначает гранитные интрузии кеноранского возраста, а «Кс» — платформенный чехол на кеноранском фундаменте. Строчная буква «ш», обозначающая неизвестное происхождение, имеет специальное значение и применяется довольно часто для обозначения пород, о возрасте которых ничего не известно, за исключением того, что они древнее складчатости, которой они переработаны, но, возможно, неоднократно подвергались диастрофизму, как например «Нш» — эфебские и (или) архейские породы, переработанные гудзонской складчатостью. Используются, или даны в легенде, также многочисленные другие обозначения, но здесь они не требуют разъяснения.

Основной принцип выделения нарушенных и ненарушенных пород проводился весьма строго, хотя во многих случаях хотелось отойти от него. Мы полагаем, что такое строгое соблюдение этого простого принципа облегчает чтение даже довольно сложной карты. Получившаяся карта в корне отличается от обычной геологической карты главным образом тем, что она не отражает стратиграфической корреляции. Например, тектонические границы могут пересекать стратиграфические подразделения либо по их падению, либо по простираению, и одинаковые стратиграфические комплексы оказываются закрашенными различными цветами. Таким же образом изверженные породы одного возраста показываются различными знаками, в зависимости от того, переработаны они или нет. Однако стратиграфические соотношения скорее слабо выделены, чем совсем не учтены, так как возраст отложений там, где он известен, указывается в описательной части легенды. Изображение на карте складчатых областей разного возраста дает четкую общую картину чередования периодов диастрофизма и покоя. Как видно из легенды, такая смена событий повторялась четыре раза за 2 000 миллионов лет.

Дополнительные пояснения к карте

Может быть, интересно рассказать несколько подробнее о многочисленных структурах, показанных на карте. Они изображены насколько можно ближе к действительности, но все-таки необходимо дать подробные разъяснения. Каждая складчатость и ее чехол имеют, в сущности, свою собственную легенду, и помещены они друг за другом, чтобы как можно лучше передать картину смены всех событий.

Под рубрикой каждой складчатости все комплексы, выделенные на карте, обычно показаны в порядке возрастов, начиная с самого древнего внизу до самого молодого наверху, но такого расположения невозможно придерживаться во всех случаях. Сначала даются синорогенные гранитные интрузии, но показаны также и переработанные доорогенные граниты. Границы между молодыми и древними гранитами обычно нельзя провести, но там, где древние известны, они показаны индексами. Несогласные граниты, даже относящиеся к данной складчатости, показаны особым знаком.

Ниже этих обозначений в легенде располагаются основные интрузии. Они не датированы точно, но известно, что в основном они древнее гранитов. Они подразделяются на два типа: габбро и анортозиты. Также изображены щелочные сиениты, данные о возрасте которых недостаточны, но которые, вероятно, интродуцировали в различные периоды времени. Все интрузии независимо от их возраста и места показаны одним знаком. Многие из них расположены по сбросам или вблизи их.

На карте изображаются метаморфические формации: слабо метаморфизованные породы, гнейсы и гранито-гнейсы. Анализ петрографического состава архейских и протерозойских пород показывает, что архейские осадки были в основном плохо отсортированы, в то время как протерозойские отсортированы лучше и содержат много известкового материала и кварцевого песка.

Осадочные и изверженные породы, помещенные непосредственно под интрузиями, обычно образовывались в ту же эру или подэру, когда происходило внедрение интрузий, и они были переработаны только одной главной складчатостью. Как указывалось раньше, их можно везде выделить среди интрузий по времени, а вследствие их, очевидно, отдаленной связи с последующей складчатостью, они не причисляются к раннеорогенным. Обычно они образуют согласную последовательность. Однако в некоторых местах они нарушены угловыми несогласиями сравнительно второстепенного тектонического значения, и породы над и под несогласием

не показаны по отдельности как потому, что эти несогласия имеют второстепенное значение, так и потому, что они не коррелированы по районам. Архей в данном случае занимает особое место. В некоторых местах видно, что он расчленен крупными несогласиями, но поскольку они не прослеживаются на большие расстояния и не поддаются корреляции по районам, осадочные и изверженные формации над и под этими несогласиями на карте не выделяются. Однако граниты, которые, как известно, залегают под такими несогласиями, показаны знаком докенорана.

Непосредственно под осадочными и изверженными породами, которые были переработаны только одной складчатостью, помещаются породы более древних орогений, переработанные более молодой складчатостью. Изображение на карте районов, переживших больше одной орогении, хотя и затруднительно, оно основано на надежных данных. Обычно непрерывный стратиграфический разрез соседней, более древней складчатости, которая не была переработана, прослеживается в подобном же, но сильнее метаморфизованном разрезе более молодой складчатости. К счастью, такие геологические данные иногда подтверждаются несколькими данными абсолютного возраста переработанных древних пород. Гренвилльская складчатость дает самый лучший пример такой переработки, несмотря на то, что для нее более древние цифры абсолютных возрастов не были получены.

Можно достаточно ясно показать, что и значительная территория кеноранской складчатости и очень большая гудзонской были переработаны гренвилльской складчатостью.

Анортозиты, относящиеся по абсолютному возрасту к эльсонской складчатости, были внедрены в гудзонскую эпоху и метаморфизованы в гренвилльскую, что позволяет допустить проявление здесь трех складчатостей.

В ряде районов влияние более поздней складчатости на породы ранее дислоцированные очень незначительно, и в обнажениях его едва удастся заметить. Однако оно может привести к удалению аргона из биотита, что дает более молодой абсолютный возраст, но недостаточно для того, чтобы воздействовать на мусковит или роговую обманку, которые показывают более древний возраст. Такие умеренно метаморфизованные районы изображаются на карте как тесно связанные с древней складчатостью, но выделяются особым знаком. Границы показаны пунктирной линией контакта и напоминают изограды.

Непосредственно под породами, захваченными двумя орогениями, в легенде помещаются породы, для которых нет точных данных, указывающих на то, что они были захвачены только одной или несколькими складчатостями. Известен только их минимальный возраст, который определяется последней охватившей их складчатостью.

К породам второй основной категории относятся ненарушенные или слабо нарушенные породы, не захваченные складчатостью. После длительного периода глубокой эрозии эти породы отложились со значительным угловым несогласием на более древних орогенах. Как уже указывалось, они могут или ограничиваться одним орогеном или налегать на более древний. Там, где их возраст известен, их можно отнести к эре, следующей после той, которая закончилась при завершении более молодой из нижележащих складчатостей. Поэтому в легенде они даны непосредственно над этой складчатостью.

Ненарушенные и слабо дислоцированные породы делятся на два класса, которые названы здесь краевой моноклиной и платформенным чехлом. И тот и другой типы показаны цветом и знаками самой молодой из складчатостей, на которых они залегают. Слои, слагающие краевую моноклину, полого падают от зоны контакта с фундаментом и в отдалении от него становятся складчатыми. Вся система в целом обычно образует асим-

метричный геосинклинальный прогиб, а складчатость и метаморфизм в нем часто возрастают в его внешних частях, продолжаясь на большие расстояния, так что граница прогиба оказывается очень неясной. Иногда самая молодая деформация захватывает весь прогиб, и тогда краевые моноклинали не везде сохраняются, а остаются только в виде узких полос.

Так называемый платформенный чехол залегает на основной массе фундамента, не доходя до его границ или захватывая их. Породы чехла обычно образуют покровообразные отложения, пологие или слегка смятые, и встречаются как разбросанные останцы с неправильными очертаниями самой различной величины. Иногда они заполняют прогибы и тогда имеют более правильную форму. Платформенный чехол сложен как осадочными, так и изверженными породами обычно континентального происхождения.

Третья основная категория — посторогенные явления — не включена в общую легенду и показана отдельно. Это различного состава платформенные интрузии, в том числе небольшие тела щелочных сиенитов и габброидных и гранитных пород. Другие посторогенные интрузии слишком малы, чтобы их показать в масштабе карты, и поэтому они показаны знаками. К ним относятся содержащие карбонатит щелочные интрузии, а различные компоненты располагаются концентрическими кольцами.

Известные в настоящее время интрузии располагаются в самой крупной системе кеноранской складчатости, где несколько таких интрузий совпадает с направлением крупной аномалии силы тяжести, а другие разбросаны по остальной территории. К посторогенным структурам относится также своеобразное кольцо сильно смятых в складки пород в пределах платформенного чехла. Оно носит название криптовулканической структуры и, возможно, имеет докембрийский возраст. Другие круговые структуры пререзают кеноранскую и гренвилльскую складчатости, содержат изверженные породы и эксплозионные брекчии и имеют постордовикский возраст. Дайки габбро и диабазов также относятся к числу посторогенных интрузий. Они очень многочисленны и на карте показаны только выборочно, главным образом чтобы выделить систему трещин. Дайки пересекаются, образуя системы от самого древнего до самого молодого протерозойского возраста. Некоторые размещаются по сбросам, но большинство из них заполняют трещины растяжения. Все трещины растяжения не несут следов ослабления напряжений непосредственно после стабилизации орогена, так как дайки были выполнены в различные периоды времени в последующую эру. Системы даек, пронизывающие более древние складчатости, располагаются только в них, а те, которые пронизывают более молодые складчатости, могут выходить за их пределы, проникая в более древние. Дайки различных возрастов на тектонической карте не показаны, но все они выделены одинаковой цветной линией.

Кроме того, следует сказать об изображении структур разного типа. Они показываются знаками, характеризующими строение или форму вызываемых ими магнитных аномалий. Показаны только положительные аномалии и только там, где позволяет место, причем их направление проводится по максимумам аномалий. Магнитные аномалии, которые почти несомненно вызваны посторогенными основными дайками, показаны знаком даек. Другие, за небольшими исключениями, совпадают с направлением гнейсовых структур и напластований, и линии простираций обоих типов имеют одинаковое структурное значение. На площадях развития платформенного чехла магнитные аномалии, обусловленные структурами фундамента, не показаны, так как это затушевало бы структуры чехла. Изображенные простираения приблизительны. Они определены в результате весьма кропотливой работы над картами, составленными по данным аэрофотосъемки, конечно, с обобщениями, необходимыми при данном масштабе тектонической карты. Знаки антикли-

налей и синклиналей показывают направления падений осевых плоскостей там, где они известны. Синформы и антиформы, столь характерные для гнейсов, не показаны.

Направления простираций и оси складок, вместе взятые, дают в целом ясную картину стиля складчатости. Можно сделать некоторые обобщения. Немногочисленные складки в чехле платформы широкие и простые, а складки в орогенах — многочисленны, небольшой величины и обычно сложные, причем особенно это характерно для сложной складчатости гнейсовых областей, которые были захвачены более чем одной складчатостью. В слабометаморфизованных прогибах простираения совпадают с поверхностью фундамента, а осевые плоскости наклонены к моноклиналичному крылу так же, как и надвиги. В таких местах особенно хорошо видно резкое угловое несогласие с подстилающим фундаментом. Там, где направление одной складчатости пересекается с направлением другой, молодые складчатости, как правило, более или менее параллельны контакту и пересекают древние под некоторым углом. Местами, однако, древние структуры продолжают на небольшое расстояние, пересекая фронт метаморфизма, и входят в молодые структуры, но, проникая вглубь, искажаются все больше и больше.

В основном теле орогенов структуры исключительно сложны. Некоторые зоны обнаруживают преимущественно линейные простираения, но структуры имеют неравномерное сложное расположение и иногда прерываются гнейсовыми куполами и мульдами. Для таких областей характерно либо слабо выраженное региональное простираение, либо их простираение вообще невозможно определить. Структурные взаимоотношения гранитных тел различны в разных местах. Во многих районах простираения гнейсов распространяются и на граниты, особенно в областях интенсивной гранитизации. В других областях складчатые структуры облекают гранитные батолиты, находясь с ними в согласном контакте. Немногочисленные несогласные гранитные тела, конечно, рассекают окружающие структуры.

На карте показаны также многочисленные сбросы; особым знаком выделены надвиги. Все они имеют докембрийский возраст, хотя некоторые и моложе. Последние можно видеть только там, где они нарушают фанерозойские породы: или по границам щита или у контактов с останцами внутри них. Такие сбросы во многих местах смещают южную границу щита, а местами и северную; с более устойчивой западной стороны их мало, или они совсем отсутствуют.

Границы бассейнов выделены особым контуром. Показано также несколько аномалий силы тяжести, но только регионального линейного простираения. Они обнаруживают различные взаимоотношения со структурами поверхности, которые либо приблизительно параллельны контактам между орогенами, либо находятся внутри них, где они или параллельны простираениям на поверхности, или пересекают их.

Щит в целом стал наконец устойчивым. Он окружен фанерозойскими породами, за исключением северо-востока, где примыкает к Гренландскому щиту. В местах погружения фундамента развит платформенный чехол (например, бассейн Гудзонова Залива). Платформенный чехол почти повсеместно залегает полого, но к периферии становится смятым в складки, как, например, в районе Аппалачей и еще дальше — в районе Кордильер и в Иннуитском районе Арктики. Докембрий снова выходит на поверхность в каждой из этих складчатых областей, иногда затронутый более молодыми орогенными, иногда — нет, но эти вопросы здесь не затрагиваются.

ЛЕГЕНДА ТЕКТОНИЧЕСКОЙ КАРТЫ КАНАДСКОГО ЩИТА

Ненарушенные и слабонарушенные породы чехла на кеноранском основании

Kh. Краевая моноклираль эфебских граувакк, кварцитовый доломит, железистая формация, средние и основные вулканиты; основные силлы. **Kc.** Платформенный чехол, сложенный архейскими породами; **Kc'** — возможно, более молодой.

Кеноранская складчатость (поздний архей)

Kg, Kgd, KgH, KKg. Гранитные интрузии, нерасчлененные гнейсы: **Kg** — интродуцированные в основном в кеноранскую эпоху; **Kgd** — несогласные; **KgH** — умеренно метаморфизованные гудзонской складчатостью и, возможно, включающие позднеэфебские гранитные интрузии; **KKg** — интродуцированные в докеноранское время и переработанные кеноранской складчатостью. **Kb, Ka.** Основные интрузии: **Kb** — в основном габбро; **Ka** — в основном анортозиты. **Ky.** Нефелиновый сиенит. **Kп, KпH.** Архейские парагнейсы, парасланцы, вулканические гнейсы, граувакки. Обычно перемешанные с гранитным материалом мигматиты. **Kп'** — в различной степени затронутые более поздними складчатостями (в Лабрадоре); **KпH** — умеренно метаморфизованные в гудзонское время. **Ks, KsH.** **Ks** — архейские осадочные и вулканические породы, преимущественно от кислых до основных, вулканиты, граувакки, конгломераты, железистая формация, основные силлы; есть некоррелированные несогласия; **KsH** — умеренно метаморфизованные в гудзонское время.

Ненарушенные и слабонарушенные породы чехла на гудзонском и кеноранском основаниях

Hc. Платформенный чехол, сложенный геликийскими конгломератами, песчаниками, кварцитами, доломитами, известняками, базальтами, средними вулканитами; основные силлы; **Hc'** — палеогеликийские конгломераты, кварциты; силлы габбро; **Hc''** — геликийские и гадриинские конгломераты, песчаники, кварциты, аргиллиты, доломиты, известняки, базальты (есть строматолиты); силлы габбро; **Hc'''** — геликийские или гадриинские песчаники, глинистые сланцы, средние и основные вулканиты.

Гудзонская складчатость (позднеэфебская)

Hg, Hgd, HKg, HKg. **Hg** — гранитные интрузии, инъецировавшие главным образом в гудзонское время, включая некоторые сильно гранитизированные породы. **Hgd** — несогласные; **HKg** — излившиеся в кеноранское и переработанные в гудзонское время; **HKg** — внедрившиеся в докеноранское и переработанные в гудзонское время. **Hb, Ha.** Основные интрузии, некоторые, возможно, архейского возраста: **Hb** — преимущественно габбро; **Ha** — преимущественно анортозиты. **Hп, Hng.** **Hп** — эфебские парагнейсы, парасланцы, вулканические гнейсы, кварциты, графитовые сланцы, кристаллические известняки, конгломераты; **Hng** — перемешанные с гранитным материалом, мигматиты. **Hs.** Эфебские конгломераты, песчаники, кварциты, граувакки, аргиллиты, известняки, доломиты, железистая формация, основные и средние вулканиты (обычные строматолиты); основные и ультраосновные силлы. **HKs, HKп.** Архейские породы, нарушенные кеноранской и переработанные гудзонской складчатостью; **HKs** — преимущественно слабометаморфизованные кислые и основные вулканиты, граувакки, конгломераты, железистая формация, основные силлы, есть некоррелированные несогласия; **HKп** — гнейсовые эквиваленты, обычно перемешанные с гранитным материалом. **Hsu, Hпу.** **Hsu** — эфебские и (или) архейские осадочные и вулканические породы, слабо метаморфизованные; **Hпу** — гнейсовые эквиваленты. **Hу, Hуу.** **Hу** — эфебские и (или) архейские осадочные и вулканические гнейсы, обычно перемешанные с гранитным материалом, мигматиты, гранулиты, гранито-гнейсы; **Hуу** — с нерасчлененными гранитными интрузиями в районе, большая часть которого не картирована.

Ненарушенные и слабонарушенные породы чехла на эльсонском основании

Eh. Краевая моноклираль, сложенная неогеликийскими осадочными породами. **Es.** Платформенный чехол, сложенный неогеликийскими или более молодыми конгломератами, аркозовыми песчаниками, алевроитами.

Эльсонская складчатость (позднепалеогеликийская)

Eg, Eb, Ea. Гранитные и сиенитовые интрузии эльсонского возраста. Основные интрузии эльсонского возраста; **Eb** — в основном габбро; **Ea** — в основном анортозиты, троктолиты. **Eu.** Палеогеликийские или более древние отложения; осадочные и вулканические гнейсы, мигматиты, гранито-гнейсы.

**Ненарушенные и слабонарушенные породы чехла
на гренвилевском основании**

Gc. Платформенный чехол, сложенный песчаниками и конгломератами; возможно, гадриинского возраста.

Гренвилевская складчатость (позднегеликийская)

Gg, Ggd. Гранитные и сиенитовые интрузии гренвилевского возраста; возможно, включают более древние гранитовые и сиенитовые породы; **Ggd** — несогласные. **Gy.** Нефелиновые сиениты, щелочные сиениты. **Gs, Gn.** **Gs** — неогеликийские породы, нарушенные гренвилевской складчатостью, преимущественно аргиллиты, песчаники, кварциты, конгломераты, доломиты, базальты; основные силлы; присутствуют строматолиты. **Gn** — метаморфические эквиваленты; **Gn'** — вероятно, неогеликийские отложения, кварциты, филлиты, парагнейсовые кристаллические известняки; основные силлы. **GEb, GEa.** Основные интрузии эльсонского возраста, метаморфизованные в гренвилевское время; **GEb** — в основном габбро; **GEa** — в основном анортозиты, троктолиты. **GNs, GNn.** Вероятно, эфебские отложения, нарушенные гудзонской складчатостью и переработанные гренвилевской. **GNs** — кварциты, конгломераты, известняки, парасланцы, метавулканиды; **GNn** — гнейсовые эквиваленты; нерасчлененные мигматиты и гранитные интрузии; встречаются антиклинали архейских пород. **GKg.** Гранитные интрузии, вероятно, кеноранского возраста, переработанные гренвилевской складчатостью. **GKn.** Вероятно, архейские осадочные и вулканические гнейсы, захваченные кеноранской складчатостью и переработанные гренвилевской; нерасчлененные мигматиты и гранитные интрузии. **Gu, Guu.** Нерасчлененные геликийские и более древние породы; **Gu** — осадочные и вулканические гнейсы, гранитогнейсы, гранитные интрузии; **Guu** — в районах, большая часть которых не картирована.

Постороженные структуры в докембрийских кратонах

pPsv, pPzu. **pPsv** — постордовикские вулканиды и экспозиционные брекчии, ордовикские известняки, смятые в небольшие складки; **pPzu** — щелочные интрузии; в областях кеноранской и гренвилевской складчатости.

pHf. Доломиты, нарушенные геликийской складчатостью или позднее; в гудзонском платформенном чехле. Дайки габбро, диабазов (обобщены) различных протерозойских возрастов. **pGg.** Гадриинские гранитовые и сиенитовые породы в областях гренвилевской складчатости. **pHb.** Среднегеликийские основные и ультраосновные интрузии в областях гудзонской складчатости. **pKu.** Щелочные сиениты; **pKu** — позднеэфебские; **pKu'** — среднегеликийские (в областях кеноранской складчатости). **X.** Щелочные интрузии, местами — карбонатиты.

Ф. Б. Кинг

ТЕКТОНИЧЕСКАЯ КАРТА СЕВЕРНОЙ АМЕРИКИ

Тектоническая карта Северной Америки в масштабе 1 : 5 000 000 составляется Геологической службой США совместно с Геологической службой Канады, Геологической службой Гренландии, Геологическим институтом Мексики, Датскими Восточно-Гренландскими экспедициями и с помощью отдельных лиц. Авторы используют тектонические карты некоторых стран: и те карты, которые были опубликованы, и те, которые находятся в печати. Южная часть карты составлена, она демонстрировалась на XXII сессии Конгресса в Нью-Дели. Северная часть карты закончена в 1966 г.

В тектоническом отношении Северная Америка расчленяется на складчатые пояса различного возраста и платформенные области, где горизонтальные или пологопадающие породы залегают на фундаментах, сложенных более древними складчатостями. Две самые обширные платформы имеют докембрийский фундамент в центральном районе кратонов и палеозойский в районе Атлантики и прибрежной равнины Мексиканского залива. Форма поверхности фундамента платформ показана стратоизогипсами с 500-метровым интервалом.

К складчатым поясам относятся четыре пояса докембрийского возраста, главные выходы которых расположены в пределах Канадского щита, но которые также выходят на поверхность на различных участках по периферии. Более молодые складчатые пояса находятся ближе к краям континента. К ним относятся четыре пояса преимущественно палеозойского возраста, два — в основном мезозойского, и два — кайнозойского. Каждый пояс формировался в течение геотектонического цикла, состоящего из многих геологических периодов, начиная с геосинклинальной фазы, которую сменил период орогенеза, и кончая постороженной фазой.

На тектонической карте Северной Америки эти складчатые пояса выделены различными цветами в соответствии с их возрастом; если пояс подвергался деформации в несколько приемов, это показано оттенками основного цвета. Различные типы пород, слагающие складчатые пояса, показаны рисунком этих цветов.

В выделяемых складчатых поясах главные комплексы пород, показанные на карте, это те, которые образовались в эвгеосинклинальной и миеосинклинальной областях. В некоторых складчатых поясах сохранились отложения, накопившиеся в унаследованных бассейнах в течение или вскоре после завершения главной складчатости. В складчатых поясах западной части Северной Америки показаны также различные подразделения кайнозойских осадочных пород и наземных вулкаников.

Из интрузивных пород складчатых поясов наиболее часто встречаются гранитные породы. Они образуют различной величины массивы главным образом в эвгеосинклинальных районах. Более мафические и щелочные

разновидности показаны отдельно. Ультрамафические породы имеют местами большое значение, особенно у побережья Тихого океана и в районе Карибского моря; большинство из них занимает свое настоящее положение скорее благодаря тектонической, чем магматической деятельности.

ПОЛОЖЕНИЕ О ПРОЕКТЕ ТЕКТОНИЧЕСКОЙ КАРТЫ

На XXI сессии Международного геологического конгресса в Копенгагене в 1960 г. Геологическая служба США согласилась взять на себя руководство в подготовке тектонической карты Северной Америки. Был учрежден Комитет тектонической карты под председательством Джорджа В. Кохи, а Филип Б. Кинг возглавил составление карты и редактирование.

Авторам тектонической карты Северной Америки помогали и с ними сотрудничали геологи из других организаций, занимающихся исследованиями тектоники Северной Америки. Это — Клиффорд Х. Стоквелл (Геологическая служба Канады), Азгер Бертельсен (Геологическая служба Гренландии), Золтан де Черна (Геологический институт Мексики), Габриэль Денго (Организация экономической связи Центральной Америки), Генри У. Менард и Роберт Л. Фишер (Океанографический институт Скриппса) и Брус К. Хейзен (Геологическая обсерватория Ламонта). Большую помощь авторам оказали сотрудники Геологической службы США, особенно те, кто работает на Аляске. Кроме того, нам любезно помогли геологи, работающие в нефтяных компаниях, университетах и в разных частных организациях.

Составление тектонической карты Северной Америки облегчалось тем, что в нашем распоряжении были опубликованные тектонические карты разных стран, охватываемых картой. Сюда относятся карты (без Аляски) Соединенных Штатов (Longwell a. oth., 1944; Cohee a. oth., 1961), Канады (Derry a. oth., 1950), Мексики (de Cserna, Zoltan, 1961) и Северной Венесуэлы (Smith, 1962). Кроме этих карт недавно были опубликованы тектонические карты важных районов стран Северной Америки и карта восточной части Гренландского складчатого пояса (Haller, John, 1961), Канадского Арктического Архипелага (Thorsteinsson and Tozer, 1960, 1961) и Канадского района Аппалачей (Neale a. oth., 1961).

Кроме того, составляются или находятся в печати тектонические карты других районов Северной Америки и рукописи этих карт также были использованы; сюда относятся тектоническая карта Гренландии, составленная Геологической службой Гренландии; карта Канады, — геологической службой Канады; Аляски, — Геологической службой США, и геологическая и тектоническая карта пород фундамента Соединенных Штатов и соседних районов Канады и Мексики, составленная комитетом Американской ассоциации геологов-нефтяников. Помимо этого, для территории Центральной Америки и Вест-Индии нет никаких региональных тектонических карт, и для этих районов надо было заново составить карту, основываясь на источниках информации, к которым относятся обзорные геологические карты некоторых стран, статьи и записки по отдельным вопросам, доклады и карты нефтяных компаний и обсуждения с отдельными геологами.

Тектоническая карта Северной Америки составлялась с июня 1961 г. и полностью закончена в 1966 г. Первой была составлена южная половина карты, охватывающая смежные территории Соединенных Штатов, Мексики, Центральной Америки, Вест-Индии, часть Южной Америки и примыкающих океанических площадей. Рукописный цветной лист этой части карты с легендой демонстрировался на XXII сессии Конгрессов в Нью-Дели. Данные по северной половине карты (Аляска, Канада, Гренландия, Исландия) были полностью подобраны, синтезированы и нанесены на карту

в 1966 г., но в Нью-Дели не демонстрировались, так как они требовали дальнейшего пересмотра и координации. Тектоническая карта Канады, составленная Геологической службой этой страны, была представлена в Нью-Дели, а эта карта охватывает значительную территорию северной части карты Северной Америки.

ОЦЕНКА СУЩЕСТВУЮЩИХ ТЕКТОНИЧЕСКИХ КАРТ

При составлении тектонической карты Северной Америки мы использовали как опыт составления тектонических карт, так и наиболее удобные способы изображения, которые уже использовались на тектонических картах Северной Америки и других континентов.

Изображение тектонических структур второго порядка — складок, сбросов, стратоизогипс — достаточно стандартизировано на всех тектонических картах, и эти структуры не представляют сложности. Другой вопрос, изображение структур первого порядка (крупные структуры, обычно показываемые цветным рисунком), и здесь есть столько различных способов, что мы имеем очень большой выбор средств. Структуры, выделяемые на обычных геологических картах цветными рисунками, как правило, везде одинаковы, так как выделение их основано на давно установившихся стратиграфических принципах. Структуры, выделяемые цветными рисунками на тектонических картах, меняются в зависимости от особенностей тектоники различных районов, имеющих данные по районам и от толкования и характера авторов. Такое разнообразие полезно, хотя и усложняет дело. Тектоническая наука будет очень медленно развиваться, если ее подчинить какому-то единому набору догм; а тектоническое картирование тоже не будет развиваться, если оно находится в рамках единой стандартной легенды.

Тектоническая карта Соединенных Штатов издания 1944 г. была одной из первых тектонических карт, и ее спецификации являются результатом многочисленных конференций и обсуждений составителями с 1934 по 1941 г.; в издании 1961 г. эти спецификации в значительной мере сохранились. Как подробно разъяснил Лонгвелл (Longwell, 1944, стр. 1769—1772), авторы карты решили, что она должна объективно с минимальной расшифровкой отразить известные структуры на территории, которую она охватывает. Тектонические особенности были показаны там, где это оказалось возможным, с помощью условных обозначений структур, таких, как контуры, оси складок и линии сбросов. Закрашивались цветами только те районы, где важные тектонические структуры нельзя было показать условными знаками. Это районы интрузивных, метаморфических и изверженных пород. Остальные области оставались незакрашенными. Не было сделано никакой попытки отразить возраст пород; в конце концов, приблизительные соотношения возрастов на территории Соединенных Штатов уже давно известны: палеозойская деформация района Аппалачей на востоке и мезозойская и кайнозойская деформация района Кордильер на западе. Поэтому попытка дальнейшей детализации, казалось, потребовала бы расшифровки многих наложенных деформаций или экстраполяции за пределами имеющихся данных. Авторы карты полагали, что, поскольку существует такое объективное изображение, читатель сможет интерпретировать структуры в соответствии со своей точкой зрения.

Спецификации, принятые на этой карте, особенно хорошо подходят для районов, по которым есть очень много тектонических данных. Например, нет необходимости писать название или рисовать область как «краевой прогиб», если ее характер виден по ее стратоизогипсам.

Опубликованные в дальнейшем тектонические карты других территорий отображают структуры второго порядка условными обозначениями,

очень похожими на обозначения, принятые на тектонической карте Соединенных Штатов, но изображение на них структур первого порядка цветными рисунками сильно отличается от этой карты в зависимости от степени расшифровки и точки зрения авторов.

Несколько примеров таких карт, на которых выделены структуры первого порядка, приведены ниже в последовательности возрастающей сложности:

1) Тектоническая карта Австралии (Геологическое об-во Австралии, 1960) отображает только крупные стратиграфические комплексы — несколько подразделений докембрия; нижний, средний и верхний палеозой; тектонический характер ни мезозоя, ни кайнозоя не указаны. Тем не менее, каждый из этих стратиграфических комплексов представляет отдельный структурный этаж в тектоническом комплексе, хотя значение этих этажей различное для разных районов Австралии.

2) Тектоническая карта Канады (Derry a oth., 1950) также изображает комплексы в соответствии с их стратиграфическим положением, но указывается степень деформации, как например, нарушенный и ненарушенный протерозой, нарушенный и ненарушенный палеозой.

3) Тектоническая карта канадского района Аппалачей (1961 г.); районы выделяются только по возрасту складчатости: таконской, акадской, позднепалеозойской и по различным их комбинациям, как например области таконской складчатости, переработанные акадской; но даются также и более сложные объяснения — области докембрийской складчатости, повторно смятые в складки таконскими или акадскими движениями, нарушенные взбросами и сбросами в позднепалеозойское время.

4) Тектоническая карта Мексики (de Czerna, Zoltan, 1961). Территория страны разделена на крупные структурные пояса, каждый из которых, как полагают, прошел цикл тектонического развития, длившийся много геологических периодов. В результате этого развития возникло много геологических формаций, которые выделяются на карте, например: эвгеосинклинальные и миогеосинклинальные отложения, выступы синорогенного флиша, посторогенная моласса, анатекситовые интрузивы, субсеквентные вулканы. Возраст деформации указан только для крупных геотектонических циклов.

5) Тектоническая карта СССР (1956) объединяет многие черты более сложных из упомянутых выше карт. Здесь нет необходимости подробно говорить об этой хорошо известной карте, но некоторые из ее принципов заслуживают упоминания:

а) ступенчатая раскраска платформенных областей, которая должна показать рельеф их фундаментов различного возраста;

б) выделение в складчатых поясах отдельных структурных комплексов или этажей, которые выделяются, в первую очередь, по несогласиям, а также и по петрографическому составу, характерному для того или иного этапа развития складчатого пояса;

в) используются специальные рисунки для выделения областей, прилегающих к складчатым поясам и имеющих свое тектоническое происхождение, таких, как региональные депрессии, краевые прогибы, межгорные впадины и срединные массивы.

ПРИНЦИПЫ ЛЕГЕНДЫ ТЕКТОНИЧЕСКОЙ КАРТЫ СЕВЕРНОЙ АМЕРИКИ

Принципы составления тектонической карты Северной Америки отчасти напоминают принципы ранее опубликованной карты Соединенных Штатов, например выделение сбросов, складок и других структур второго порядка. Основное новшество для последних — это использование особого

знака для сбросов в океанических пространствах; наличие таких сбросов подтверждается подводным рельефом и различными геофизическими данными, но эти данные очень сильно отличаются от данных, свидетельствующих о размещении сбросов на суше.

На карте Северной Америки дается новое толкование платформенных областей или тех частей континента, где слабонаклонные пласты залегают на более дислоцированном фундаменте. Такое изображение очень похоже на принятое для карты СССР. Вместо того, чтобы оставлять пространство незакрашенным, как это делалось на карте США, эти области закрашиваются цветом соответствующего фундамента¹, и форма поверхности фундамента показывается стратоизогипсами с 500-метровым интервалом.

Самое большое отличие Тектонической карты Северной Америки от Тектонической карты США состоит в том, что для изображения структур первого порядка в складчатых поясах используется цветная штриховка. Несмотря на то, что область, охватываемая картой США, характерна для всей территории Северной Америки, на ней, однако, нет всех возрастов складчатостей, которые встречаются на этом континенте и которые поэтому должны быть предусмотрены на новой карте. Более того, для многих частей Северной Америки тектонические данные менее полны, чем для территории США, так что большее количество структур следует показать цветной штриховкой. Какие же это структуры?

Теоретические соображения

Совершенно ясно, что выделять различными цветами надо не стратиграфические, а тектонические комплексы. Несмотря на то, что все стратиграфические комплексы имеют некоторое тектоническое значение, это значение действительно только в пределах одной геологической провинции или даже в части ее. Например, меловые отложения имеют совсем разное тектоническое значение в Гренландии, в Прибрежной равнине Мексиканского залива и в различных местах Кордильер.

Возраст деформации, как он ни важен в тектоническом отношении, не должен быть единственным критерием выделения комплексов на карте. Разнообразные деформации могут происходить почти одновременно в зависимости от окружающих условий. Основываясь только на возрасте деформации, мы можем объединить несовместимые понятия, как, например, пологие складки областей кратона и пластично смятые парагнейсы в глубине складчатого пояса, или отнести к одной группе совершенно различные структуры, возникшие в бывших миогеосинклинальных и эвгеосинклинальных областях.

Более того, несмотря на то, что на небольших участках можно определить характерный для них возраст деформации, региональный возраст редко ясно виден. Такой региональный возраст легче всего определяется для докембрия, где и во времени, и в пространстве можно выделить несколько крупных тектонических комплексов, но это только благодаря большому периоду времени, падающему на докембрий, и неполноте стратиграфического разреза этих древних пород. Радиометрические данные говорят о том, что в течение докембрия имело место несколько всплесков деформаций, каждая из которых продолжалась в течение времени, равного времени нескольких более поздних геологических периодов, что их разделяют анорогенные периоды, каждый из которых также равняется сумме времен позднейших геологических эр (Gastil, Gordon, 1960, стр. 5;

¹ На рукописной карте, демонстрировавшейся в Нью-Дели, для каждой платформенной области использовался только один оттенок цвета. На печатной карте рельеф фундамента будет показан ступенчатой раскраской.

Stockwell, 1962, стр. 124—126, фиг. 3). Мы знаем, что вспышки деформаций такой же длительности обусловили образование более молодых складчатых поясов и что они явились результатом многих деформаций, которые продолжались в течение больших периодов времени (геологические эры).

В складчатых поясах, образовавшихся после докембрия, можно обнаружить много специфических местных явлений деформации, которые гораздо ближе расположены одна от другой во времени, чем деформации, известные в докембрии. Если события этого рода происходили в течение докембрия, они оказываются слившимися в более крупные периоды деформаций. Выделение таких местных, близко расположенных друг от друга во времени, событий вряд ли имеет значение, по крайней мере для карты континентального масштаба. Экстраполирование таких событий в районах, где мало полевых данных и которые окружают хорошо исследованные области, повлечет за собой большие предположения. Например, в северо-восточной части штата Юта стратиграфические данные на участках, расположенных в нескольких сотнях километров друг от друга, говорят о деформациях, возраст которых колеблется от раннего до позднего мела. Трудно определить, насколько каждая деформация захватывает окружающие породы. Кроме того, в различных местах региональное значение отдельных деформаций меньше, чем тот факт, что деформация охватывала весь район в течение мелового времени.

Комплексы, выделяемые цветной штриховкой на тектонической карте Северной Америки, должны, таким образом, иметь несколько важных структурных особенностей. В пределах областей деформации к крупным комплексам следует отнести складчатые пояса, которые образовались в результате длительной деформации в течение больших периодов геологического времени и каждый из которых имеет свою историю и период времени; такие складчатые пояса следует выделять различными цветами. Подразделения каждого складчатого пояса должны проводиться по типу пород, которые в большей или меньшей степени являются продуктами этой эволюции, как, например, эвгеосинклинальные, миогеосинклинальные и другие осадочные породы, а также различные метаморфические, интрузивные и вулканические породы. Эти типы пород следует выделять значками преобладающего цвета. Наконец, деформации специфических возрастов следует выделять только там, где доказано их региональное значение, а там, где они отражают важные моменты в эволюции складчатого пояса в целом, их можно показывать различными оттенками преобладающих цветов. Эти представления близки представлениям де Черна, на которых он основывался при составлении тектонической карты Мексики, и сейчас, разрабатывая наши принципы для карты Северной Америки, мы выражаем ему свою благодарность.

Практические соображения

Все эти теоретические соображения хороши, но во многих случаях, чтобы составить понятную тектоническую карту Северной Америки в масштабе 1 : 5 000 000, потребуется их практическое видоизменение.

Многие аспекты, имеющие в тектонике теоретическое значение, или трудно, или невозможно изобразить на карте. В крайнем случае, можно выразить словами или, может быть, с помощью диаграмм, наложение явлений плутонизма, метаморфизма и деформаций в сложной области, где породы, весьма возможно, неоднократно охватывались складчатостью. Такую сложную историю было бы невозможно ясно показать на карте. Менее сложным случаем из приведенных ниже является изображение в масштабе крупнее 1 : 5 000 000, например в масштабе 1 : 2 500 000 или 1 : 1 000 000 или еще крупнее.

Палеозойские или мезозойские отложения северной и центральной Невады можно разделить на девять комплексов пород (приблизительно соответствующих структурным этажам русских геологов), каждый из которых отражает время накопления миогеосинклинальных или эвгеосинклинальных осадков, завершившееся крупной складчатостью, и каждый из которых был переработан последующей палеозойской, мезозойской или кайнозойской складчатостью. В качестве эксперимента мы составили карту этого района в масштабе 1 : 500 000, на которой были показаны выходы этих этажей, но даже для такого крупного масштаба пространство, занятое ими на поверхности, слишком мало, и все они перепутываются с выходами более древних или более молодых пород. Когда изображение уменьшается в 10 раз (до масштаба карты Северной Америки) эти девять этажей теряют свое значение; все, что можно показать на карте, это — крупные объединенные комплексы.

В миогеосинклинальных районах теоретически было бы желательно показать контрастные части осадочного разреза, которые в идеальном случае сложены внизу карбонатными отложениями, за которыми следуют различные обломочные отложения, которые до сих пор некоторые геологи называют «флишем» и «молассой». Такое выделение успешно проведено на тектонической карте Мексики масштаба 1 : 2 500 000, но для той же территории в масштабе 1 : 5 000 000 было бы менее удачно. В других миогеосинклинальных поясах, где встречается подобная же литологическая последовательность, как, например, в Аппалачах на юго-востоке Соединенных Штатов или в Скалистых Горах юго-западной Канады, обнажения этих трех литологических подразделений так тесно сжаты в результате складчатости и сбросов, что изобразить их можно только на карте крупного масштаба. При мелком масштабе из-за рисунка обнажений комплексов были бы затемнены столь же тесно расположенные знаки структур. Мы полагаем, что знаки структур являются наиболее важными для тектоники, и поэтому надо поступиться изображением обнажений.

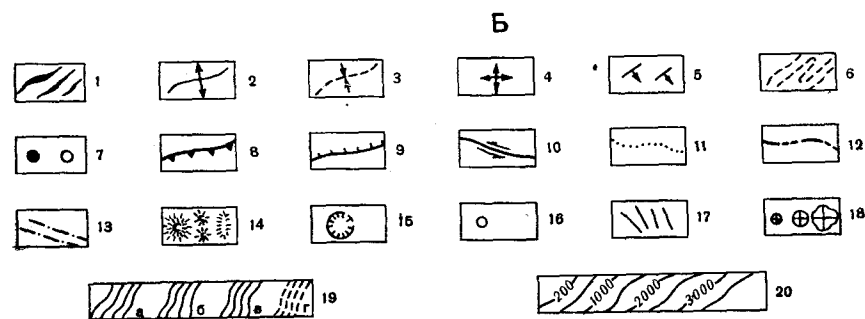
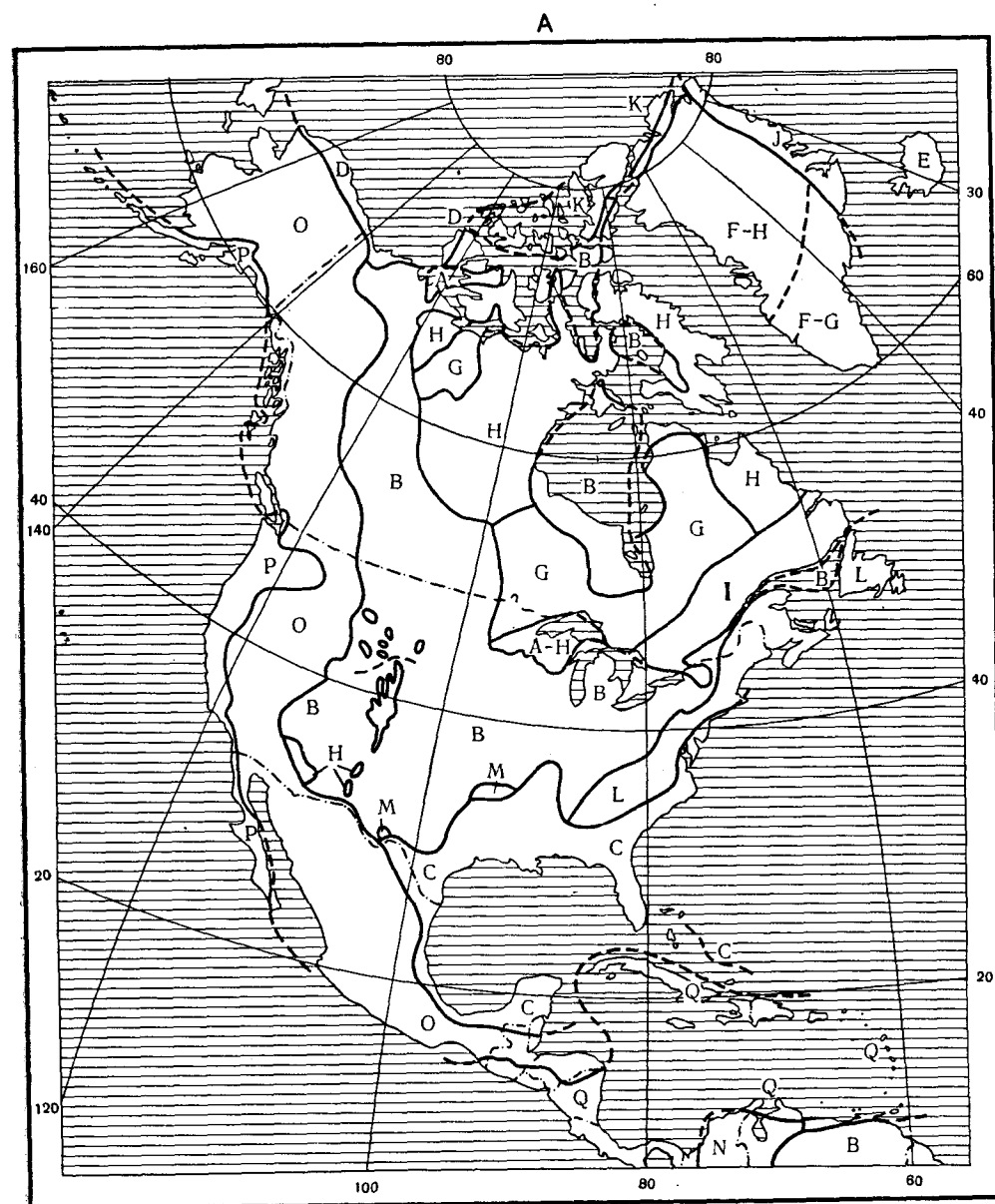
Более того, несмотря на то, что это идеальное тройное литологическое подразделение хорошо выражено во многих миогеосинклинальных отложениях, в других оно запутано или стерто. Восточная часть Великого Бассейна в штатах Невада и Юта сложена мощными, характерно миогеосинклинальными карбонатными отложениями палеозойского возраста, за которыми следуют тонкозернистые обломочные отложения раннемезозойского возраста. Тем не менее сами палеозойские карбонатные отложения вклиниваются в обломочные отложения, которые были принесены со складчатых поясов, расположенных западнее и образовавшихся в палеозойское время. Клинья обломочных отложений в пределах палеозоя интересны с тектонической точки зрения, и несмотря на это, если мы попытаемся изобразить их на тектонической карте мелкого масштаба, они скорее запутают, чем разъяснят общую картину.

Структуры первого порядка, выделяемые на карте

Таким образом, на тектонической карте Северной Америки различными цветами показываются следующие структуры первого порядка (схема на стр. 42).

Платформенные области

- A. Слабонарушенные палеозойские отложения на более деформированных раннепалеозойских породах (Канадский щит и другие районы);
- B. Платформенные отложения на докембрийском фундаменте (область кратона центральной части США, западной Канады и Арктических островов);



- С. Платформенные отложения на палеозойском фундаменте (Атлантическая равнина и Прибрежная равнина Мексиканского залива);
 D. Платформенные отложения на мезозойском фундаменте (Арктическая прибрежная равнина Аляски и Арктических островов);
 E. Вулканические породы и связанные с ними осадочные породы Северо-Атлантической провинции на докембрийском и палеозойском основаниях (Гренландия и часть острова Баффины);
 F. Ледниковые покровы четвертичного возраста на докембрийском, палеозойском, мезозойском и кайнозойском основаниях (Гренландия и частично Арктический архипелаг).

Складчатые пояса докембрийского возраста

- G. Кеноранский складчатый пояс (Канадский щит и другие районы);
 H. Гудзонский складчатый пояс (Канадский щит и другие районы; сюда относятся также области, переработанные эльсонской и мазатцальской складчатостями среднего протерозоя — Лабрадор и юг Скалистых гор).
 I. Гренвилльский складчатый пояс (Канадский щит и другие районы).

Складчатые пояса преимущественно палеозойского возраста

- J. Восточногренландский складчатый пояс (восточная Гренландия);
 K. Иннуитский складчатый пояс (Арктический архипелаг и северная Гренландия);
 L. Аппалачский складчатый пояс (юго-восток Северной Америки);
 M. Складчатый пояс Уачита (юг Северной Америки).

Складчатые пояса преимущественно мезозойского возраста

- N. Андский складчатый пояс (Южная Америка — юго-восточный угол карты);
 O. Кордильерский складчатый пояс (запад Северной Америки).

А. Схема распространения основных комплексов, выделяемых на тектонической карте Северной Америки

Б. Структурные обозначения, принятые на тектонической карте Северной Америки

1 — антиклинали вытянутые, тесно сжатые, выделяются обычно только в осадочных породах, ширина линий указывает на величину и крутизну складки; 2 — оси антиклиналей — открытых складок и широких сводов, многие из которых захватывают породы фундамента; 3 — оси крупных синклиналей (в областях интенсивной складчатости не указаны); 4 — купола; 5 — простирание и падение пластов; 6 — линии простираций в метаморфических породах; 7 — соляные купола (белые кружки — купола, в которых скважина не вскрыла соль); 8 — надвиги (бергштрихи направлены в сторону надвинутого или поднятого крыла); 9 — нормальные сбросы (штрихи направлены в сторону опущенного крыла); 10 — сдвиги (стрелки указывают направление смещения); 11 — погребенные сбросы (сбросы, которые захватили поверхность подстилающего фундамента в платформенных областях); 12 — подводные сбросы (установлены по данным батиметрии и геофизики); 13 — разломы (многие из них трассированы по цепочкам расположенных вдоль них вулканов); 14 — вулканы и вулканические конусы (в Исландии неравномерной штриховкой показаны вулканы, образовавшиеся во время оледенения и подвергшиеся ледниковой абразии); 15 — кальдеры; 16 — щелочные кольцевые комплексы; 17 — дайки (показаны красным цветом); 18 — метеоритные кратеры и скрыто-вулканические структуры (для крупных структур) величина и форма знака отвечают величине и форме самих структур); 19 — стратозоигипсы платформенного чехла (проводятся с интервалом 500 м); цифры выше уровня моря даны со знаком +, ниже — без знака. Стратозоигипсы проводятся по кровле комплексов цветными линиями: а — докембрийский фундамент (красная); б — палеозойский фундамент (фиолетовая); в — нижнемеловые отложения (зеленая); г — миоценовые отложения (зеленый пунктир); 20 — изобаты (проводятся начиная с 200 м, далее с интервалом в 1000 м и дополнительно — 500 м)

Р. Тихоокеанский складчатый пояс (западное побережье Северной Америки).

Q. Антильский складчатый пояс (Антильские острова, юг Центральной Америки, Южноамериканское побережье Карибского моря).

На карте и в ее легенде перечисленные структуры первого порядка и их подразделения показаны цветами, расположенными по спектральной шкале в соответствии с возрастами геотектонических циклов, в которые они формировались: коричневый и красный — для палеозоя, зеленый — для мезозоя и желтый и оранжевый — для кайнозоя. Структуры первого порядка и их подразделения также показаны значками. Перед знаками стоят прописные буквы, которые были указаны выше при перечислении структур первого порядка. За этими буквами идут цифры или буквы, которые обозначают подразделения: цифры — осадки и метасадки, греческие буквы — интрузивы и вулканы.

Некоторые из указанных выше подразделений, однако, встречаются не только в одном складчатом поясе. Например, «мощные отложения в структурно отрицательных областях» характерны не только для Кордильерского складчатого пояса, но также и для соседних Тихоокеанского и Антильского поясов. Более того, различные складчатые пояса докембрийского возраста выходят на поверхность в различных более молодых складчатых поясах. Если бы такие очень похожие между собой подразделения раскрасить, зарисовать и индексировать совершенно различным способом в соответствии с их принадлежностью к складчатостям, было бы трудно увидеть их явное родство между собой. Чтобы отразить такое родство, во всех случаях используются одинаковые цвета и рисунки, но в легенде они повторяются под каждым складчатым поясом, и только индексы складчатости меняются.

Платформенные области

Платформенные области — это те части континентов, которые покрыты горизонтальными или слабонаклонными в основном осадочными отложениями, под которыми на различной глубине залегает фундамент, сложенный породами, консолидированными не только в более ранние периоды деформаций, но частично и в результате метаморфизма и плутонической деятельности. Это определение, несмотря на его кажущуюся ясность, не везде легко применить. В Северной Америке существует много разногласий среди геологов и геофизиков по вопросу о том, какие породы следует относить к фундаменту; при составлении тектонической карты Северной Америки нам пришлось принять некоторые произвольные решения. Наиболее обширные платформенные области в Северной Америке или имеют докембрийский фундамент и расположены в центральном районе кратона, или имеют палеозойский фундамент и расположены в районе Атлантической равнины и прибрежной равнины Мексиканского залива. Остальные платформенные области не так обширны или менее типичны, но их скорее можно отнести к этой категории, чем к какой-либо другой.

Тектонические особенности платформенных областей лучше всего изображать стратозиогипсами поверхности их фундамента. Рельеф этой поверхности обусловлен эрозией, предшествовавшей отложению осадков, но обычно эрозия настолько сильна, что при мелком масштабе реликтовый рельеф едва виден по стратозиогипсам. В основном форма поверхности фундамента определяется всеми деформациями, которые накладывались на него после эрозии. Стратозиогипсы поверхности фундамента проведены для обширных областей центрального района кратона,

для прибрежных равнин Атлантики и Мексиканского залива, и для Гренландского ледяного покрова; все они показаны на тектонической карте Северной Америки.

Для остальных платформенных областей форма поверхности фундамента либо неизвестна, либо известна на небольших площадях. Эти платформенные области не имеют большого значения и поэтому не показаны стратозиогипсами.

Платформенные отложения на раннепалеозойском фундаменте

Местами на территории Канадского щита встречаются области, сложенные горизонтальными или слабонаклонными осадочными и вулканическими докембрийскими породами, которые залегают на эродированных поверхностях пород, дислоцированных раннедокембрийскими складчатостями. Складчатости имеют различный возраст, а возраст покрывающих их осадочных пород, вероятно, столь же различен. Большей частью горизонтальные или слабонаклонные слои сохранились на сравнительно небольших площадях, но очень возможно, что они являются единственными, оставшимися от гораздо более обширных платформенных отложений.

В пределах южной части Канадского щита, на карте Северной Америки показаны области распространения платформенного чехла. В районе Верхнего озера он сложен серией кевинаван. Кевинаванская формация не типична для докембрийских платформенных отложений в других районах щита, так как она изогнута в виде широкой синклинали, разбита сбросами и интродуцирована мощными пластовыми интрузиями габбро; тем не менее кевинаван очень сильно контрастирует с подстилающими породами, которые подвергались орогенической деформации. В районе Кордильер западнее Канадского щита находится такая мощная осадочная свита, как серия белт, которую также можно отнести к докембрийским платформенным отложениям; эта свита залегает на фундаменте, сложенном дислоцированными раннедокембрийскими породами, и сама она в течение длительного периода времени после докембрия не подвергалась сильной деформации.

Платформенные отложения на докембрийском фундаменте

В центральном районе кратона выходы докембрийских пород Канадского щита окружены областями, где они покрыты более молодыми платформенными отложениями разнообразной мощности и в основном палеозойского возраста, но к западу встречаются также и мезозойские, и кайнозойские отложения. Эти платформенные отложения слагают внутреннюю низменность к югу от Канадского щита и отсюда тянутся на северо-запад через равнины Западной Канады в Арктический архипелаг. Обширный останец похожих на них платформенных отложений покрывает центральную часть щита около Гудзонова залива. Между щитом и Аппалачским складчатым поясом, сложенным более молодыми деформированными породами на юго-востоке, платформенные отложения образуют только прерывистую узкую полосу вдоль р. Святого Лаврентия.

Центральная область кратона Северной Америки, в том виде, как она существовала в первой половине палеозойского времени, заходила на юго-запад далеко в пределы района Кордильер, туда, где теперь находятся Центральные и Южные Скалистые горы и Колорадское плато. Эта часть древнего кратона в дальнейшем была активизирована и дислоцирована. В южной части Скалистых гор активизация началась во время позднего палеозоя, а в мезозое и раннем кайнозое захватила гораздо большую

площадь. В это время образовались поднятия и бассейны, которые прошли сложную историю развития. Раннепалеозойская область кратона также проходила на юго-запад в пределы частей провинции Бассейнов и Хребтов в Аризоне и Нью-Мексико, где и фундамент, и чехол были нарушены в кайнозойское время глыбовыми сбросами.

На детальных тектонических картах было бы желательно показать как сложную палеозойскую историю, так и дальнейшее развитие этих активизированных и нарушенных областей кратона. Однако на карте континента в целом главной выделяемой чертой тектоники является форма деформированного основания. Следовательно, на тектонической карте Северной Америки эти области закрашиваются тем же цветом, что и остальная часть платформы, а стратоизогипсы докембрийского основания протягиваются до западного и юго-западного краев Колорадского плато, т. е. до краев складок и надвигов миогеосинклинали Кордильер.

Платформенные отложения на палеозойском фундаменте

Прибрежные равнины Атлантики и Мексиканского залива на юго-востоке и юге Северной Америки сложены мезозойскими и кайнозойскими платформенными отложениями, которые отлагались на деформированных палеозойских и более древних породах складчатых поясов Аппалачей и Уачиты; слои наклонены в сторону моря. Прибрежная равнина Мексиканского залива протягивается, сужаясь, из Соединенных Штатов в восточную Мексику, но далее к югу, на полуострове Юкатан, она снова расширяется.

Фундамент внутренних областей прибрежных равнин был вскрыт многочисленными буровыми скважинами, и его рельеф хорошо известен. Кроме того, рельеф прослеживается вниз по падению на основании геофизических данных и даже в пределах моря под континентальным шельфом недалеко от прибрежной равнины Атлантики. В прибрежной равнине Мексиканского залива, однако, мощность осадочного чехла гораздо больше; у берегов Лузитании мощность только мезозоя и более молодых отложений составляет 19 000 м. Поверхность фундамента прибрежной равнины Мексиканского залива больше наклонена, таким образом, к морю, чем поверхность фундамента прибрежной равнины Атлантики; в пределах нескольких сот километров от внутреннего края она опускается на недостижимую для бурения глубину, с которой достоверные геофизические данные также невозможно получить. В береговых районах прибрежной равнины Мексиканского залива рельеф фундамента, таким образом, очень плохо известен, и его нельзя показать точными стратоизогипсами. На тектонической карте Северной Америки тектоника этих прибрежных областей показана, соответственно, стратоизогипсами других, более высоких горизонтов — на обширной площади по кровле мела и на менее обширной площади у побережья — по кровле миоцена.

Платформенные отложения на мезозойском фундаменте

Равнинные области встречаются на северном побережье Северной Америки. Эта прибрежная равнина тянется по побережью Северного Ледовитого океана от Северной Аляски на восток в западную часть Арктического архипелага, но не имеет того тектонического единства, какое свойственно прибрежным равнинам Атлантики и Мексиканского залива. Мощность мезозойских отложений в районе Аляски не возрастает в сторону Северного Ледовитого океана, как это типично для прибрежной равнины, а возрастает в краевом прогибе перед хребтом Брукса в складчатом поясе Кордильер. Кайнозойские отложения, перекрывающие мезозойские далее к востоку, имеют более типичную структуру прибрежной равнины, но они

занимают небольшое пространство. Тем не менее, на тектонической карте Северной Америки правильнее всего классифицировать эти кайнозойские отложения как платформенные отложения на мезозойском фундаменте.

Вулканические породы и связанные с ними осадочные породы Северо-Атлантической провинции на докембрийском и палеозойском основаниях

В Гренландии третичные платобазальты выходят на поверхность у восточного и западного краев ледяного покрова; местами их подстилают третичные и меловые осадки; местами они залегают на породах Восточно-гренландского складчатого пояса; в других местах — на докембрийских породах щита. Небольшой останец базальтов сохранился на восточной оконечности острова Баффина. Эти платобазальты представляют собой западные продолжения базальтовых потоков, которые широко развиты на суше в районе северной части Атлантического океана. Вулканы и осадочные породы, связанные с ними, хотя и не поддаются полностью сравнению с другими платформенными отложениями, залегают с небольшим несогласием на фундаменте, сложенном более древними деформированными породами, и здесь поэтому классифицируются как платформенные отложения.

Ледниковые покровы

Большой ледяной покров Гренландии и менее обширные ледяные покровы некоторых островов Арктического архипелага представляют собой покровы необычного типа. Однако в действительности — это чехол, который полностью закрывает нарушенную коренную породу или фундамент различного строения и возраста; поэтому ледниковые покровы считаются платформенными отложениями.

На тектонической карте Северной Америки рельеф фундамента под ледниковыми покровами Гренландии показан стратоизогипсами так же, как фундамент других платформенных областей. Этот рельеф был определен с различной точностью геофизическими методами. Благодаря любезности Джона Халлера (Датская Восточно-Гренландская экспедиция) мы получили стратоизогипсы этого фундамента, которые отражают самые последние результаты геофизической разведки. Эти стратоизогипсы наглядно показывают обширную площадь вдоль оси острова, где поверхность фундамента, перекрытая льдом, расположена ниже уровня моря, так же как и своеобразный широтный пояс неровного рельефа около центра острова, который, очевидно, обусловлен действием местных тектонических сил.

Складчатые пояса докембрийского возраста

Большая часть выходов докембрия в Северной Америке находится в пределах Канадского щита и на его продолжениях: на северо-востоке в Гренландии и на юге — в поднятии Адирондак и в районе Верхнего озера. Области за пределами щита сравнительно незначительны и образуют либо небольшие окна в сводах куполов в платформенных областях, либо ядра более высоких поднятий в складчатых поясах. Канадский щит с его обширными обнажениями является лучшим примером в Северной Америке для выявления последовательности докембрийских пород, времени их деформации и происхождения различных складчатых поясов, возникших при этом. За последние годы благодаря ускоренному геологическому картированию и определениям абсолютного возраста по калию-аргону и другим радиометрическим исследованиям канадские ученые достигли в этой области больших успехов. Эти результаты синте-

зировав Стоквелл (Stockwell, 1961, стр. 108—118; 1962, стр. 123—133, и рукописные доклады), который дал следующую классификацию:

Верхний протерозой (мало распространен на Канадском щите); *гренвилльская складчатость* завершилась около 800 млн. лет назад;

Средний протерозой;

Верхний — средний протерозой; *эльсонская складчатость* завершилась около 1280 млн. лет назад.

Нижний — средний протерозой; *гудзонская складчатость* завершилась около 1640 млн. лет назад.

Нижний протерозой; *кеноранская складчатость* завершилась около 2390 млн. лет назад.

Архей.

По мнению Стоквелла, приведенные выше возрасты являются средними величинами без стандартной поправки, которые были получены путем вычислений по данным радиометрии для складчатых поясов различного возраста. Эти цифры очень разнообразны; например, для гудзонской складчатости они колеблются между 1550 и 1950 млн. лет, а наибольшее количество цифр приходится на период времени около 1735 млн. лет. Тем не менее, разнообразие возрастов отражает действительные события, вероятно, орогенического характера, так как периоды их проявления отделены один от другого столь же длительными или даже более длительными периодами покоя, для которых почти нет радиометрических данных. Докембрийские «орогении», вероятно, можно сравнить не столько с пульсациями и эрогениями более молодых складчатых поясов, сколько с геотектоническими циклами, которые образовали складчатый пояс в целом; очевидно, каждая из докембрийских «орогений» состояла из нескольких менее сильных пульсаций и орогений, следы которых теперь стерты из-за неполноты разреза.

Классификация докембрийских пород и складчатостей, предложенная для Канадского щита, дает полную возможность выделить в щите четкие провинции: Верхнюю и Слейв — области кеноранской складчатости; Черчилл, Бэр и Южную — области гудзонской складчатости; Нейн — частично эльсонская складчатость. Гренвилл — гренвилльская складчатость. Эти провинции в действительности представляют собой складчатые пояса, очень похожие на более молодые складчатые пояса; так они и показаны на тектонической карте Северной Америки.

На тектонической карте Северной Америки классификация пород и структур Канадского щита была также успешно проведена в соседних областях выходов докембрия. Докембрий Гренландии имеет много, безусловно, общих черт с докембрием Канадского щита, хотя данных абсолютного возраста по этому району меньше (Berthelsen, 1961, и частное сообщение).

Корреляция к югу от Канадского щита выявляется еще лучше, особенно в результате регионального обзора выходов докембрийских пород и их погребенных участков, который проводился У. Р. Мюльбергером (Техасский университет) и Р. У. Бейли (Геологическая служба США).

Таким образом, мы знаем теперь о существовании эквивалентов гренвилльского складчатого пояса в Аппалачском районе и кеноранского, гудзонского, эльсонского (мазатцальского) и гренвилльского складчатых поясов в восточной части района Кордильер между штатами Монтана и Техас. Кроме того, эльсонский и гренвилльский возрасты были получены для докембрийских пород в Мексике, где они известны только на небольших обнажениях (Fries a. oth., 1962, рис. 1, стр. 87). На тектонической карте Северной Америки эти выходы докембрия показаны, насколько это оказалось возможным, цветами и штриховкой докембрия Канадского щита.

Палеозойские и более молодые складчатые пояса

Складчатые пояса палеозойского и более молодых возрастов расположены за пределами докембрийского щита между центральной областью кратона и окружающими океанами. Поскольку их летопись сохранилась лучше, чем в докембрийских складчатых поясах, то геологическая история их известна гораздо подробнее. И тем не менее они представляют много проблем в отношении их подразделения и изображения на тектонической карте Северной Америки. Некоторые из этих проблем рассматриваются ниже.

Складчатые пояса преимущественно палеозойского возраста

К. Иннуитский складчатый пояс. Через северную часть Арктического архипелага Канады этот пояс протягивается в пределы Земли Пири (Северная Гренландия). Его миогеосинклинальная часть обращена на юг, в сторону Канадского щита, а эвгеосинклинальная часть — на север и расположена вдоль Северного Ледовитого океана.

В миогеосинклинальной части известны позднесилурийские местные деформации, но основная деформация складчатого пояса происходила, вероятно, в самом конце девона (Thorsteinsson a. Tozer, 1960, стр. 8—9). Обширные части древних палеозойских структур складчатого пояса скрыты под молодыми отложениями бассейна Свердруп, который сложен в нижней своей части пенсильванскими формациями, но включает также и пермь, и мезозой, и ранний кайнозой. Все формации залегают почти согласно, но к северо-востоку сильно нарушены третичными движениями.

Л. Восточногренландский складчатый пояс. Этот пояс почти сходится с Иннуитским поясом на северо-востоке Гренландии, и оба они, вероятно, встречаются под острым углом под водами океана; отсюда Восточногренландский пояс идет на юг через залив Скорсби. Как и Иннуитский пояс, он является преимущественно раннепалеозойской структурой; оба они в широком смысле относятся к каледонидам, но детали их и геологическая история различны. Геосинклиналь Восточногренландского пояса сложена мощной толщей позднедокембрийских осадков группы Элеонор Бей, перекрытых менее мощными кембрием и ордовиком, а на севере — маломощным силуром. Эти геосинклинальные отложения подверглись деформации до накопления мощных девонских моласс, сохранившихся в ряде бассейнов. Нижняя часть геосинклинальных отложений была превращена в «инфраструктуру» пластически деформированных гнейсов, которая своеобразно расположена, скорее упираясь в край докембрийского щита Гренландии, чем находясь от него на расстоянии. Дальнейшая деформация складчатого пояса охватила как девонские «молассы», так и древние гнейсы геосинклинали и сопровождалась наложением новых складок на старые (Haller, John, 1961, стр. 182—183). Чехол, сложенный пенсильванскими, пермскими и мезозойскими отложениями, деформирован мало, за исключением глыбовых сбросов.

М. Аппалачский складчатый пояс. На юго-востоке Канады и на востоке Соединенных Штатов Аппалачский пояс формировался в основном в палеозойское время, причем геосинклинальные фазы имели место раньше, а фазы деформации — позже. Стратиграфия северной части складчатого пояса свидетельствует о том, что деформация происходила в течение нескольких пульсаций или орогений: таконской — в конце ордовика, акадской — в конце девона и других — позднее, в палеозое. Южнее, из-за многократной деформации внутренних частей складчатого пояса,

стратиграфия становится неясной или данные практически невозможно получить, но радиометрические исследования показывают, что здесь происходили последовательные события, возраст которых совпадает с возрастом складчатостей, расположенных севернее; внешняя или миогеосинклинальная зона подверглась деформации только в конце палеозоя. Некоторые части Аппалачского пояса (особенно Нью-Брунсуик) почти стабилизировались к пенсильванскому времени, но в других районах деформация еще продолжалась. По данным, полученным для осадочных пород группы Ньюарк и интрузивно-вулканической серии Уайт Маунтин (обе — третичного возраста), окончательная стабилизация Аппалачского складчатого пояса наступила только после раннемезозойского времени.

Н. Складчатый пояс Уачита. Рассматриваемый пояс образует продолжение Аппалачского складчатого пояса на юго-западе, но этот пояс гораздо больше скрыт последующими отложениями, и поэтому его история гораздо меньше известна (Flawn a. oth., 1961, стр. 5—7). Его внутренние части, очевидно, подвергались нескольким фазам деформаций в раннем палеозое, но главная деформация его внешних областей происходила в среднепенсильванское время в штатах Арканзас и Оклахома и в позднепенсильванское дораннепермское время в западном Техасе. В Мексике, где этот складчатый пояс называется структурным поясом Хаустекан (на Тектонической карте Мексики), он проходит под структурами Кордильер вкрест их простираения.

Складчатые пояса преимущественно мезозойского возраста

Р. Кордильерский складчатый пояс. Пояс обрамляет все побережье Северной Америки от Аляски до севера Южной Америки. Несмотря на то, что его формирование происходило в основном в мезозойское время, ему предшествовала длительная история накопления осадков и деформации. Он образовался из нескольких геосинклиналей, некоторые из которых сформировались в раннем палеозое, как, например, в Аппалачах, а другие — уже в мезозое. Постороженная история этого пояса также сложна, а его деформация продолжалась в течение всего кайнозоя.

Вследствие большой географической протяженности пояса разные его части имеют различные черты, и все же Кордильеры в целом очень единообразны. Вообще их внутренние, или эвгеосинклинальные, области были деформированы, частично метаморфизованы и интродированы в среднемезозойское время — в невадскую орогению (орогения Береговых хребтов в Британской Колумбии; White, 1959, стр. 78). Его внешние, или миогеосинклинальные, области деформировались в несколько приемов в течение позднемезозойского времени, причем кульминационной деформацией его восточного края была ларамийская орогения (орогения Скалистых гор в Британской Колумбии; White, 1959, стр. 91) позднего мела и палеогена.

Местами структуры Кордильер залегают на более древних складчатых поясах, общая протяженность которых еще неизвестна. Метаморфические породы Ялисконского пояса в Южной Мексике включают впластованные плутоны, которые по данным радиометрии относятся к среднему палеозою (de Czerna, 1960, стр. 598). В Антлерском поясе в северной и центральной Неваде более древние палеозойские эвгеосинклинальные отложения в позднедевонское время были надвинуты на большое расстояние на восток на миогеосинклинальные отложения (Roberts a. oth., 1958, стр. 2816—2871). Многие районы Кордильер в Британской Колумбии деформировались в орогению карибу (средний палеозой) и в орогению Кассиар (поздний палеозой; White, 1959, стр. 66, 72).

Сложная третичная история Кордильерского пояса складывается из заполнения седиментационных бассейнов, местной складчатости, вулка-

низма (особенно экстенсивного в смежных северо-западных районах США и Западной Мексики), после чего последовало образование глыбовых и поперечных сбросов.

Многие черты, сходные с чертами Северо-Американских Кордильер, повторяются в Южно-Американских Кордильерах, или в Андском поясе (О).

О. Андский складчатый пояс. Большая часть этих Кордильер не входит в рамки тектонической карты Северной Америки, но их северные выступы (Восточные, Центральные и Западные Кордильеры) находятся в юго-восточном углу карты — в Колумбии и Венесуэле. Как и пояс Кордильер в Северной Америке, пояс Анд развивался в основном в мезозойское время. Каждый из его трех выступов имеет ядро, сложенное метаморфическими и интрузивными породами, в основном палеозойского возраста, окаймленное с востока мезозойскими миогеосинклинальными отложениями, а с запада — мезозойскими эвгеосинклинальными отложениями; синорогенные до посторогенные третичные отложения заполняют межгорные прогибы.

Складчатые пояса преимущественно кайнозойского возраста

Кайнозойский орогенез особенно резко выражен у Тихоокеанского побережья в западной части Североамериканских Кордильер.

Тихоокеанский складчатый пояс. Весьма слабо этот пояс обозначен в Западной части Северо-Американских Кордильер, он характеризуется очень поздней вплоть до современной деформацией. Такое же выделение было сделано для азиатского эквивалента Северо-Американских Кордильер на тектонической карте СССР, где «Область кайнозойской складчатости Тихоокеанского побережья» показана отдельно от «Области мезозойской складчатости», расположенной дальше от берега в глубь континента. Части Тихоокеанского складчатого пояса образуют выходы фундамента, сложенного мезозойскими эвгеосинклинальными отложениями, например францисканская формация в Калифорнии, которая моложе эвгеосинклинальных пород главного пояса Кордильер; но большая часть Тихоокеанского пояса сложена очень мощными верхнемезозойскими и кайнозойскими осадками краевых впадин и бассейнов, сильно смятыми в складки и разбитыми сбросами.

Антильский складчатый пояс. Еще одна группа складок преимущественно кайнозойского возраста обрамляет Карибское море между Северной и Южной Америкой. Большие участки этого пояса находятся под водой, но на Малых и Больших Антильских островах и в Кордильера-де-ла-Коста Венесуэлы этот пояс поднимается выше уровня моря. Как и Тихоокеанский пояс, Антильский пояс развивался в основном позднее Кордильер Северной и Южной Америки. Его частично метаморфизованные эвгеосинклинальные породы фундамента не древнее мезозоя, а вспышки орогенической деятельности продолжались и в среднетретичное время, причем активный вулканизм все еще имеет место на востоке, на малых Антильских островах. К Антильскому складчатому поясу относятся также южная часть Центральной Америки от Никарагуа до Панамы, для которой также характерен молодой фундамент, поздний кульминационный период орогении и широкое развитие позднекайнозойского вулканизма.

Осадочные комплексы палеозойского и более молодых складчатых поясов

Известно, что складчатые пояса на всем земном шаре похожи между собой независимо от их возраста и местных географических условий. Тем не менее следует еще раз сказать, что эта истина справедлива также и для

палеозойского, и для более молодых поясов Северной Америки, и поскольку все они характеризуются сходными ассоциациями пород и разрезов, то на тектонической карте Северной Америки они могут классифицироваться одинаково.

В ранние периоды истории всех складчатых поясов ортогеосинклинали, из которых они развились, разделялись на области с эвгеосинклинальными и миогеосинклинальными отложениями. Для эвгеосинклинальных областей были характерны подводные излияния лав, вулканогенные осадки, кремнистые сланцы, кристаллические сланцы и граувакки; миогеосинклинальные области характеризуются накоплениями карбонатных пород и кварцитов. На тектонической карте Северной Америки эти две области показаны различными цветными сетками не только из-за различных ассоциаций слагающих их пород, но и из-за того, что структуры этих пород, образовавшиеся во время орогенических фаз, различны.

Эвгеосинклинальные области резко выделяются в складчатых поясах и Аппалачей, и Кордильер. Области развития эвгеосинклинальных пород встречаются и в Иннуитском, и в Тихоокеанском, и в Антилском складчатых поясах. В складчатом поясе Уачиты раннепалеозойские (домиссипские) отложения очень похожи на эвгеосинклинальные, но они перекрыты мощной толщей позднепалеозойских пород флишевой фации. В Восточногренландском складчатом поясе эвгеосинклинальная область, очевидно, отсутствует. В большинстве случаев эвгеосинклинальные области были хорошо консолидированы под влиянием деформации до деформирования миогеосинклинальных областей; ряд всплесков орогенической деятельности составил крупный орогенический цикл. Некоторые из этих всплесков достаточно значительны, и их можно показать на тектонической карте Северной Америки. В северной части Аппалачского складчатого пояса кембрийские и ордовикские эвгеосинклинальные отложения, деформированные таконской складчатостью, отделились от силурийских и девонских эвгеосинклинальных отложений, которые были захвачены только последующей акадской складчатостью. В складчатом поясе Кордильер выделяются палеозойские эвгеосинклинальные отложения, которые подверглись нескольким палеозойским орогенезам, и мезозойские эвгеосинклинальные формации, захваченные только одной среднемезозойской (невадской) складчатостью.

В некоторых частях эвгеосинклинальных областей региональный метаморфизм был так силен, что стратиграфические данные отсутствуют; здесь единственным свидетельством многократных орогений является большой диапазон абсолютных возрастов, но на тектонической карте трудно показать породы и области, переработанные этими складчатостями. Сильнометаморфизованные породы эвгеосинклинальных областей выделяются из слабометаморфизованных или неметаморфизованных наложенным пунктирным рисунком.

В некоторых местах сильнометаморфизованные породы переходят по простиранию в слабо- или неметаморфизованные породы. Таким образом, степень метаморфизма в Аппалачском поясе убывает к северо-востоку; на севере Новой Англии проведена граница по изограде граната; это не стратиграфическая граница, так как она проходит через разновозрастные комплексы, разделяя их части с разной степенью метаморфизма.

Миогеосинклинальные области сложены обычно породами, находящимися в согласном залегании, или, по крайней мере, в них нет угловых несогласий, которые были бы вызваны сильной деформацией, предшествовавшей завершающей складчатости. Тем не менее на эти отложения оказали сильное влияние тектонические события, происходившие в соседних эвгеосинклинальных областях. Это влияние проявляется в стратиграфических разрезах миогеосинклинальных областей, представленных кварцитовыми обломочными отложениями в основании, пе-

рекрытыми мощными карбонатными отложениями, за которыми следуют линзовидные тела обломочных пород, сначала тонкозернистых морских, а затем грубозернистых континентальных с пластами угля. Тонкозернистые обломочные породы, вероятно, синорогенного происхождения и связаны с началом деформации в эвгеосинклинальной области; а грубозернистые обломочные породы связаны с завершающими или даже с посторогенными фазами деформации. Некоторые геологи называют тонкозернистые отложения «флишем», а грубозернистые — «молассами», но, кажется, эта терминология не везде применима¹.

Для многих миогеосинклинальных областей Северной Америки характерен именно такой идеальный разрез, хотя его возраст различен в разных поясах. В Аппалачском складчатом поясе миогеосинклинальное отложение осадков началось в кембрии или даже еще раньше; за отложением карбонатов последовало отложение тонкозернистых обломочных пород: в одних местах — среднеордовикского возраста, в других — силурийского или девонского. В Скалистых горах Канады миогеосинклинальное отложение осадков началось в аппалачское время, но тонкозернистые обломочные породы отлагались после карбонатов только в триасе или даже еще позднее. В Восточной Мексике формирование миогеосинклинали относится полностью к мезозою; мощные карбонатные отложения имеют юрский и нижнекембрийский возраст, а тонкозернистые обломочные отложения — верхнемеловой. В некоторых миогеосинклинальных областях Северной Америки история образования осадков и тектонического развития очень сложна, и здесь невозможно выделять формации столь успешно, как, например, в Великом Бассейне штатов Невада и Юта.

Мы уже говорили о трудностях изображения подразделений миогеосинклинальных областей на картах мелкого масштаба. На тектонической карте Северной Америки миогеосинклинальные области показаны единым рисунком, причем каждая из них закрашивается в соответствии с возрастом геотектонического цикла, во время которого образовался данный складчатый пояс.

Во многих складчатых поясах эвгеосинклинальное отложение осадков сменилось отложением пород, образовавшихся в менее обширных бассейнах после начала складчатости или во время начальной стадии посторогенного периода; эти отложения перекрывают сильнее деформированные породы, включая наносы, принесенные с окружающих поднятых областей.

Широта распространения и сохранность таких отложений различны в разных складчатых поясах; вначале они, очевидно, отлагались в большинстве районов, но с тех пор во многих местах были смыты глубокой и длительной эрозией. Области с такими отложениями мы называем унаследованными бассейнами (этому термину почти синонимичен более сложный — «эпиэвгеосинклиналь»; Кау, 1951, стр. 56). Унаследованные бассейны в Аляске называются «геосинклиналями», но в действительности они скорее всего являются ограниченными тектоническими депрессиями моложе истинной геосинклинали Кордильер, которая заполнена очень мощными позднемезозойскими отложениями, частью морскими, частью континентальными с примесью вулканического материала. Унаследованные бассейны, которые можно сравнить с упомянутыми выше, протягиваются в канадскую часть Кордильер, где их отложения образуют «свиту

¹ В нашем понимании термин «флиш» в строгом смысле относится к четко переслаивающимся песчанкам, аргиллитам и мергелям, которые отложились во время деформации в сравнительно узких, главным образом глубоких впадинах около горной цепи. Некоторые примеры в Северной Америке соответствуют такому представлению, другие — нет, так как в их разрезе есть только часть вышеуказанных элементов и они отлагались скорее в виде больших линзовидных тел или покровов, чем в узких прогибах.

насс» (White, 1959, стр. 77—78). В складчатом поясе Аппалачей синорогенные унаследованные бассейны позднепалеозойского возраста в основном ограничены канадскими приморскими провинциями; посторогенные триасовые бассейны являются самыми обширными. Иннуитский складчатый пояс Арктического архипелага частично перекрыт пенсильванскими—триасовыми отложениями обширного бассейна Свердруп; менее обширные бассейны с девонскими отложениями встречаются в Восточно-гренландском складчатом поясе.

В западных складчатых поясах на тектонической карте Северной Америки выделяются более молодые осадочные породы различных типов. Для Тихоокеанского и Антильского складчатых поясов характерны третичные осадочные породы различных возрастов, в основном морского происхождения, иногда очень мощные. В большей части они были сильно деформированы различными кайнозойскими складчатостями, но некоторые из них — посторогенного происхождения. На картах крупного масштаба было бы желательно выделить в третичных формациях структурные этажи в соответствии с их литологическим разрезом и временем деформации. На карте такого мелкого масштаба, как тектоническая карта Северной Америки, возможности подразделений очень ограничены. Подразделение эвгеосинклинальных пород раннетретичного возраста сделано только для Прибрежных Хребтов штатов Орегон и Вашингтон, а посторогенные породы поздне третичного возраста подразделены на Больших Антильских островах.

Мощные отложения в областях погружения. Отложения в основном поздне третичного или четвертичного возраста и континентального происхождения характерны для многих районов пояса Кордильер, особенно в провинции Бассейнов и Хребтов, нарушенной глыбовыми сбросами. Эти отложения нарушают непрерывность структур коренных пород в проходящих через них поднятиях, и коренные породы под ними вообще неизвестны, и их невозможно картировать. Изображая эти отложения, мы показываем прогибы и сбросы, которые были наложены на древние структуры Кордильер очень недавней деформацией; это делается главным образом там, где данные недостаточны, чтобы показать эти структуры соответствующими значками. В некоторых местах Южных Кордильер и Антильского складчатого пояса к этой категории относятся прибрежные осадки частично морского происхождения.

Вулканические породы палеозойского и более молодых складчатых поясов. Изверженные породы во всех складчатых поясах образуют большие и сложные свиты. Продукты подводных извержений различных мощностей переслаивают все эвгеосинклинальные формации, но при изображении последних особо не выделяются.

Наиболее распространены в Кордильерском, Тихоокеанском и Антильском складчатых поясах наземные вулканические излияния, которые занимают большие пространства, перекрывая породы, деформированные в разное время после главной складчатости, но главным образом в третичный период. Эти более поздние наземные вулканические излияния создают ряд технических трудностей для своего изображения на тектонической карте Северной Америки. С одной стороны, они представляют только покров, который является помехой, прерывая сплошность преобладающих более древних тектонических структур складчатых поясов, а на более обширных вулканических полях совершенно скрывает их. В этих более обширных областях, как, например, в пограничных северо-западных штатах США и Западной Мексики, их следует выделить хотя бы для того, чтобы указать, что подстилающие тектонические структуры неизвестны. С другой стороны, небольшие участки вулканических излияний показывать не следует. Между этими двумя крайностями есть много промежуточных случаев, в отношении изображения которых выбор был сделан

произвольно, как, например, в отношении вулканических покровов средней величины и бесчисленных небольших останцов некогда обширных полей, теперь нарушенных сбросами, складками и эрозией.

Более молодые вулканические породы также представляют много проблем для понимания их тектоники и при их подразделении. Конечно, все они имеют тектоническое значение, но это значение не всегда известно. Яснее всего оно проявляется в платобазальтах, которые являются продуктами трещинных излияний, широко распространенных игнимбритов и андезитов, которые образуют хребты и цепи вулканических поясов; но убедительной классификации для всей серии вулканических пород пока нет. Характер распространения платобазальтов в штатах Орегон и Вашингтон (США), Британской Колумбии, Исландии, Гренландии хорошо известен, и здесь они выделены на тектонической карте Северной Америки. Остальные вулканические породы не выделяются ни по возрасту, ни по типу. Недостаток выделения цветными рисунками отчасти восполняется применением на карте значков, обозначающих вулканические конусы, кальдеры и другие структуры.

Основная классификация изверженных пород, проводимая на тектонической карте Северной Америки, — это различие между широко распространенными породами в основном третичного возраста и менее распространенными — четвертичного. Последние, кажется, все же следует выделять на карте, так как они характеризуют вулканическую деятельность по линиям очень недавних разрывов земной коры. Породы четвертичного возраста слагают вулканические поля равнины р. Снейк в штате Айдахо и Поперечного Пояса в Южной Мексике, которые пересекают древние структуры Кордильер. Они также образуют вулканические цепи, параллельные преобладающему простиранию в Каскадном Хребте штатов Орегон и Вашингтон и расположенные вдоль Тихоокеанского побережья Центральной Америки от Гватемалы до Коста-Рики.

Интрузивные породы палеозойского и более молодых складчатых поясов

Геосинклинальные отложения складчатых поясов пронизаны интрузиями, особенно во внутренних их частях, деформированных в условиях глубокого моря. Интрузии обусловлены различными комбинациями магматической и метасоматической деятельности, как фазы эволюции складчатых поясов. Преобладают гранитные плутоны, которые в эвгеосинклинальных районах образуют обширные выходы, как, например, в складчатых поясах Аппалачей и Кордильер. Обычно граниты интродировали во время основной складчатости или вскоре после нее, но некоторые стратиграфические и многочисленные радиометрические данные указывают на то, что интрузивная деятельность продолжалась гораздо дольше, чем предполагали раньше. В Аппалачах интрузии относятся главным образом к девону, но некоторые даже к ордовики, а иные — к карбону. В Кордильерах интрузивная деятельность началась в юрское время или даже еще раньше и захватила мел. Перед нами стоит вопрос, следует ли показывать эти возрастные различия на тектонической карте Северной Америки; эти данные относятся к области исторической геологии и обычных геологических карт. Выделение в коренной породе плутонов, представляющих собой исключение, кажется желательным только там, где они относятся определенно к более молодому или более древнему орогеническому циклу, или там, где они заметно отличаются по составу, как, например, их более основные или более щелочные разновидности.

Совершенно другой класс интрузий представляют ультраосновные интрузии: перидотиты, дуниты и другие, — в настоящее время частично серпентинизированные. В Аппалачском складчатом поясе ультраосновные

интрузии невелики по размерам, но весьма многочисленны. Они гораздо крупнее в Кордильерском и Тихоокеанском поясах Калифорнии, у южного конца Кордильерского пояса в Гватемале и частью в Антильском складчатом поясе — на Кубе.

Существуют различные мнения по вопросу о том, какую роль играли ультраосновные породы в орогеническом процессе. Теперь кажется ясным, что некоторые из них попали на свое теперешнее место под действием скорее тектонических, чем магматических, сил. Некоторые, возможно, интродуцировали на большой глубине и затем, как диапиры, проникли в более высокие горизонты; другие, может быть, являются блоками из материала мантии, поднятого гораздо выше места своего образования. Ультраосновные интрузии в Аппалачах представлены небольшими чечевицеобразными и линзообразными телами, которые образуют гроздь или цепочки в метаморфической коренной породе. Многие из них в Калифорнии и на Кубе образуют мощные слабонаклонные пласты, лежащие в основании надвинутых плит. В Гватемале (большая их часть) и в Калифорнии (некоторые из них) представлены почти вертикальными плитами, зажатыми между крутыми поперечными сбросами.

ЛЕГЕНДА К ТЕКТОНИЧЕСКОЙ КАРТЕ СЕВЕРНОЙ АМЕРИКИ

Складчатые пояса преимущественно кайнозойского возраста

Q. Антильский складчатый пояс

Q6 — мощные отложения в областях погружения. Четвертичные отложения прибрежных равнин и береговые известняки, пемза в бассейнах на вулканических нагорьях; Q5 — синорогенные и посторогенные отложения. Преимущественно миоцен и моложе. Только частично выделены от Q4. В основном слабо деформированы, в Испании деформированы сильнее; Q4, Q4a — молодые отложения в бассейнах. Более древние третичные, миогеосинклинальные породы в некоторых районах Больших Антильских островов; в других районах — обломочные породы, Q4a — эвгеосинклинальные вулканы и обломочные породы на Больших Антильских островах; Q3 — древние отложения в бассейнах. Позднемезозойские, в основном меловые, реже — юрские. Обломочные морские отложения; миогеосинклинальные карбонаты и флиши Северной Кубы. Деформированы раннекайнозойскими складчатостями; Q2, Q2a — эвгеосинклинальные отложения. Позднемезозойские, в основном меловые, обломочные и вулканические. Деформированы позднемезозойской и раннекайнозойской складчатостями, Q2a — сильно метаморфизованные; Q1 — метаморфический комплекс. Вероятно, продукт раннемезозойских эвгеосинклинальных отложений; Qe — самые молодые наземные вулканические породы, в основном четвертичные. Центральная Америка и Малые Антильские острова; Qd — главные наземные вулканические породы. Средне-позднетретичные. Вулканическое нагорье Центральной Америки. Слабо деформированы; Qy — молодые третичные плутоны. Юг Центральной Америки; Qb — гранитоидные плутоны. Позднемезозойские, частично раннетретичные. Деформированы раннеантильскими и более древними складчатостями; Qa — ультраосновные породы.

P. Тихоокеанский складчатый пояс

(Неполный, входит только в южный лист карты)

P5 — мощные отложения в областях погружения: позднетретичные и четвертичные, континентальные и морские (в прибрежных областях) отложения; P4 — молодые отложения бассейнов от ранне- до позднетретичных, в основном морские. Береговые хребты Калифорнии и другие районы. Деформированы одной или несколькими кайнозойскими складчатостями; P3 — древние отложения бассейнов и краевых прогибов. Юрские и меловые. Калифорния. Деформированы мезозойской и позднейшими складчатостями; P2, P2a — молодые эвгеосинклинальные отложения. Раннетретичные. Береговые хребты Орегона и Вашингтона. Деформированы одной или несколькими кайнозойскими складчатостями, P2a — базальты пиллоу. P1, P1a — древние эвгеосинклинальные отложения. Юрские и меловые; включают францисканскую формацию Калифорнии. Деформированы мезозойскими и более поздними складчатостями, P1a — сильно метаморфизованные; Pe — молодые наземные вулканические породы, в основном четвертичные. Каскадный хребт штатов Вашингтон, Орегон и Калифорния; Pd — главные наземные вулканические породы в основном третичного возраста.

Разнообразного состава, происхождения и степени деформации; Py — платобазальты. Среднетретичные. Штаты Вашингтон и Орегон; Pз — молодые среднетретичные плутоны; Pa — ультраосновные породы в древних эвгеосинклинальных отложениях.

Складчатые пояса в основном мезозойского возраста

O. Кордильерский складчатый пояс

(Неполный, входит только в южный лист карты)

O9 — мощные отложения в областях погружения. Позднетретичные и четвертичные континентальные отложения в межгорных депрессиях, некоторые береговые отложения в Мексике; O8 — отложения в бассейнах от ранне- до среднетретичных. Южная Мексика; O7 — миогеосинклинальные отложения от кембрийских до юрских на западе Соединенных Штатов, юрские и меловые в Восточной Мексике и на севере Центральной Америки. Деформированы в основном в конце мезозоя (ларамийская складчатость); O6 — древние (позднепалеозойские), миогеосинклинальные отложения. Северная часть Центральной Америки и районы, смежные с Мексикой. Деформированы позднепалеозойскими складчатостями; O5, O5a — молодые эвгеосинклинальные отложения, в основном триасовые и юрские, в Калифорнийском заливе также нижне-меловые. Деформированы в основном среднемезозойской (невадской) складчатостью, O5a — сильно метаморфизованные; O4, O4a — древние эвгеосинклинальные отложения от ранне- до позднепалеозойских, частично деформированы одной или несколькими палеозойскими складчатостями и переработаны позднейшими, O4a — сильно метаморфизованные; O3 — метаморфический комплекс. Южная Мексика и север Центральной Америки. Древнее позднего палеозоя; докембрийского возраста в Оаксаке, но в других местах, возможно, включают палеозой. Парасланцы, парагнейсы и мигматиты, возможно, принесенные из областей развития более древних эвгеосинклинальных отложений; O2 — среднепротерозойские осадочные породы и вулканы. Серия Белт на севере, сходные отложения южнее. Слабо деформированы в докембрии, захвачены позднейшими складчатостями; O1 — нижнепротерозойские метаморфические породы. Деформированы гудзонской и мазатцальской складчатостями и переработаны позднейшими; Oу — самые молодые наземные вулканические породы, в основном четвертичные. Расчленены в прогибе Снейк Ривер в штате Айдахо и в Поперечном Поясе в Южной Мексике; Oл — главные наземные вулканические породы, в основном третичные. Разнообразного состава, происхождения и степени деформации, деформированы складчатостями моложе кайнозойских; Og — молодые интрузивные породы в основном от ранне- до среднетретичных, частично синорогенны ларамийской складчатости; Oe — главные гранитные плутоны от позднюрских до средне-меловых, синорогенны или посторогенны мезозойским складчатостям; Oб — древние гранитные плутоны палеозойского возраста. Южная Мексика и север Центральной Америки; Oy — ультраосновные породы; Oз — среднепротерозойские анортозиты. Южная Калифорния; Oa — граниты от нижне- до среднепротерозойских, синорогенны гудзонской и позднепротерозойской складчатостям.

N. Андский складчатый пояс

N5 — мощные отложения в областях погружения, позднетретичные и четвертичные; N4 — отложения в бассейнах от ранне- до среднетретичных, синорогенные до посторогенных; N3 — миогеосинклинальные отложения, триасовые, юрские и меловые; N2 — эвгеосинклинальные отложения, в основном меловые; N1 — древние геосинклинальные отложения, палеозойские и докембрийские. Деформированы одной или несколькими домезозойскими складчатостями и повсеместно метаморфизованы; Nб — гранитные плутоны, в основном палеозойские, частично, возможно, мезозойские; Na — основные плутоны, в основном палеозойские.

Складчатые пояса преимущественно палеозойского возраста

M. Складчатый пояс Уачита

Нерасчлененные породы складчатого пояса Уачита. Древние палеозойские эвгеосинклинальные отложения и молодые палеозойские флишевые отложения. Деформированы пенсильванской и пермской складчатостями. Включают породы пояса Хуастекан в Мексике и пояса Талладега на южной оконечности Аппалачей.

L. Аппалачский складчатый пояс

L8 — посторогенные отложения. Позднетриасовые осадочные и вулканические породы группы Ньюарк. Опрокинуты и разбиты среднемезозойскими движениями; L7, L7a — отложения в унаследованных бассейнах, миссисипские и пенсильванские. Северо-Восточные Аппалачи. Слабо деформированы складчатостями моложе средне-

палеозойских, L7a — слабо и сильно деформированные позднепалеозойскими складчатостями; L6 — миогеосинклинальные отложения от кембрийских до пенсильванских в Юго-Западных Аппалачах, кембрийские и ордовикские — к северо-востоку. Деформированы в основном позднепалеозойской (аллегенской) складчатостью; L5, L5a — эвгеосинклинальные отложения. Юго-Западные Аппалачи. Возраст в основном не установлен, но, вероятно, есть поздний докембрий, кембрий и ордовик. Деформированы главным образом среднепалеозойской (акадской) складчатостью, L5a — сильно метаморфизованные; L4, L4a — молодые эвгеосинклинальные отложения. Северо-Восточные Аппалачи. Силурийские и девонские. Деформированы среднепалеозойской (акадской) складчатостью, L4a — сильно метаморфизованные; L3, L3a — древние эвгеосинклинальные отложения. Северо-Восточные Аппалачи. Кембрийские и ордовикские. Деформированы раннепалеозойской (таконской) складчатостью, но частично переработаны среднепалеозойской складчатостью, L3a — сильно метаморфизованные; L2 — верхнепротерозойские осадочные породы и вулканиты. Южные Аппалачи, Юго-Восточный Ньюфаундленд. Слабо деформированы в докембрийское время; деформированы палеозойской складчатостью; L1 — среднепротерозойские и более древние метаморфические породы и плутоны. Парагнейсы, парасланцы и ортогнейсы. Деформированы гренвилльской складчатостью и переработаны палеозойскими складчатостями; L0 — молодые интрузивные породы, меловые. Горы Монтереган в Юго-Восточной Канаде; Le — молодые щелочные плутоны. Позднепалеозойские в южной части Новой Англии, раннемезозойские — севернее. Одновозрастные складчатостям моложе палеозойских; Lg — главные гранитные плутоны. В основном среднепалеозойские, но включают также более молодые и более древние породы. Синорогенны или посторогенны допалеозойским складчатостям; Lγ — основные плутоны. Габбро и диориты; Lβ — ультраосновные породы; La — среднепротерозойские плутоны. Ньюфаундленд. Граниты и анортозиты показаны различными цветами.

К. Иннуитский складчатый пояс

K3a, K3b, K3c — отложения в унаследованных бассейнах. Бассейн Свердруп и небольшие останцы. Морские и континентальные отложения с подчиненными изверженными породами. Слабо нарушены третичной складчатостью, к северо-востоку деформированы сильнее, K3a — пенсильванские и пермские, K3b — мезозойские, K3c — раннетретичные; K2, K2a — миогеосинклинальные отложения. Острова Перри и остров Эллисмир. Деформированы между позднедевонским и среднепенсильванским временем, K2a — аналогичные породы Корнуоллиса и соседних островов. Деформированы в основном в раннедевонское время; K1, K1a — эвгеосинклинальные отложения. Северная часть Арктического архипелага и Северная Гренландия. В основном кембрийские и девонские, но, возможно, есть и верхнепротерозойские (местами возраст недостаточно выявлен). Деформированы преимущественно среднепалеозойскими складчатостями, а местами — раннепалеозойскими или третичными, K1a — сильно метаморфизованные, Ka — палеозойские гранитные интрузии, Kβ — третичные (?) интрузии порфиритов.

Л. Восточногренландский складчатый пояс

L4 — посторогенные отложения от пенсильванского до мелового возраста, иногда — третичные. Отложения окраинных прогибов. Нарушены складчатостями моложе среднепалеозойских, иногда с образованием глыбовых сбросов; J3 — отложения в унаследованных бассейнах. Средний и нижний девон. Наземные осадочные и вулканические породы. Моложе раннепалеозойской складчатости, но деформированы уже среднепалеозойской (акадской или каледонской) складчатостью; J2, J2a — геосинклинальные отложения. Верхний протерозой (группы залива Элеонор, тиллитовая и Хаген-Фьорд); кембрийские и ордовикские, на севере местами силурийские. Деформированы раннепалеозойской (каледонской) складчатостью, а в некоторых местах переработаны среднепалеозойской складчатостью, J2a — сильно метаморфизованные породы более глубокой зоны; J1 — среднепротерозойские и более древние гнейсы. Деформированы каролинской (гренвилльской?) складчатостью и переработаны ранне- и среднепалеозойскими складчатостями; Ja — посторогенные граниты. Средний палеозой, в основном в более глубокой зоне, но частично проникают в поверхностную зону и в отложения унаследованных бассейнов (комплексы J2 и J3).

Складчатые пояса докембрийского возраста

1. Гренвилльский складчатый пояс

I4 — среднепротерозойские осадочные породы: известняки, кварциты, конгломераты, метаизверженные породы и парасланцы. Гренвилльская серия включительно; I3 — сильно метаморфизованные породы, вероятно, в основном среднепротерозойского возраста. Парагнейсы, ортогнейсы и мигматиты; I2 — сильно метаморфизованные

породы, вероятно, в основном архейского возраста. Парагнейсы и мигматиты. Деформированы древними складчатостями и переработаны гренвилльской; I1 — нерасчлененные метаморфические породы и плутоны гренвилльского складчатого пояса; Iδ — среднепротерозойские граниты. Граниты и сиениты, синорогенные гренвилльской складчатости; Iγ — щелочные сиениты; Iβ — анортозиты и габбро; Ia — архейские граниты и гнейсы, переработанные гренвилльской складчатостью.

Н. Гудзонский складчатый пояс

(Сюда относятся также области, переработанные эльсонской и мазатцальской складчатостями среднего протерозоя)

N5 — нижнепротерозойские осадочные и изверженные породы. Включают анимикийскую и гуронскую серии. N4 — нижнепротерозойские и более древние парагнейсы, парасланцы и мигматиты. Сильно измененные нижнепротерозойские осадочные и изверженные породы. N3 — архейские осадочные и изверженные породы. Аналогичны комплексу G2, но переработаны гудзонской складчатостью; N2 — нижнепротерозойские и более древние гнейсы. Деформированы кеноранской и гудзонской складчатостями и переработаны эльсонской и мазатцальской; N1 — нерасчлененные метаморфические породы и плутоны гудзонского складчатого пояса; Nδ — посторогенные гранитные интрузии. Санерутские или более поздние граниты в Южной и Западной Гренландии; Nγ — нижнепротерозойские граниты и гнейсы, синорогенны гудзонской складчатости; Nβ — нижнепротерозойские основные интрузии. Включают норит Сэдбери; Na — архейские граниты и гнейсы. Аналогичны комплексу Gγ, но переработаны гудзонской складчатостью.

Г. Кеноранский складчатый пояс

G2 — архейские осадочные и изверженные породы. Включают серии киватин, темискаминг и найфлейк; G1 — архейские парагнейсы, парасланцы и мигматиты. Сильно измененные архейские осадочные и изверженные породы; Gγ — архейские граниты и гнейсы. Частично синорогенны кеноранской складчатости, частично — более ранним; Gβ — нефелиновые сиениты; Ga — основные интрузии.

Платформенные области

F — ледяные покровы четвертичного возраста на фундаменте от докембрийского до кайнозойского возраста. Гренландия и Арктический архипелаг. Показаны только крупные ледяные покровы; E — вулканические и связанные с ними осадочные породы в Северо-Атлантической провинции; Eγ — молодые изверженные породы. В Исландии преимущественно четвертичные, в некоторых местах очень поздние третичные; Eβ — платобазальты от ранне- до позднетретичных в Исландии и среднетретичные — в Гренландии; Ea — интрузии, связанные с третичными платобазальтами; E1 — меловые и раннетретичные осадочные породы. Гренландия, в Исландии — не расчленены. Местами подстилают изверженные породы Северо-Атлантической провинции; D — платформенные отложения на мезозойском фундаменте. Арктическая прибрежная равнина Северной Аляски и Северо-Западной Канады. Третичные отложения на мезозойском и более древнем фундаменте; C — платформенные отложения на палеозойском фундаменте. Прибрежные равнины Атлантики и Мексиканского залива США и Мексики. Мезозойские и кайнозойские отложения на палеозойском и на более древних фундаментах складчатых поясов Аппалачей и Уачиты; B — платформенные отложения на докембрийском фундаменте. Центральный и юго-западный районы Соединенных Штатов, Западная и Юго-Восточная Канада. Палеозойские и более молодые отложения на докембрийском фундаменте; A — слабдеформированные докембрийские отложения на фундаменте более древних докембрийских пород; A3 — верхнепротерозойские породы. Вулканические, осадочные породы и неглубоко расположенные интрузивы. Горы Уачита. Оклахома; Aα — интрузии в отложениях среднего протерозоя A2. Габбро Дулут в районе Верхнего озера; щелочные интрузии группы Гардар в Южной Гренландии; A2 — среднепротерозойские осадочные и вулканические породы. Слабо деформированные в докембрийской формации на гудзонском и на более древних фундаментах. Включают серии кевинаван, белт и Большого Каньона; A1 — нижнепротерозойские осадочные и вулканические породы. Слабо измененные формации на кеноранском фундаменте. Включают гуронскую серию.

ЛИТЕРАТУРА

- Тектоническая карта СССР масштаба 1 : 5 000 000. Под ред. Н. С. Шатского и А. А. Богданова. Изд-ние Министерства геологии и охраны недр, 1956.
B e r t h e l s e n A. 1961. On the chronology of the Precambrian of western Greenland, in Raasch, G. O., ed., Geology of the Arctic; proceedings of the First International Symposium on Arctic Geology: Toronto Univ. Press, p. 329—338.

- C o h e e G. V. and oth. 1961. Tectonic map of United States (revised edition): U. S. Geol. Survey, scale 1 : 2 500 000.
- de C z e r n a Z. 1960. Orogenesis in time and space in Mexico: Geol. Rundschau, Bd. 50, p. 595—605.
- de C z e r n a Z., compiler. 1961. Tectonic map of Mexico: Geol. Soc. America, scale 1 : 2 500 000.
- D e r r y D. R., and oth. 1950. A tectonic map of Canada: Geol. Soc. America, scale 1 : 3 801 600.
- F l a w n P. T., G o l d s t e i n A., K i n g P. B. and W e a v e r C. E. 1961. The Ouachita system: Texas Univ. Publ. 6120, 401 p.
- F r i e s C., ed. 1962. Estudios geochronologicos de rocas Mexicanas: Mexico Instituto de Geologia, Bol. 64, 151 p.
- G a s t i l G. 1960. The distribution of mineral dates in time and space: Am. Jour. Sci., v. 258, no. 1, p. 1—35.
- Geological Society of Australia, Tectonic Map Committee, 1960. Tectonic Map of Australia: Australia Bur. Mineral Resources, Geology and Geophysics, scale 1 : 2 534 400.
- H a l l e r J. 1961. Account of Caledonian orogeny in Greenland, in Raasch, G. O., ed., Geology of the Arctic; proceedings of the First International Symposium on Arctic Geology: Toronto Univ. Press, p. 170—187.
- K a y G. M. 1951. North American geosynclines: Geol. Soc. America Mem. 48, 143 p.
- L o n g w e l l C. R. 1944. Tectonic Map of the United States: Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull., v. 28, no. 12, p. 1767—1774.
- L o n g w e l l C. R. and oth., 1944. Tectonic map of the United States: Am. Assoc. Petroleum Geologists, scale 1 : 2 500 000.
- N e a l e E. R. W., B e l a n d J., P o t t e r R. R. and P o o l e W. H. 1961. A preliminary tectonic map of the Canadian Appalachian region based on age of folding: Canadian Mining Metall. Bull., v. 54, no. 593, p. 687—694.
- R o b e r t s R. J., H o t z P. E., G i l l u l y J. and F e r g u s o n H. G. 1958. Paleozoic rocks of north-central Nevada: Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull., v. 42, no. 12, p. 2813—1857.
- S m i t h F. D., Jr., coordinator. 1962. Mapa geologico-tectonico del Norte del Venezuela: Congreso Venezolano de Petroleo, 1st, Caracas 1962, scale 1 : 1 000 000.
- S t o c k w e l l C. H. 1961. Structural provinces, orogenies, and time classification of rocks of the Canadian Precambrian Shield, in Lowden, J. W., compiler, Age determinations by the Geological Survey of Canada, Rept. 2, Isotopic ages: Canada Geol. Survey Paper 61—17, p. 108—118.
- S t o c k w e l l C. H. 1962. Second report on structural provinces, orogenies, and time classification of rocks of the Canadian Precambrian Shield, in Lowden, J. A., and others, Age determinations and geological studies (including Isotopic ages — Rept. 3): Canada Geol. Survey Paper 62—17, p. 123—140.
- T h o r s t e i n s s o n R. and T o z e r E. T. 1960. Summary account of structural history of the Canadian Arctic Archipelago since Precambrian time: Canada Geol. Survey Paper 60—7, 25 p. (also in Raasch, G. O., ed., 1961, Geology of the Arctic; proceedings of the First International Symposium on Arctic Geology: Toronto Univ. Press, p. 339—360).
- W h i t e W. H. 1959. Cordilleran tectonics in British Columbia: Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull., v. 43, no. 1, p. 60—100.

ТЕКТОНИЧЕСКИЕ КАРТЫ ЮЖНОЙ АЗИИ

Дж. Б. Александер

ХОД РАБОТ ПО КООРДИНАЦИИ И СОСТАВЛЕНИЮ ТЕКТОНИЧЕСКОЙ КАРТЫ АЗИИ И ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА

Тектоническая карта Азии и Дальнего Востока в масштабе 1 : 5 000 000 является четвертой по счету картой в серии региональных геологических и близких к ним карт, подготовленных рабочей группой старших геологов, организованной в 1954 г. и финансируемой экономической комиссией ООН по Азии и Дальнему Востоку в сотрудничестве с Комиссией по Геологической карте Мира при Международном геологическом конгрессе.

В 1960 г. на четвертом заседании рабочей группы экономической комиссии, представлявшей геологические службы, координатором тектонической карты был назначен директор Геологической службы Малайи (Малайзия).

В 1963 г. на пятом заседании рабочей группы экономической комиссии обсуждались технические стандарты, которые должны использоваться на тектонической карте, а затем координатор подготовил и разослал национальным геологическим службам легенду для руководства при подборе материалов для составления тектонической карты.

Экземпляры географической основы также были разосланы всем странам-участникам с просьбой вернуть их с данными к концу июля 1964 г. До истечения этого срока материалы были получены только от Японии (январь), Ирана (июль), Северного Борнео (Малайзия; июль), а Индия и Филиппины только сообщили о намерении прислать их, но в то время ими еще не располагали. Однако их материалы были получены позднее и включены в первый рабочий макет карты, представляемый сейчас на Конгрессе.

Кроме этих материалов, мне удалось получить тектоническую карту Китая (1 : 4 000 000) на русском языке, изданную в 1962 г. Эту карту мы сопоставили с имеющимися у нас, и сейчас большая часть нашей карты заполнена. Данные по смежным областям были взяты с Тектонической карты СССР (1 : 10 000 000) издания августа 1961 г. Несмотря на все эти источники довольно новой информации, можно заметить, что на территории суши, охватываемой картой, все еще есть серьезные пробелы. Это объясняется тем, что никаких сведений не поступало от Афганистана, Бирмы, Камбоджи, Цейлона, Индонезии, Лаоса, Пакистана, Таиланда, Демократической Республики Вьетнам и Южного Вьетнама. Я был бы также благодарен за присылку современных данных по смежным областям Аравийского полуострова и Австралии. Мы надеемся, что все эти страны скоро дадут необходимые материалы.

Что касается океанических пространств, я начал собирать новейшие данные батиметрии, чтобы включить их в следующий макет карты.

Первый рабочий макет карты, демонстрировавшийся на Конгрессе, является до некоторой степени смесью несколько отличных друг от друга методов изображения в зависимости от источников информации, и пока

достигнута только частичная унификация. Я начал с того, что принял систему цветовых обозначений, очень близкую к системе Тектонической карты СССР издания 1962 г. Но когда я уже приступил к составлению карты, у меня создалось впечатление, что многие районы нельзя разделить более или менее единообразно на антиклинальные и синклинальные или на эв- и миогеосинклинальные. Кроме того, цветовая гамма, употреблявшаяся до сих пор, построена так, что красные тона используются для областей самых древних складчатостей, синие — для байкальской, лиловые — для каледонской, коричневые — для варисцийской, зеленые — для мезозойской и оранжевые и желтые — для кайнозойской. Конечно, любой набор цветов представляет трудности и создает дисгармонию, но я думаю, что вышеупомянутый подбор создает ряд таких трудностей, которые можно избежать. Например, желательно большее различие между смешанными областями варисцийской складчатости (коричневые цвета) и гималайской складчатости (оранжевые).

Поэтому я думал над этой проблемой и рассмотрел основные принципы, исходя из того, что является самым важным, что мы стремимся показать на тектонических картах. Конечно, мы пытаемся показать в первую очередь временную последовательность тектонических событий, и, чтобы сделать это достаточно удовлетворительно с помощью цветов, изображающих различные периоды складчатости, используемые цвета должны располагаться в логической последовательности, т. е. по спектру.

Поэтому я предлагаю, как показано на схеме (вклейка), принять для выделения складчатых областей основанную на хронологической последовательности следующую шкалу цветов для изображения складчатости на всех тектонических картах:

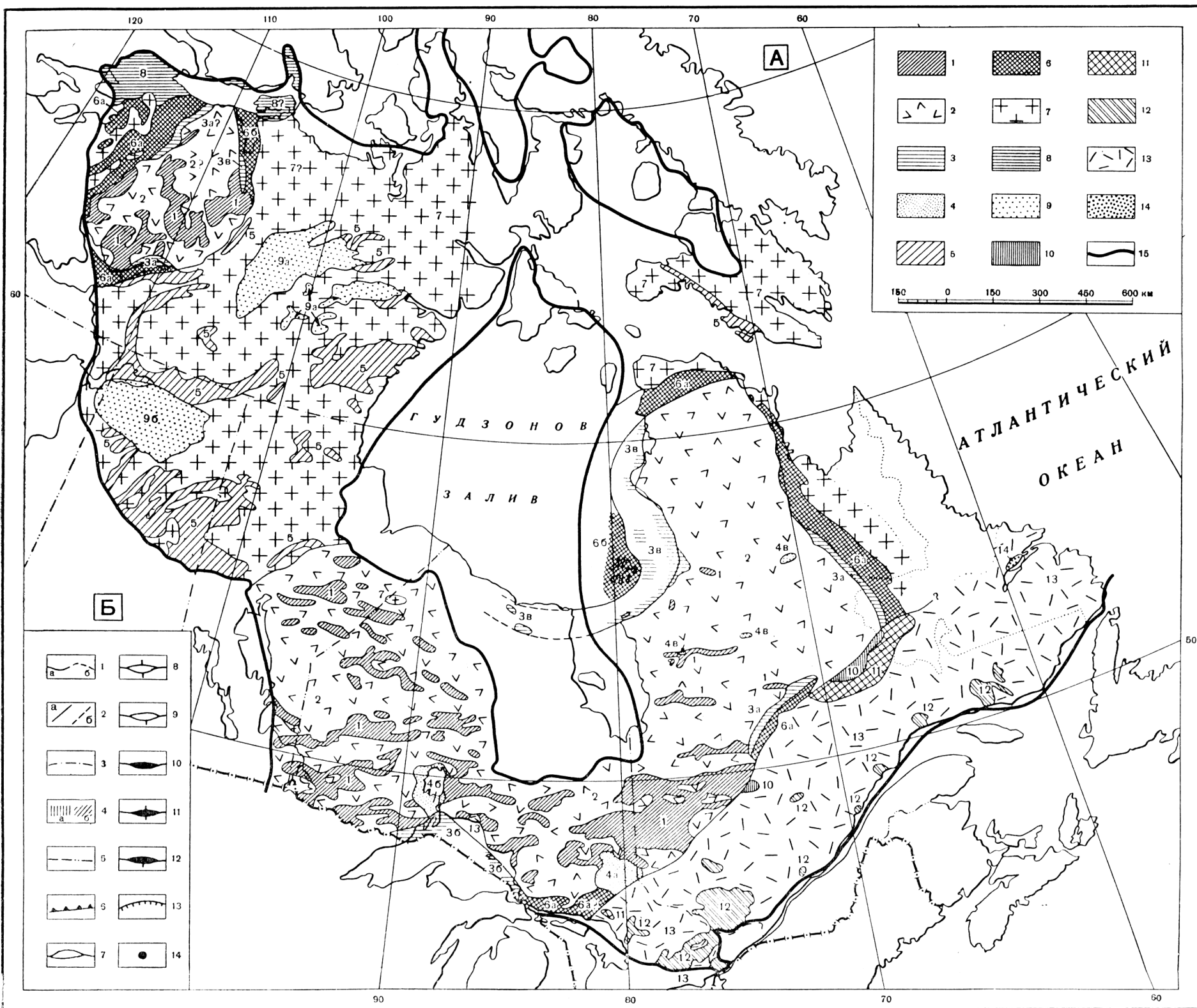
оранжевый	неогеновый	синий	палеозойский
желтый	палеогеновый	лиловый	байкальский
зеленый	мезозойский	красный	катархейский, архейский и протерозойский

На этих основных цветах следует штриховкой того же цвета и соответствующей толщины показывать возраст пород складчатой формации. Таким образом, основные цвета, отражающие возраст складчатости, будут только слегка оттенены штриховкой, показывающей возраст формаций горных пород. (Эта схема дана на прилагаемых листах.)

Что касается изображения основных и ультраосновных пород, то в областях их широкого развития они с трудом отличаются от областей мезозойской складчатости, которая показана различными оттенками зеленого цвета, а щелочные породы трудно отличить от гималайской и кайнозойской складчатостей, показанных различными оттенками оранжевого цвета. Поэтому я предлагаю расширить систему цветных знаков, которые используются для гранитов и пород среднего состава так, как это показано для щелочных и мафических пород.

Еще одна часто встречающаяся трудность — это изображение платформенного чехла при попытке слишком подробно выделить чехлы, покрывающие архейские и инфракембрийские породы, или чехлы, покрывающие палеозойские породы разного возраста. Здесь также предлагается несколько видоизмененная система, которая показана в приложении.

Поскольку я являюсь только координатором этого проекта, то рассматриваю только некоторые проблемы общей координации, оставляя частные случаи различных районов своей территории на рассмотрение представителей стран, входящих в территорию карты. Поэтому мне хотелось бы предложить представителям любых стран, входящих в район деятельности экономической Комиссии по Азии и Дальнему Востоку, высказать их мнение по некоторым частным проблемам, с которыми они встретились при составлении своих тектонических карт.



А. Схематическая тектоническая карта Канадского щита

Кеноранская складчатость (верхний архей): 1 — архейские породы, смятые кеноранской складчатостью; 2 — позднеархейские граниты и нерасчлененные гнейсы, включая более древние граниты, захваченные кеноранской складчатостью; Ненарушенные породы на кеноранском основании: 3 — окаймляющие породы (3а — нижнепротерозойские, 3б — нижне- и среднепротерозойские, 3в — нижнепротерозойские или моложе); 4 — платформенный чехол (4а — нижнепротерозойский, 4б — среднепротерозойский, 4в — нижнепротерозойский или моложе). Гудзонская складчатость (верхняя часть нижнего протерозоя): 5 — допоздне- и среднепротерозойские породы, смятые гудзонской складчатостью; 6а — нижнепротерозойские породы, смятые гудзонской складчатостью, 6б — протерозойские породы, возраст складчатости неизвестен; 7 — поздне- и нижнепротерозойские граниты и нерасчлененные гнейсы; возможно, включают более древние граниты, захваченные гудзонской складчатостью. Ненарушенные породы на гудзонском основании: 8 — окаймляющие породы, средне- и верхнепротерозойские; 9 — чехол платформы (9а — среднепротерозойский, 9б — среднепротерозойский или моложе). Гренвилльская складчатость (верхняя часть среднего протерозоя): 10 — архейские породы, смятые кеноранской складчатостью и повторно гренвилльской; 12 — допоздне- среднепротерозойские породы, смятые гренвилльской складчатостью; 13 — поздне- среднепротерозойские граниты, анортозиты и нерасчлененные гнейсы. Ненарушенные породы на гренвилльском основании: 14 — платформенный чехол верхнепротерозойского возраста или моложе; 15 — границы щита

Б. Структурные обозначения, принятые на тектонической карте Канадского щита

Б. Структурные обозначения, принятые на тектонической карте Канадского щита

1 — контакт установленный (а) и предполагаемый (б); 2 — простирания гнейсовых и сланцевых структур (а), простирания в слабометаморфизованных породах (б); 3 — оси положительных магнитных аномалий; 4 — направления аномалий Буге: а — положительных; б — отрицательных; 5 — сбросы; 6 — надвиги (направлены в сторону надвинутого комплекса); 7 — синклиналь (падение осевой плоскости неизвестно); 8 — синклиналь (осевая плоскость вертикальная); 9 — осевая плоскость падает в указанном направлении; 10 — антиклиналь (падение осевой плоскости неизвестно); 11 — синклиналь (осевая плоскость вертикальная); 12 — антиклиналь (осевая плоскость падает в указанном направлении); 13 — контуры бассейна; 14 — перидотиты и дуниты различного возраста

Д. К. Рей

ТЕКТОНИЧЕСКАЯ КАРТА ИНДИИ

Тектоническая карта Индии в масштабе 1 : 2 000 000 (первое издание 1963 г.) опубликована по распоряжению Правительства Индии под редакцией Генерального директора Геологической службы Индии доктора Б. К. Роя. Она представляет собой синтез всех имеющихся данных по геологии, строению и тектонике страны. Были сделаны попытки обобщить и включить в содержание карты возникавшие во время работы выводы и предположения, касающиеся палеотектонической эволюции страны; одновременно при сводке основных имеющихся данных был внесен ряд изменений и поправок.

Критериями тектонического обобщения являются главным образом рекомендации Подкомиссии по Тектонической карте Мира, уточненные на XXI сессии Международного геологического конгресса в 1960 г. в Копенгагене. Объяснительная записка Н. С. Шатского и А. А. Богданова к Международной тектонической карте Европы (1 : 2 500 000), которая демонстрировалась на этой сессии Конгресса, представляет собой синтез обсуждений, проведенных Подкомиссией, и излагает, возможно впервые, основные принципы составления тектонических карт.

Тектоническая карта Индии была составлена д-ром Д. К. Реем, геологом из Геологической службы Индии, под общим руководством Генерального директора службы д-ра Б. К. Роя. К настоящей статье прилагается для справок схематическая тектоническая карта Индии.

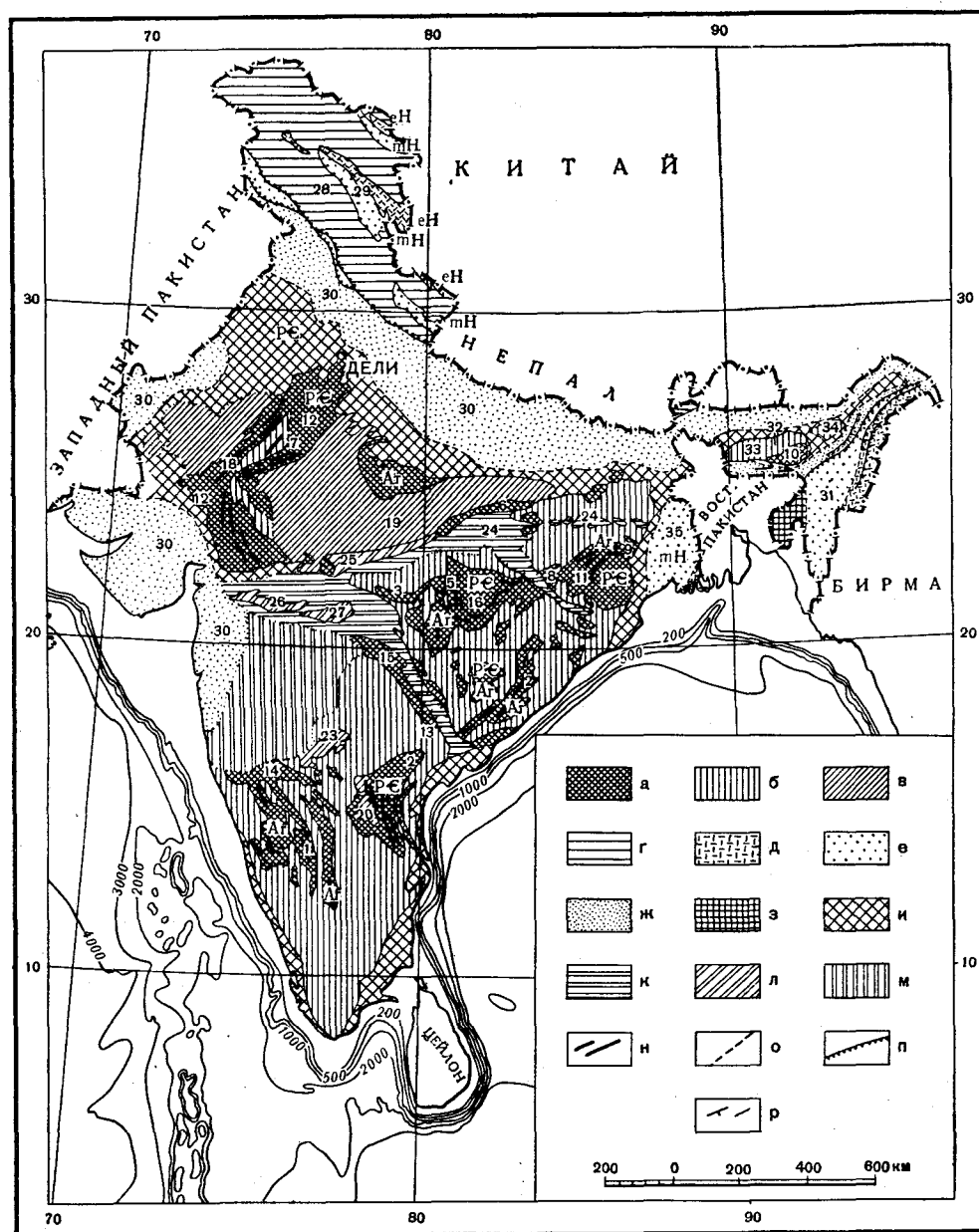
Карта печаталась в издательстве Хатхибаркала Лито под руководством главного топографа и директора картографического управления Индии, которые проявили большой интерес к работе и благодаря помощи которых карта была напечатана к сессии Конгресса в Нью-Дели в 1964 г.

ГЕОГРАФИЧЕСКАЯ ОСНОВА КАРТЫ

Для тектонической карты использована географическая основа карты Индии масштаба 1 : 2 000 000, которую представила Геологическая служба Индии. Карта составлена в конической проекции на секущем конусе с частотой сетки 1°; показана береговая линия, гидрография, крупные города и подводный рельеф. Изобаты даны от 0 через каждые 100 м, до 1000 м и далее — через каждые 1000 м.

ПРИНЦИП ВЫДЕЛЕНИЯ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ЗОН ИНДИИ

Основным критерием тектонического районирования Индии является возраст складчатости. Он вытекает из основного подразделения территории на подвижные пояса и платформы (схема), включая щиты, или области консолидированных складчатых поясов (Штилле, 1955 г., и Белоусов,



Схематическая тектоническая карта Индии

Области архейской и протерозойской складчатости: а — области архейской (Ar) и протерозойской (Pt) складчатости; б — нерасчлененный архейский фундамент, включающий участки, гранитизированные и переработанные архейской — протерозойской складчатостью. Области виндийской складчатости: в — области виндийской складчатости; г — архейско-варискийские массивы, переработанные гималайской складчатостью; д — эвгеосинклинальные области; е — миогеосинклинальные области; ж — краевые прогибы и окраинные депрессии, включающие верхний структурный этаж; з — срединные массивы со складчатым чехлом платформенного типа мезозойского и кайнозойского возраста. Платформенные чехлы на архейском, протерозойском и виндийском фундаментах (и—м): и — нерасчлененный, в том числе области развития мезозойско-кайнозойского чехла на окраинной части платформы; к — нерасчлененный палеозойско-мезозойский чехол на архейско-виндийском фундаменте вдоль рифтов, вытянутых прогибов и синеклиз; л — ненарушенный мезозойско-кайнозойский осадочный чехол в сбросовых бассейнах и синеклизах; м — эпивиндийская (эпигерцинская) платформа и региональные опускания, характер чехла неизвестен). Тектонические

1954 г.). Последняя фаза интенсивных движений, которая характеризует кульминацию геосинклинали и ее консолидацию в платформу, является самым важным признаком при тектоническом подразделении; таким образом, в тектонической истории страны выделяется несколько фаз. Наряду с самыми древними из известных складчатых поясов архейского мегацикла (который, вероятно, состоит из нескольких циклов) выделено по меньшей мере три основные группы складчатых поясов. Ниже приводятся четыре мегацикла и циклы:

- I. Архейская складчатость (несколько циклов),
- II. Протерозойская складчатость (несколько циклов),
- III. Виндийская складчатость, соответствует приблизительно рифейской (байкальской), кадомской (ассинтской) складчатости,
- IV. Гималайско-нага-лушайская складчатость (кайнозой).

Виндийские формации в общих чертах коррелируются с байкальскими формациями Сибири (вокруг озера Байкал). Эволюцию Виндийского бассейна (геосинклинали?) также можно сравнить с байкальским циклом и с его эквивалентами (Меннер, 1960 г.). Байкальский или рифейский цикл — это новая номенклатура для позднепротерозойского — альгонкского периода тектонического развития, которое последовало за альгонкской регенерацией (ассинтская орогения; Штилле, 1955 г. и Шатский, 1960 г.).

Для изображения различных возрастов складчатостей использовались различные цвета, а эв- и миогеосинклинальные области изображены соответственно более яркими или более тусклыми оттенками цвета складчатости. Кроме того, для большей ясности использованы индексы. Структурные этажи выделены различной густотой окраски.

Области архейской складчатости показаны сочным ярко-красным цветом с оттенком жженой сиены и знаком «Ar». Нерасчлененные архейские гнейсы, мигматиты и гранитоиды показаны бледно-розовым крапком (фон) с чередующимися ярко-красными и цвета жженой сиены полосами. Изверженный, метаморфический комплекс чарнокитов показан красным крапом на красно-коричневом фоне. Области протерозойской, виндийской и гималайско-нага-лушайской складчатости показаны соответственно оттенками кармина (знак — Pt), синим (знак — V) и оранжево-желтым (знак — H).

Выделение эв- и миогеосинклинальных областей

Складчатые области, кроме этого, подразделяются на эв- и миогеосинклинальные зоны. Такое подразделение оказалось возможным только для Виндийского и Гималайско-Нага-Лушайского складчатых поясов. В общих чертах эта классификация основана на структурных особенностях и осадочных ассоциациях (голоморфная складчатость и типичный флишевый разрез — в эвгеосинклиналях, пологая идиоморфная складчатость или коробление и ортокварцит-карбонатные и частично субграувакковые ассоциации — в миогеосинклиналях).

структуры: н — общее простирание в складчатых областях; о — краевые швы (региональные моноклинальные флексуры); п — надвиги и шарьяжи; р — крупные сбросы и взбросы. Цифры на карте: 1 — система Дарвар, 2 — архейские образования Восточных Гат, 3 — серия Сансар, 4 — серия Саколи, 5 — серия Чилпигат, 6 — серия Бинавар, 7 — серия Аравалли, 8 — серия Гангпур, 9 — железорудная серия, 10 — серия Шиллонг, 11 — система Куддапах, 12 — система Дели, 13 — серия Бакхал, 14 — серия Каладжи, 15 — серия Пенганга, 16 — впадина Чаттисгар, 17 — серия Колхан, 18 — серия Райяло, 19 — виндийская система, 20 — серия Курноол, 21 — серия Палнад, 22 — серия Суллавай, 23 — серия Бхима, 24 — Гондванские впадины, 25 — впадина Норманда, 26 — впадина Тапи, 27 — впадина Парна, 28 — Гималаи, 29 — Синклиналь Спити, 30 — Предгималайский краевой прогиб, 31 — Нага-Лушайский пояс, 32 — плато Шиллонг, 33 — поднятие Гаро-Хаси, 34 — поднятие Микир, 35 — Бенгальский бассейн

Виндийские эв- и миогеосинклинали и нерасчлененные области выделены различными оттенками синего цвета, соответственно ультрамарином, синим кобальтом и берлинской лазурью. Перед знаком стоит также либо «е», либо «ш».

Эвгеосинклинальные зоны Гималайско-Нага-Лушайской складчатости имеют ряд характерных особенностей в осадочных породах и структурах, которые облегчают их тектоническое подразделение. Эв- и миогеосинклинальные зоны Гималайско-Нага-Лушайского складчатого пояса выделены различными оттенками желтого цвета, который является основным цветом этой области.

Структурные этажи. За исключением областей Гималайско-Нага-Лушайской складчатости, невозможно выделить различные структурные этажи в областях более древней складчатости таким образом, чтобы указать стадии геосинклинального развития. Структурные этажи эвгеосинклиналей были выделены на основании структурных несогласий между важными стратиграфическими группами. Изменения формы эвгеосинклиналей и миогеосинклиналей во время эволюции геосинклинали отражены в различных структурных этажах.

Структурные этажи Гималайско-Нага-Лушайского пояса выделены различными оттенками желтого цвета, использующегося для эвгеосинклинальных областей. Соответствующий знак «еН» (эвгеосинклиналь), кроме того, дополнительно индексируется H_1 , H_2 и т. д., чтобы выделить структурные этажи. Таким образом, верхний структурный этаж индексируется H_3 ; а краевой прогиб — H_n .

Структуры платформенного чехла и фундамента

Другим крупным тектоническим подразделением являются платформы. По возрасту завершающей складчатости на территории Индии могут быть выделены следующие платформы:

- 1) с фундаментом архейского, протерозойского и виндийского возраста;
- 2) эпипалеозойские.

В пределах платформ первой группы могут быть выделены следующие области:

а) области с осадочным чехлом преимущественно мезозойского и кайнозойского возраста; они показаны цветом жженой сиены, узкими коричнево-красными полосами и знаком ер РЭ; более светлые оттенки этого цвета используются для изображения областей с архейско-протерозойским фундаментом;

б) рифтовые долины, борозды и вытянутые прогибы, заполненные палеозойско-мезозойскими континентальными осадками с прослоями морских осадков — красная аркозово-сланцевая свита; эта часть платформы показана светлыми оттенками цвета жженой сиены;

в) эпивиндийские прогибы, местами под покровами эффузивов (серый цвет);

г) эпигерцинские прогибы под покровами эффузивов (горизонтальные полосы серо-коричневого цвета);

д) сбросовые впадины и борозды, заполненные кайнозойскими осадками (светлый серо-коричневый цвет);

Массив Трипура изображен как срединный массив, скрытый кайнозойским платформенным чехлом (темно-коричневый цвет, знак ер Рз).

Платформы изображаются ступенчатой раскраской в зависимости от глубины фундамента. Цвета соответствуют цветам складчатостей, образующих фундамент. Рельеф его поверхности показан изогипсами, которые иногда используются для изображения строения платформенного чехла.

Распределение некоторых характерных осадочных формаций и эффузивов показано на карте специальными знаками. Возраст вулканических эффузивов — траппов Далмы, лавовых потоков Дханьори, риолитов Малани, траппов Сылхета, Раджмахала и Декана — показан индексами. Эффузивы, относящиеся к различным циклам складчатости, показаны следующим образом: а) архейские — на бледном красно-коричневом фоне, красные кресты и знак «Аг»; б) виндийские — на фоне бледной берлинской лазури — синие кресты и знак «В»; в) гималайские — на бледно-оранжевом фоне золотисто-коричневые полосы с коричневыми крестами и знаком «Рз/Мз». Наземные вулканические породы показаны только зелеными крестами и знаком «Мз/Сз».

Выделены также характерные осадочные формации — геосинклинальные известняковые формации (показанные прерывистыми серыми крестами), угленосные формации (параллельные парные серые штрихи), флиш и моласса (соответственно черный и красный крап).

Интрузивные массивы

Интрузии показаны общепринятым способом, а их происхождение указано индексами, соответствующими различным эпохам складчатости. Основные и ультраосновные породы выделены различными оттенками зеленого цвета со знаками «Аг», «РЭ» и «Н» в зависимости от цикла складчатости.

Гранитоиды различных эпох складчатости показаны оттенками алого цвета (архей) со знаком «Аг», темно-лиловым и алым (протерозой) со знаком «РЭ», алым красным (виндийские) со знаком «В» и ярко-красным с желтым (гималайские) со знаком «Н».

Обозначения структур

Тектонические структуры различных типов показаны условными знаками и линиями, а там, где возможно выделены различные типы сбросов; нанесены линии погребенных сбросов и сбросов фундамента. Стратоизогипсами показан в соответствии с геофизическими данными рельеф поверхности фундамента под Гималайским краевым прогибом. В других местах геофизические и буровые данные позволили нанести стратоизогипсы либо фундамента, либо некоторых опорных горизонтов чехла, рельеф которого, как полагают, отражает в какой-то степени рельеф поверхности фундамента. Так было сделано для горизонта юрских угленосных сланцев (показан синими стратоизогипсами) и горизонта «D» в эоценовых известняках Бенгальского бассейна (коричневые стратоизогипсы). Рельеф архейско-протерозойского фундамента показан красными стратоизогипсами, а кровля базальтовых траппов и форма поверхности виндийского фундамента соответственно зелеными и пурпурными стратоизогипсами.

Помимо указанных выше структур выделяются древние вулканы (золотисто-коричневые кружки со звездочками) и некоторые глубокие буровые скважины (золотисто-коричневые кружки с кольцами или без них).

Рельеф морского дна показан ступенчатой раскраской синева-зеленого цвета в соответствии со шкалой глубин.

Изучению и выделению перечисленных выше тектонических структур очень помог анализ осадочных (включая метаосадочные) ассоциаций и изверженных и интрузивных пород. Каждый из вышеупомянутых типов структур имеет характерные особенности или комбинации, облегчающие его классификацию, как мы увидим из дальнейшего описания.

КРАТКОЕ ОПИСАНИЕ ОСНОВНЫХ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ОБЛАСТЕЙ ИНДИИ И ИХ ВЗАИМООТНОШЕНИЙ

Индостанский полуостров представляет собой древнюю платформу, фундамент которой состоит из архейских, протерозойских и виндийских складчатых зон. В районе Гаро-Раджмахал фундамент находится на не-большой глубине, а в горах Гара-Хази и Микир выходит на поверхность, протягиваясь в виде узкой полосы почти до гор Мишми.

К востоку фундамент платформы полого погружается, он погружается и к северо-востоку, где под Бенгальским бассейном уходит на большую глубину. К западу, в сторону краевого прогиба западного побережья и к северо-западу в сторону Гималайского передового прогиба, погружение фундамента происходит более круто. Эти прогибы, расположенные на северо-западе и западе, соединяются между собой краевой депрессией с типичными для подобных депрессий структурами чехла. Расположенные в этой области граппы Кутча (Wynne, 1872 г.) обнаруживают особенности, характерные для подводных излияний. Это подтверждает прохождение здесь (включая Кутча и Гуджарат) краевой депрессии, примыкающей к западному продолжению Гималайского подвижного пояса. Его изгиб в Северо-Западной Индии с северо-востока на юго-восток не противоречит этому.

К северу и северо-востоку от Гималайского и Нага-Лушайского складчатых поясов располагаются каледонские и герцинские складчатые области, платформы, параплатформы и срединные массивы Китая, а точнее — архейско-протерозойские массивы Бирмы.

Древняя платформа

В пределах древней Индийской платформы обнаруживаются области выхода ее дислоцированного фундамента, в составе которого можно выделить зоны архейской, протерозойской и виндийской складчатостей. Сравнительно небольшая область сложена дхарварской системой и ее эквивалентами — аравалльской системой, саусарской, сакольской, чилпигатской, билжаварской, гангпурской, железорудной сериями, археем восточного Гхата и шиллонгской серией; на остальной территории развит комплекс гнейсов и гранитоидов с участками чарнокитов (Dunn и Dey, 1942 г.; Heron, 1935 г.; Krishnan, 1958 г.; Pascoe, 1950 г., и Rama Rao, 1945 г.).

Дхарварская система и ее эквиваленты возникли, вероятно, приблизительно 1500—2500 млн. лет назад, и все они сосредоточены в областях архейской складчатости. Несомненно, что развитие этих искривленных полос метасадочных пород с изверженными и интрузивными породами не было синхронно, и фактически они отражают другой тектонический цикл «протогейского» мегахрона (Штилле, 1955 г.). Промежутки времени между кульминациями этих циклов, должно быть, были так же длительны, как между «неогейскими» циклами. Хорошо известны трудности хотя бы приблизительного датирования «протогейских» циклов (Fermor, 1936, 1940 г.; Holmes, 1950 г.).

Гнейсы полуострова, чотанагпурские и бундэльхандские гнейсы и комплекс ленточных гнейсов занимают обширное пространство щита. Они содержат бесчисленные включения метасадочных и метавулканических пород. Полагают, что большая часть гнейсов является результатом метасоматизма осадочных и изверженных пород. Возможно, что эти гнейсы подверглись частичной регенерации в различные тектонические циклы архея и протерозоя. Были сделаны попытки определить структурно-фациальные зоны в этих метаморфических комплексах и в гнейсовых об-

ластях для выяснения границ и формы архейских подвижных поясов. Кроме того, для выявления фаз тектонического развития важно выделять инфра- и суперструктуры.

Области архейской складчатости обычно характеризуются основным и ультраосновным магматизмом в начальных стадиях развития (представлен широко распространенными зеленокаменными породами: эпидиоритами, актинолит-тремолитовыми сланцами, роговообманковыми сланцами и амфиболитами, которые в большинстве случаев образуют единые структуры, метаморфическими граувакками и кварцитами). За этой стадией последовало образование магматическо-метасоматического комплекса гнейсов и гранитов, представленного чемпионскими гнейсами, бундэльхандскими гранитами, комплексом ленточных гнейсов, гнейсами центральной Индии, гнейсами полуострова, чотангпурскими гнейсами (?), сингхбхумским гранитом и т. д. Эти группы образовались в средние до поздних стадий развития архейских подвижных поясов. Участки этих гнейсов, как указывалось выше, подверглись регенерации в протерозое (участки гнейсов, гранитов и гранитоидов, примыкающие к восточной границе Куддапахского, Каладгского и Пахальского бассейнов; Krishnan, 1958 г.; Mahadevan, 1943 г.).

Тектоническое положение группы чарнокитов изверженно-метаморфического комплекса точно неизвестно, но часто встречающаяся ассоциация этой группы с метаморфическими ортокварцитами и карбонатами очень существенна. Также вполне возможно и метаморфическое происхождение этой группы. Поздние- и посттектонические гранитоиды выделены в клоуспетских гранитах и в связанных с ними породах.

На архейском складчатом фундаменте залегают со структурным несогласием зоны протерозойской складчатости в областях развития каддапахской и дельийской систем серий каладги, пахал (в бассейне Чаттисгарх) и серий гвалиор, колхан и райало. Эти складчатые зоны встречаются в виде отдельных участков в Бихаре, Ориссе, Андхра, Прадеше, Магараштре, Мадрасе, Раджастане, Пенджабе и Дели. В целом они гораздо слабее метаморфизованы и гранитизированы, чем архейские породы, и в общем обнаруживают меньше тектонических нарушений. Однако классификация осадочных пород Чаттисгарского бассейна затруднительна, так как литология и структура одной части этих пород похожи на каддапахскую систему, а в других местах — на виндийскую. Эти осадочные породы встречаются в основном в виде изолированных изогнутых или полукруглых участков с нарушенными контактами с соседними породами архейской складчатости. Подразделить эти системы протерозойской складчатости не оказалось возможным, но чередование песчанистых, глинистых и известковых отложений и отсутствие широкого развития магматизма (за исключением системы дели) указывают на то, что большая часть этих пород, может быть, представляет внешние области протерозойской складчатости. Система дели представлена смешанной ассоциацией кварцитов, карбонатов, аргиллитов и аркозовых конгломератов.

Включение в палеозойскую складчатость осадочной серии колхан, которая сложена в основном аргиллитовыми и известковыми отложениями, также можно было бы считать спорным, однако ее стратиграфическое положение и характерные особенности не позволяют сомневаться в правильности такой классификации. Очень возможно, однако, что чаттисгархские осадки и серии колхан и райало относились к более поздней эпохе протерозойского тектонического цикла, чем породы дели. Некоторые последние исследования указывают на то, что колханские породы, вероятно, имеют раннепротерозойский возраст (Sarkar и Saha, 1963 г.).

К следующей группе относятся сравнительно слабо нарушенные осадочные породы в серповидных, полукруглых или изогнутых бассейнах, занимающих большие пространства в Мадхи Прадеше, Раджастане и Би-

харе и отдельные участки в Южной Индии. Консолидация этих групп объясняется воздействием виндийской складчатости. Об эволюции этого термина и об его эквивалентах в других странах указывалось раньше. В эту группу включены также серии бхима, суллаван, курноол и палнад в основном на основании их литологического сходства и структурного несогласия с реликтами архейско-протерозойской складчатости. Выделение этого цикла («виндийская складчатость») предположительно. К областям виндийской складчатости относятся сравнительно слабо метаморфизованные осадочные и вулканические породы.

Несмотря на то, что из-за отсутствия интенсивной голоморфной складчатости (Белоусов, 1960 г.) и типичных эвгеосинклинальных ассоциаций виндийские геосинклинали невозможно четко выделить, нижневиндийские породы ассоциируются с вулканитами, они сильно нарушены сбросами и складками в долине Сон, Читоре (Раджастан) и в Дхар Форест (Krishnan, 1958 г.). Кроме того, гранитоиды и эффузивы (вулканиты Малани и граниты Малани, Джалор и Сивана — предположительно нижневиндийского возраста) примыкают к некоторым из вышеуказанных областей. Поэтому нельзя отрицать такую возможность, что начальная стадия широкого развития миеосинклинали и, как таковая, виндийской системы характеризуется только неполным геосинклинальным развитием. В структурном отношении залегание и простирание этих складчатых поясов (?) отличается от архейского и протерозойского складчатых поясов. Поэтому их можно было бы считать представителями более древнего геосинклинального развития после «альгонской регенерации» (Stille, 1955 г.).

Сейсмические данные указывают (Nazka и Ray, 1962 г.) на несогласие между виндийскими поясами и до- или поствиндийскими. Утверждение Б. А. Петрушевского (1961 г.), что фокусы землетрясений обычно располагаются по краям блоков коры, имеющих различную подвижность, подтверждается результатами изучения расположения эпицентров землетрясений в Индии. Замечено, что некоторые эпицентры возникают в главном Виндийском бассейне центральной Индии. Очертания Виндийского щита и его продолжения также можно проследить по положению эпицентров. Эпицентры указывают на продолжение Виндийского блока на северо-восток. Расположение эпицентров в области архейского щита указывает на очень разнообразные направления, а самый молодой подвижный пояс (Гималайский) проходит в Северной Индии с западо-северо-запада на восток-юго-восток.

Возможно также другое представление о структурах виндийской группы. В верхней части разреза имеется некоторое количество песчаных и известковых осадков. Некоторые гранитоиды (нижневиндийские) также считались платформенными (гранит Сивана), а тектоническое значение риолитовых эффузивов полностью еще неясно. Верхневиндийский разрез, возможно, представляет отложения подвижного шельфа (Krupine, 1951 г.), а нижневиндийский — отложения переходных зон. Отложение осадков в широких серповидных синклиналях в значительной части виндийской формации не противоречит этому представлению.

Области кайнозойской складчатости

Обширный Гималайский пояс на севере и Нага-Лушайский пояс на востоке представляют замечательные области развития геосинклиналей в мезозое и кайнозое. Они, несомненно, являются продолжением альпийской складчатой области, проходящей через Турцию, Иран и Афганистан, несмотря на то, что стадии их развития могут и не быть совершенно синхронны. Нага-Лушайский пояс в целом характеризуется более поздним развитием, чем Гималайский, как об этом свидетельствуют структурные этажи их внутренних областей. Эти два пояса охватывают весь север и

крайний восток территории Индии, а передовые прогибы и краевые депрессии заходят далеко в северо-центральные и западные области страны (Burrard, 1912 г.).

В Северо-Западном Кашмире и Северо-Восточном Ассаме Гималайско-Нага-Лушайский складчатый пояс обнаруживает эффектные крутые изгибы, которые Вадия (Wadia, 1931 г.) описал как кашмирско-хазарские и ассамские синтаксисы. По определению Зюсса, в интерпретации Штауба (Bucher, 1937 г.), синтаксисом называется сближение линий поднятия без резкого изменения простирания. Изменение простирания можно назвать «отклонением». Но в Ассамском синтаксисе не наблюдается конвергенции, а Нага-Лушайская геосинклиналь изолирована от Гималайской геосинклинали. Искривленное расположение обусловлено вклиниванием узкой части щита (клин Радж-Махал—Гаро—Микир—Мишми архейско-протерозойского щита). Вдоль Кашмирско-Хазарского синтаксиса (Wadia, 1931 г.) часть Гималайской геосинклинали поворачивает к сектору Белуджистана. Даже к северу есть указания на конвергенцию по меньшей мере двух линий, что подтверждает образование синтаксиса. Однако для того, чтобы сделать какие-либо выводы, необходимы детальные исследования. Крутые искривления простираний, т. е. «отклонения», возможно, обусловлены северо-северо-западным продолжением Араваллийского сектора архейско-протерозойского щита Индии.

В Гималайском поясе большая площадь занята переработанными массивами архейско-герцинских складчатостей, сложенных осадочными и магматическими породами. Эти переработанные массивы составляют основную массу главных шарьяжей Кашмирских Гималаев. Для перекрывающих шарьяжей характерно движение по поверхности палеогеновых формаций, а в Кашмирских Гималаях вовлечение в движение и триасово-юрских формаций. Таким образом, можно считать, что кровля поздне-палеозойских формаций Гималаев занимает необычное тектоническое положение зоны срыва (Heim и Gansser, 1939 г.; Wadia, 1932 г.; West, 1934, 1939 гг.).

Зона сильно дислоцированного докембрия и палеозоя со складчатым мелом — зоеном наряду с переработанным фундаментом и гнейсами представляет эвгеосинклинальную область, которая возникла, вероятно, в середине—конце мезозоя. Нижний структурный этаж развился в начале мелового периода, а средний — после первой фазы инверсии геосинклинальной области, — вероятно, в конце мелового периода. Это подтверждается меловым и палеогеновым флишем Спити и соседних областей. Формирование верхнего структурного этажа произошло после развития главной эвгеосинклинали, ее складчатости и первой фазы повсеместного надвигания. Миеосинклинальные области представлены триасово-юрскими отложениями Кашмира, Гархвала, Кумаона и отчасти серией Мурри. Последняя в значительной степени уничтожена под Кашмирским шарьяжем. Гималайский передовой прогиб в аллювиальной долине Инда—Ганга сложен в области крыла северной геосинклинали в основном посттектонической молассой. Характер осадков самой глубокой части бассейна, так же как и глубоких частей края платформы, пока неизвестен.

В Кашмирских, Гархвальских и Кумаонских Гималаях преобладают реликты архейско-герцинской складчатости. Тектонический характер этих метаморфизованных и деформированных пород до сих пор точно неизвестен. Однако можно предполагать по меньшей мере несколько способов их образования. После постгерцинской консолидации метаморфические и деформированные палеозойские породы слагали более молодые платформы с ядрами и регенерированными участками догерцинского фундамента. Части этих платформ вошли в состав фундамента гималайских геосинклиналей. Другая часть в виде срединных массивов, возможно, осталась в геосинклиналях. Подвижность последних во время Гималай-

ского тектонического цикла зависела в большей мере от степени их консолидации. Третья часть этих молодых платформ образовала собственно платформу и осталась сравнительно неподвижной. Дальнейшая эволюция этих частей могла идти следующими путями:

1) эпигерцинский фундамент участвовал в гималайском тектоническом цикле и был переработан и частично регенерирован;

2) эпигерцинские срединные массивы претерпели разнообразную эволюцию. Они частично оставались неподвижны, а частично были деформированы во время гималайского тектонического цикла;

3) собственно эпигерцинская платформа оставалась в основном неподвижной во время гималайского тектонического цикла, но она, возможно, вовлекла в свое развитие часть краевой и передовой депрессии Гималайского орогенического пояса.

Обширные области развития палеозойских и докембрийских пород в Гималайском складчатом поясе (включая подстилающие их породы), по всей вероятности, состоят из этих частей. Их современное соседство друг с другом, может быть, является следствием структурного развития. Понадобился бы детальный структурный анализ, чтобы выделить стадии структурной эволюции и, таким образом, выделить области переработки и регенерации, области молодых платформ, срединных массивов различной подвижности и, наконец, собственно платформ. Все это не могло возникнуть в результате единого процесса.

Перечисленные выше пути развития могут послужить доказательством гипотезы развития Гималайской геосинклинали на постепенно сокращающейся стороне герцинской геосинклинали и по ее краям. Горные системы Центральной Азии и Китая являются в основном проявлениями каледонской и герцинской орогений, а гималайская орогения является только более поздней стадией развивающейся консолидации и сокращения подвижных поясов различных циклов и их окончательной консолидации в платформу «неогейского» мегахрона (Штиле, 1955 г.; Белоусов, 1960 г.).

Проблема развития Нага-Лушайской геосинклинали очень сложна. В общих чертах эту геосинклинали можно разделить на эв- и миогеосинклинали. Эвгеосинклинали возникла в меловое время. На западе к дугообразной эвгеосинклинали примыкает изогнутая миогеосинклинали, которая на юге не обнаруживает совершенно голоморфную складчатость. Эвгеосинклинали, вероятно, тянется по Араканскому побережью до островов Андаман и Никобар. Миогеосинклинали сужена к северо-востоку, сильно дислоцирована и осложнена чешуеобразными надвигами (Bucher, 1955 г.). Развитие рядом с этим районом платформенных и геосинклиналичных осадочных фаций не противоречит классификации его как миогеосинклинали.

Эвгеосинклиналильные области Гималайско-Нага-Лушайской складчатости обычно сложены флишем, офиолитами и подчиненными известняками, которые образуют длинные линейно вытянутые голоморфные складки с различной степенью опрокидывания и надвигания. Возможно, что Гималайская геосинклинали, сложенная комплексом ортокварцит-карбонатного и терригенного флиша (?), в Северо-Западной Индии продолжается на западе и на северо-западе. Миогеосинклиналильное обрамление Нага-Лушайского складчатого пояса характеризуется песчаниками, субграувакками с большим содержанием обломков метаморфических пород, сланцами, известняками и углем, а также нефтеносными формациями (Evans и Crompton, 1946 г.; Sae и Evans, 1940 г.). Это обрамление сужается к северо-западу, и его структура усложняется.

В Нага-Лушайском поясе также выделяется узкая кромка краевых депрессий. Южная часть плато Шиллонг окаймлена узким поясом миогеосинклиналичного развития, за которым следует флексура, вдоль которой располагается активная глубокая геосинклинали Восточной Бенгалии. Между

этой последней и Нага-Лушайским поясом располагается срединный массив Трипура, перекрытый мезозойско-кайнозойским чехлом. Такое выделение основано на структурных чертах Трипурского блока, который носит только слабые следы идиоморфной складчатости (коробчатая складчатость?) в чехле платформенного типа.

В Гималайском поясе проявления магматизма многочисленны, но в большинстве случаев они встречаются в переработанных массивах. В Гималайско-Нага-Лушайском складчатом поясе встречаются ультраосновные и основные интрузии начальных стадий развития складчатого пояса, а гранито-гнейсовые серии, относящиеся к промежуточной стадии развития, занимают большие пространства в антиклинориях. Герцинские граниты и гнейсы в значительной степени представляют собой регенерированный фундамент; наблюдаются также интрузии гранитов в граниты. Некоторые гранитоиды, расположенные вдоль ядер, также имеют кайнозойский возраст (Auden, 1933 г.). Меловые вулканические породы и основные интрузии встречаются в эвгеосинклиналичных областях обоих поясов, а платформенный вулканизм характерен для края миогеосинклинали, примыкающей к плато Шиллонг.

Платформенные области

Индийская платформа, обрамленная Гималайским передовым прогибом и краевыми депрессиями, оконтурена условно. В прибрежных областях архейско-протерозойский фундамент перекрыт маломощным осадочным чехлом. Периферические части платформы, расположенные ближе к зоне ее сочленения с краевыми депрессиями, выделены как эпипротерозойские или эпивиндийские платформы. Северная, восточная и западная границы Индийской платформы проведены условно за неимением надежных данных, подтверждающих их точное положение.

На архейско-виндийском дислоцированном фундаменте Индийской платформы развиты мощные толщи платформенных палеозойско-мезозойских осадков гондванской системы преимущественно континентального происхождения — аркозы и красноцветы, не содержащие карбонатов. Наибольшей мощности эти толщ достигают в рифтовых долинах (грабенах), прогибах и синеклизах, таких, как Нарманда, Тапи и Пурна. Линейные очертания этих структур указывают на их связь с разломами, а возраст заполняющих осадков — на их развитие в герцинскую и гималайскую эпохи, отвечающие эпохам развития ближайшей Гималайско-Нага-Лушайской геосинклинали.

Как видно из вышесказанного, герцинская и гималайская складчатости влияли на древнюю платформу. Широкому распространению эффузивов (базальтов) на западе центральной части плато уделялось много внимания. Тектонические структуры под лавовыми потоками до сих пор не разведаны глубоким бурением. Единственные имеющиеся данные — это геология и структура пограничных областей и западного побережья (Auden, 1949 г.) и гравитационные аномалии, установленные путем наблюдения на маятниках Геодезической службой (Auden, 1940 г. Gulatee, 1940 г.). Установлено, что величина отрицательных аномалий увеличивается от юго-западного побережья к северу вплоть до южных частей бассейнов Тапи и Пурна. Эти изменения аномального гравитационного поля с юга на север, вероятно, связаны с изменением в этом направлении глубины залегания платформенного фундамента. Считают, что в юго-западной части платформы ее эпивиндийский фундамент залегает не глубоко, а к северу его глубина увеличивается. По-видимому, там располагается крупный прогиб. Его возраст может быть любым — от альгонка до мезозоя. Однако, учитывая, что он обрамлен позднепалеозойскими сбросами, его правильнее считать герцинским.

ТЕКТОНИЧЕСКАЯ КАРТА АФРИКИ

Ю. А. Шуберт, А. Фор-Мюре

ИСТОРИЧЕСКАЯ СПРАВКА

На востоке платформы скорее всего располагается краевая депрессия, о существовании которой можно судить по отрицательным аномалиям и проходящей там прибрежной флекуре Панвел. Эта часть Индийской платформы подверглась короблению в герцинскую эпоху, а в эпоху гималайской складчатости была раздроблена разломами, по которым проходило излияние деканских траппов. В. В. Белоусов (1961 г.) считает, что картина гравитационного поля в области развития деканских траппов заставляет предположить существование под ними прогиба глубиной до 4000 м. Он полагает, что его образование сопровождалось уменьшением мощности коры снизу. Этот процесс подобен базальтизации, наблюдаемой в северной части Атлантического океана и в других местах. Заслуживает внимания крупный блок, сложенный кайнозойскими и, возможно, мезозойскими породами, который расположен в области Трипура в Восточной Индии в пределах Нага-Лушайской складчатой области. Его считают срединным массивом, перекрытым кайнозойским чехлом.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

При составлении карты и при выделении основных тектонических структур Индии ряд проблем был подвергнут пересмотру. Это те проблемы, которые могли бы возникнуть у любого геолога, занимающегося подобной работой. Мы думаем, что с развитием тектонической науки все эти проблемы можно будет решить. Некоторые из них мы приводим ниже:

1) критерии выделения зон докембрийской складчатости. Какие критерии достаточны для выделения различных зон архейской складчатости, особенно в обширных массивах регенерированных гнейсов, примыкающих к поясам метасадочных или метабазитовых пород или обрамляющих их?

Очевидно, было бы целесообразно выделять фациальные зоны в областях докембрийских складчатостей.

2) положение верхнего структурного этажа в зонах кайнозойской складчатости; точное разграничение эвгеосинклиналей, миогеосинклиналей и краевых прогибов; взаимозаменяемость терминов «передовой прогиб» и «краевая депрессия».

3) критерии проведения границы между платформой и передовым или краевым прогибом, особенно там, где нет точных буровых данных о положении края платформы.

4) классификация древних ядер в пределах кайнозойских подвижных поясов; большие участки кайнозойских подвижных поясов заняты переработанными палеозойскими и докембрийскими массивами. Частично они слагают ядра антиклинориев, а частично являются сравнительно устойчивыми зонами геосинклиналей. Все их можно пока условно объединить в группу «переработанных массивов и древних ядер антиклинориев». Но в то же время возникает вопрос, не лучше ли отнести некоторые из них к срединным массивам. В таком случае было бы необходимо подразделение срединных массивов на различные типы (в зависимости от их сравнительной устойчивости, возраста консолидации и наличия или отсутствия осадочного чехла со структурным несогласием).

5) классификация интрузивных пород в древних щитах (подвижные пояса). Н. С. Шатский и А. А. Богданов (см. выше) не предлагают никакой системы классификации различных ультраосновных, основных, средних и кислых пород различных стадий развития подвижных поясов. Эта классификация не невозможна, особенно для тектонических циклов «неогейского» мегахрона, хотя любая такая классификация для областей древних щитов не всегда применима. Может быть, целесообразно провести обсуждение этого вопроса учеными разных стран.

Решение о составлении Тектонической карты Африки в масштабе 1 : 5 000 000 было принято на XXI сессии Международного геологического конгресса, состоявшейся в Копенгагене в августе 1960 г. Решение обсуждалось на заседании Подкомиссии по Тектонической карте Мира 19 августа.

После обмена мнениями и выступлений Ж. Марсе (Франция), д-ра Дикси (Англия) и М. Диури (Марокко) было решено поручить эту работу Ассоциации геологических служб Африки (АГСА) и Подкомиссии по Тектонической карте Мира.

В своей резолюции Подкомиссия «... принимает во внимание решение Ассоциации включить в свою программу составление Тектонической карты Африки в масштабе 1 : 5 000 000».

Для составления карты должна быть использована географическая основа геологической карты Африки в масштабе 1 : 5 000 000 и принята, насколько это возможно, для решения проблем тектоники Африки, легенда, предложенная для тектонических карт Советского Союза и уже использованная для составления Тектонической карты Европы в масштабе 1 : 2 500 000.

ОРГАНИЗАЦИЯ РАБОТЫ

Первая стадия организации работы была осуществлена Ж. Ломбаром — Генеральным секретарем Ассоциации геологических служб Африки.

Африка была разделена на определенное количество районов, находящихся под ответственностью региональных координаторов. Эти последние должны были обобщать материалы, представляемые каждой страной, входящей в соответствующий район. Сначала было установлено четыре таких района, затем это число увеличилось до шести. Точно так же менялись кандидатуры координаторов. Вот их окончательный список:

Южная Африка — сначала д-р Ф. С. Трутер, затем д-р О. Р. Ван-Иден,

Восточная Африка — д-р Дж. В. Паллистер,

Центральная Африка — д-р Ж. Л. Местро,

Западная Африка — д-р Ж. Сузи,

Северо-Восточная Африка — д-р Л. Дюбертре,

Северо-Западная Африка — д-ра Ю. А. Шуберт и А. Фор-Мюре.

Кроме того, по предложению А. А. Богданова — Генерального секретаря Подкомиссии по Тектонической карте Мира и Ж. Марсе — Генерального секретаря Комиссии по Геологической карте Мира Ю. А. Шуберт был назначен Ассоциацией геологических служб Африки Главным координатором.

натором тектонической карты Африки; м-ль Фор-Мюре согласилась исполнять обязанности помощника главного координатора. Наконец, М. Диури — Директор Департамента геологии (г. Рабат, Марокко) — обеспечил техническую помощь со стороны Геологической службы Марокко (Картографическое бюро).

Таким образом, главная координация работ осуществлялась специалистами из Марокко.

Первое заседание 20—24 ноября 1961 г. — Совещание координаторов, посвященное тектонической карте Африки, — состоялось в Париже во дворце ЮНЕСКО. На нем присутствовали:

- д-р Ф. Дикси — президент (АГСА),
- д-р Ж. Ломбар — генеральный секретарь (АГСА),
- д-р Ж. Марсе — генеральный секретарь Комиссии по Геологической карте Мира,
- д-р С. Х. Хаугтон — представитель ККТА,
- д-р Р. Фюрон — автор Тектонической карты Африки в масштабе 1 : 10 000 000,
- д-ра Ф. С. Трутер и Д. Бишоп — специалисты по Южной Африке,
- д-р Р. А. Харкин — специалист по Восточной Африке,
- д-р Л. Каэн — специалист по территории Конго,
- д-р Г. Жерар — специалист по Экваториальной Африке,
- д-р Ж. Сужи — специалист по Западной Африке,
- д-р Алла Медина — специалист по Рио-де-Оро (Восточная область Испанской Сахары),
- д-ра Н. Меньшиков, Ж. М. Фрелон и Ж. Фабр — специалисты по Сахаре,
- д-р М. Болс — специалист по Эфиопии,
- д-р А. Кэр — специалист по Алжиру,
- д-ра Ю. А. Шуберт, М. Диури и А. Фор-Мюре — специалисты по Марокко,
- д-р Л. Дюбергтре — специалист по Северо-Восточной Африке и Ближнему Востоку.

На заседания были приглашены также парижские геологи.

Работа сессии началась выступлением Ю. А. Шуберта, посвященным основным проблемам составления тектонических карт. Вслед за этим докладом было сделано несколько сообщений об особенностях тектонического строения различных районов Африки.

Вторая часть совещания была посвящена, с одной стороны, обсуждению различных методов изображения тектонических структур вообще и африканских в частности, а с другой, определению принципов легенды. Было представлено два проекта легенды — проект А. А. Богданова, основывающийся на легенде к Тектонической карте Европы, и проект Ю. А. Шуберта и А. Фор-Мюре, также исходящий из этой последней, но основой которого является абсолютный возраст докембрийских складчатых зон Африки.

В качестве иллюстрации была представлена тектоническая карта Африки в масштабе 1 : 10 000 000, составленная Ю. А. Шубертом на основе такой легенды (дающей шесть подразделений докембрия).

Принцип подразделения докембрия по данным абсолютного возраста был положен в основу легенды, но, по совету Л. Каэна, число подразделений было сокращено до четырех (каждое подразделение может делиться на две части, в случае необходимости):

- Докембрий — А — от 620 до 950—1050 млн. лет,
- В — от 950—1050 до 1650—1800 млн. лет,
- С — от 1650—1800 до 2500—2650 млн. лет,
- D — более 2500—2650 млн. лет.

Был также принят принцип выделения складчатых областей и плат-

форм с подразделением последних на платформы со складчатым и горизонтально залегающим чехлом.

Дискуссия закончилась подробным обсуждением изображения тектонических нарушений (складки, сбросы и т. д.) и осадочных, вулканических и интрузивных пород.

Сессия приняла предложение Ассоциации геологических служб Африки относительно назначения региональных и главных координаторов и определила сроки работ.

К сожалению, из-за отсутствия хорошо организованного секретариата отчет о работе парижской сессии не был составлен сразу же после ее завершения. Для его составления Ж. Ломбар приехал в начале января 1962 г. в Рабат, где в это время находился д-р Дикси, командированный ЮНЕСКО, что позволило организовать совещание, в котором приняли участие д-ра Дикси, М. Диури, Ж. Ломбар, Ю. А. Шуберт и А. Фор-Мюре. Это совещание продолжалось три дня, в результате был составлен отчет на основании записей, сделанных участниками на заседаниях парижской сессии. Этот документ, названный «Решения Сессии координаторов» (11 страниц), был немедленно размножен на французском и английском языках секретариатом Ассоциации геологических служб Африки. Он явился причиной некоторых недоразумений, так как за период, истекший со времени работы парижской сессии, были составлены и распространены другие отчеты (д-р Хаугтон, Ж. Сужи), в результате чего некоторые решения совещания получили разную интерпретацию. Эти недоразумения были разрешены на совещании в г. Лусаке (Северная Родезия — Замбия).

НАЧАЛО РАБОТ

После парижского совещания региональные координаторы могли начать свою работу. Вначале каждый из них должен был собрать материалы по геологии всех стран, за которые он отвечал, а затем на их основе составить общий макет. Само собой разумеется, что подобная работа могла начаться только после того, как представители геологических служб различных стран пришлют необходимые материалы, что несколько затянуло начало работы.

В то же время не было достаточного количества экземпляров соответствующей географической основы. Все координаторы вынуждены были составлять макеты в масштабе 1 : 2 000 000.

Работа была начата на совещании в г. Лусаке.

Совещание в г. Лусаке (Северная Родезия — Замбия, 20—25 августа, 1962 г.)

Обычно АГСА собирается каждые два года или по случаю сессий Международного геологического конгресса, или в интервале между ними. Сессия в г. Лусаке происходила между сессиями конгресса.

На повестке дня обсуждалась тектоническая карта Африки в масштабе 1 : 5 000 000; для рассмотрения этого вопроса была создана комиссия (или рабочая группа) в составе восьми человек:

- председатель — д-р Н. Дж. Гест, представляющий д-ра Паллистера, координатора по Восточной Африке,
- секретарь — Дж. П. Вольфф, представитель БРЖМ (Бюро геологических изысканий) в Конго (г. Браззавиль),
- члены комиссии — Ю. А. Шуберт (Марокко), главный координатор; А. Фор-Мюре (Марокко), заместитель главного координатора; Ж. Местро (БРЖМ, Конго, г. Браззавиль), координатор по Центральной Африке; Ж. Сужи (г. Дакар, Сенегал), координатор по Западной Африке; д-р Ф. С. Трутер (г. Претория, Южно-Африканская Республика), коорди-

иатор по Южной Африке; А. Летюлле (остров Мадагаскар) принял участие в работе комиссии.

Комиссия заседала 21 и 22 августа.

Ввиду того, что некоторые региональные координаторы не были достаточно хорошо знакомы с принципами составления тектонических карт, «комиссия» начала свою работу докладом Ю. А. Шуберта. Он подчеркнул различия между геосинклинальными формациями и платформенными чехлами, а также способы изображения складчатых областей и осадочных бассейнов. За этим докладом последовали сообщения региональных координаторов о состоянии работы и возникших трудностях.

Северо-Западная Африка (координаторы Ю. А. Шуберт и А. Фор-Мюре). Наибольшие результаты были достигнуты для Северной Африки и Западной Сахары. На совещание был представлен макет части 1 и 2 листов, представляющий собой попытку изобразить наложенные впадины и области древней складчатости (массивы Регибат и Ахаггар). Ливия и Рио-де-Оро (Южная область Испанской Сахары) материалов не прислали.

Северо-Восточная Африка и Аравийский полуостров. Работа продвинулась мало. Координатор Л. Дюбертре не смог приехать на совещание.

Восточная Африка (координатор д-р Паллистер), представлен почти законченный макет, не считая территории Мозамбика и острова Мадагаскара. В него входят Уганда, Танганьика (Танзания) и Кения.

Южная Африка (координатор д-р Трутер), за исключением Анголы, работа далеко продвинулась.

Центральная Африка (координатор Ж. Местро), работы ведутся успешно, за исключением Северной Анголы и Испанской Гвинеи (Рио-Муни). Л. Каен представил тектоническую карту Конго (г. Леопольд-виль — г. Киншаса).

Западная Африка (координатор Ж. Сужи), макет еще не закончен, так как у составителя возникли большие трудности и он должен был наладить многочисленные личные связи.

Комиссия рассмотрела также общую легенду карты, представленную Ю. А. Шубертом и А. Фор-Мюре, составленную на основе рекомендаций парижской сессии. Легенда должна быть помещена на 7 листе карты.

Комиссия рассмотрела, кроме того, ряд проблем геологии — постмеловая тектоническая фаза (Нигерия), молодые граниты, вулканизм, платформенный чехол, докембрий, четвертичные бассейны.

Среди рассмотренных вопросов был вопрос о темпах работы и о географической основе. Что касается этой последней, М. Ломбар обязался подготовить ее в самый короткий срок.

Комиссия на совещании в г. Лусаке обратилась к авторам с просьбой приложить новые усилия в составлении региональных макетов, с тем чтобы представить максимальное количество, пусть неполных, материалов на сессию Комиссии по Геологической карте Мира, которая должна была состояться в Париже в декабре 1962 г.

К сожалению, работа по составлению макетов не могла начаться сразу после совещания в Лусаке, так как не была готова географическая основа. Эта последняя была отпечатана только к середине ноября, в результате чего невозможно было закончить составление макетов за короткий период, оставшийся до парижской сессии.

Однако главным координатором было получено несколько новых документов — тектоническая карта Испанской Сахары (составитель М. Алиа), затем тектоническая карта острова Мадагаскар (составитель А. Бессери), тектоническая карта Мозамбика, созданная Геологической службой Лоренсу-Маркиш и, наконец, несколько позднее, тектоническая карта Южной Африки (д-ра Трутер и Бишоп).

Совещание Комиссии по Геологической карте Мира (Париж, 17—24 декабря 1962 г.)

Перед вторым парижским совещанием Л. Каэн, Ю. А. Шуберт и А. Фор-Мюре встретились в Тервюрене (Бельгия) с целью уточнить и усовершенствовать в соответствии с новыми данными абсолютного возраста легенду тектонической карты Африки. Эта легенда, составленная с помощью Л. Каэна, и была представлена на сессии Комиссии по Геологической карте Мира в Париже.

Тектоническими картами на этом совещании занималась вторая рабочая группа под председательством А. А. Богданова — Генерального секретаря Подкомиссии по Тектонической карте Мира. В нее вошли Ж. Алларт, Ю. А. Шуберт, А. Фор-Мюре, Г. Р. фон-Гертнер, Л. Гланжо, Ж. Гогель, Ж. Л. Местро, С. Скьезет, Р. Зылка и И. Зноско.

В отношении тектонической карты Африки деятельность этой рабочей группы выразилась в следующем. Ю. А. Шуберт и А. Фор-Мюре представили доклад о работе группы координаторов АГСА по составлению тектонической карты Африки в масштабе 1 : 5 000 000, который сопровождался комментариями к легенде этой карты, основанной на принципе деления по абсолютному возрасту (заседание 18 декабря).

19 декабря состоялось заседание специального комитета, обсудившего некоторые проблемы составления тектонической карты Африки; многие координаторы установили личный контакт с другими участниками совещания. Комитет принял резолюцию, утвержденную Комиссией по Геологической карте Мира.

Комитет рассмотрел и одобрил изменения проекта легенды для докембрия Африки, предложенные Главным координатором; выразил сожаление об отсутствии некоторых региональных координаторов (д-ров Трутера и Сужи), просил, чтобы материалы, подготовленные национальными геологическими службами или другими геологическими учреждениями, посылались одновременно как региональным координаторам, так и Главному координатору — Ю. А. Шуберту; высказал пожелание, чтобы ответственные за составление национальных макетов установили дружеское сотрудничество с региональными координаторами и в самое короткое время были составлены отчеты о ходе работы.

ВЫПОЛНЕНИЕ РАБОТЫ

Работы, выполненные за 1963 г.

Сессия Комиссии по Геологической карте Мира, состоявшаяся в Париже в декабре 1962 г., завершает период подготовки и проб, неизбежный при начале работы столь большого размаха, в течение которого собираются все материалы, необходимые для перехода к осуществлению намеченной работы.

1) в этот период была составлена и утверждена легенда; после этого она испытала лишь самые незначительные изменения;

2) была отпечатана и разослана географическая основа с условием, чтобы каждый участник работы прислал свои замечания, которые он сочтет необходимыми;

3) начали поступать тектонические (или геологические) карты. Это были, с одной стороны, сводные макеты, составленные региональными координаторами, а с другой, материалы на отдельные территории, присылаемые отдельными геологами или геологическими организациями.

Последний срок сдачи материала был назначен на сессию в г. Лусаке (Северная Родезия — Замбия) на 1 декабря 1963 г.

Итак, к созданию листов тектонической карты можно было приступить с января 1963 г.

Выполнение графических работ было поручено двум картографам Службы Геологической карты Марокко — господам Х. Хансену и М. Мерон.

О ходе работ было доложено на собрании Подкомиссии по Тектонической карте Мира, состоявшейся в сентябре 1963 г. в Закопане (Польша) после съезда Карпато-Балканской Ассоциации. На этом совещании были представлены 1, 2, 5, 6, 8 и 9 листы тектонической карты Африки в различной стадии выполнения.

Третье парижское совещание (3—7 февраля 1964 г.)

Необходимый материал поступал довольно медленно, в то же время в ходе составления карты возникал ряд проблем, требовавших решения. Таким образом, появилась необходимость создать до Конгресса в Нью-Дели еще одно совещание. Это новое совещание состоялось в Париже, во дворце ЮНЕСКО, с 3 по 7 февраля 1964 г. Оно было образцово организовано М. Ж. Ломбаром — Генеральным секретарем АГСА.

Заседания проходили под председательством д-ра Ф. Дикси — Президента АГСА, секретарем-переводчиком была Ф. Делани. Присутствовали следующие координаторы по территориям:

д-р О. Р. Ван-Иден (Южная Африка),
д-р Дж. В. Паллистер (Восточная Африка),
д-р Л. Дюбертре (Северо-Восточная Африка и Аравийский полуостров),
д-р Ж. Л. Местро (Центральная Африка),
д-р Ж. Сужи (Западная Африка),
д-ра Ю. А. Шуберт и А. Фор-Мюре (Северная Африка),
К участию в прениях были приглашены:
д-р Дж. Штёклин (Иран),
д-р Н. Меньшиков (Сахара),
д-р П. Ф. Бюролле (Ливия),
д-р Ж. Летюлле (восточное побережье Африки),
д-р Л. Каэн (геохронология).

Присутствовали представители ЮНЕСКО: господа Стретта, Унксов и Вальтер. Г-н Ковда — председатель Отделения точных и естественных наук — выступил с заключительным словом.

Собранию были представлены 1, 2, 5, 6, 8, 9 листы тектонической карты Африки в масштабе 1 : 5 000 000 в различной стадии выполнения, значительно продвинувшейся, однако, по сравнению с совещанием в Закопане (Польша). 3 и 4 листы были едва начаты.

Каждый координатор продемонстрировал свои материалы и дал пояснение к ним.

Д-р Ж. Сужи представил три листа в масштабе 1 : 2 000 000, давших изображение почти всей Западной Африки, что позволило продвинуть и даже закончить составление макетов 1 и 4 листов.

Д-р Ж. Л. Местро подготовил новую более подробную карту Центральной Африки в масштабе 1 : 5 000 000 и Анголы в масштабе 1 : 5 000 000 (5 лист).

Д-р Дж. В. Паллистер составил новую детальную карту Восточной Африки в масштабе 1 : 5 000 000 (5 и 6 листы).

Д-р О. Р. Ван-Иден представил подробную карту Юго-Западной Африки и Родезии (Замбия и Южная Родезия) (8 и 9 листы).

Л. Дюбертре встретился с большими теоретическими трудностями при составлении 3 листа. Эти трудности относились к изображению как Турции и Ирана (участвует Штёклин), так и Аравийского полуострова

и даже ОАР (египетская часть), несмотря на то, что существуют первоклассные геологические карты, в частности, Ирана и Аравийского полуострова.

Был получен еще ряд карт. Структурная карта Ливии (лист 2), составленная П. Ф. Бюролле (присланная ранее), батиметрическая карта прибрежных бассейнов Восточной Африки и ОАР (листы 3, 6 и 9, автор М. Летюлле) и т. д. Необходимо отметить также помощь г-на В. Д. Джонстона, который со своей обычной любезностью представил в наше распоряжение геологические карты Аравийского полуострова и Ливии, изданные в Соединенных Штатах.

Все же, как это всегда бывает, некоторые карты были не готовы или требовали исправлений. Для их завершения был назначен крайний срок — 1 июня 1964 г.

Помимо демонстрации карт, координаторы занимались целым рядом вопросов, связанных с тектонической картой Африки.

Л е г е н д а. Окончательный проект легенды, составленный с учетом всех поправок, сделанных на Парижском совещании (декабрь, 1962 г.), был роздан участникам совещания с просьбой дать свои замечания.

Н а з в а н и е к а р т ы. Был представлен и распределен между координаторами проект названия карты. Оно располагается в южной части листа 4 (над легендой, помещенной на листе 7). Здесь же располагается список авторов и библиографические сведения, которые должны быть дополнены координаторами.

Стратиграфические и тектонические названия. Было решено, что геологические и тектонические названия будут даны на карте в национальной транскрипции.

ОБЪЯСНИТЕЛЬНАЯ ЗАПИСКА

Было решено, что каждый региональный координатор представит на сессии в Нью-Дели предварительную объяснительную записку к карте своего района. Окончательная сводная записка будет составлена и опубликована к XXIII сессии Конгресса. Были установлены объем, содержание, иллюстрации записки, которая должна была издаваться на французском и английском языках.

Помимо этих организационных и технических вопросов, координаторы еще раз обсудили некоторые научные проблемы и вопросы графики — изображение складчатых областей и в частности областей молодой складчатости, изображение платформенных чехлов (бассейны осадконакопления) и в особенности чехлы докембрийских платформ. Каждый бассейн обладает своими особенностями, изображение которых на карте представляет интерес.

Был рассмотрен также ряд мелких вопросов — изображение карбонатов, кольцевые структуры, молодые граниты щелочного состава, кимберлиты, породы основного состава, соляные купола, вулканизм, сбросы различного возраста и т. д.

Только один вопрос оказался трудноразрешимым — изображение с помощью изогипс рельефа древних поднятых массивов.

Особое внимание было уделено проблеме изображения тектоники Среднего Востока (Аравийский полуостров, Иран, Турция), главным образом изображению альпийской складчатой зоны. Подробное изучение этой проблемы было поручено Л. Дюбертре и Дж. Штёклину.

Третья Парижская сессия дала новый стимул работе. Она позволила объединить большой картографический материал, необходимый для создания карты, и решить многочисленные актуальные проблемы.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Осуществить в четыре года составление девяти листов такой карты, как тектоническая карта Африки в масштабе 1 : 5 000 000, было героическим предприятием, которое, особенно к концу работы, превратилось в бег против часовой стрелки. Прежде всего, необходимо было потратить целый год для предварительной работы, закончившейся созывом первой Парижской сессии (ноябрь, 1961 г.). В течение второго года работа была начата в каждой стране, была составлена легенда и получена географическая основа. И только после второй сессии (Париж, декабрь, 1962 г.) началась настоящая работа. В течение третьего года была собрана большая часть картографических материалов (третья сессия, Париж, февраль 1964 г.) и был составлен первый сводный макет тектонической карты Африки.

Мы выражаем благодарность всем геологам, которые своим непосредственным или косвенным участием помогли успешному завершению этой работы.

Ю. А. Шуберт, А. Фор-Мюре

ЛЕГЕНДА КАРТЫ

Легенда тектонической карты Африки (табл.) предусматривает изображение трех основных ансамблей:

- а) докембрийского складчатого основания,
- б) осадочного чехла докембрийской платформы,
- в) областей герцинской и альпийской складчатости.

Два первые раздела легенды наиболее важны для изображения столь древней платформы, как Африканская. Напротив, третий, имеющий большое значение для тектонической карты Европы, малоупотребим для карты Африки, так как молодые складчатые зоны, а именно герцинская и альпийская, на этом континенте имеют второстепенное значение. Практически их можно обнаружить только на севере и юге Африки (провинция Кап). Но даже для этой последней можно говорить скорее о складчатом чехле, чем о складчатой зоне.

Поэтому в настоящей статье будет дано описание собственно Африки, т. е. Африканской платформы, исключая посткембрийские (герцинские и альпийские) складчатые зоны.

Впервые в истории создания геологических карт легенда докембрия основывается на данных абсолютного возраста.

РАСЧЛЕНЕНИЕ ДОКЕМБРИЙСКИХ ПОРОД ПО АБСОЛЮТНОМУ ВОЗРАСТУ

На первой конференции координаторов, состоявшейся в Париже в ноябре 1961 г., были приняты принципы легенды и предложено подразделить докембрий на шесть эпох, соответствующих шести складчатым областям. Однако, по предложению Л. Каена, который указал на трудность слишком дробного деления, было принято только четыре основных подразделения докембрия. Было решено также делить эти основные подразделения на два в зависимости от индивидуальных особенностей отдельных областей.

Палеозой	550 млн. лет	
Эокембрий и нижний кембрий	620	» »
PA PA ₁	750—800	» »
PA PA ₂	950—1050	» »
PB PB ₁	1300—1500	» »
PB PB ₂	1650—1800	» »
PC PC ₁	1850—2100	» »
PC PC ₂	2500—2650	» »
PD PD ₁	2900—3000	» »
PD PD ₂		

Складчатость (млн. лет)	Возраст отложений (млн. лет)	Складчатость в Африке	Платформенные чехлы
Таконская фаза Сардинская фаза	Ордовик Средний—верхний кембрий	Кембро-ордовик	Кембро-ордовик
Байкальская, кадомская			Поднятие, лагуна
Ассинтская	Нижний кембрий Эокембрий или инфракембрий	Мозамбикская переработка Развитие фалемских прогибов Пурпурные конгломераты Ахнега	Нижний кембрий (Анти-Атлас)
Раннебайкальская	620	Катангская складчатость	Серии адулунская, нара и нама
Лулианская 740—760	РА ₁ РА ₂	Складчатые серии: роан-мвашия (РА ₂), кундслунгу (РА ₁) рокед-риве, нигерская, (лаббегенга, ансонго, илудбан), дамара	Нижнеадулунская серия (РА ₁), серии атау, тамаоура, диулассо, сикхассо, дукент- за, буме, сансиква, лики, бембе, буюбан, буншора, уха, отави
Дальстанская 1000 Гренвиллская 900	900—1100	Кибароская, ирумидская складчатости	Станцово-кварцитовая серия (Экваториальная Африка) формации ватерериматсап (вулканическая), кварциты РВ (Анти-Атлас)
Готская 1300—1600 Эльсонская 1400	РВ ₁ РВ ₂	Анти-атласиды (РВ ₁ , РВ ₂), кибаро-урумид-анколы (начало складчатости 1300—1600 млн. лет), ирумиды, калонгиды, формация бвана-мкуба	
Карельская, свеко-феннская 1650—1850 Гулзонская 1650	1650—1800	Майомбская складчатость	
Беломорская 1900—2150 Атабаская 1900—2150	РС ₁ РС ₂	Иумбиды, бербериды, фарузида, майомбиды, тумбиды Постбирримская, эбурнейская складчатости	Вулканическая серия эль хаид и серия абд эль малек, формация торквайн Бушвельдский магматический комплекс (1950 млн. лет)
Саамская 2200—2700 Кеноранская (альтоманская 2400)	2500—2650	Загорская и западнонильская складчатости	Формации трансваальская, вентерсдорп (вулканическая), витватерсранд, доминион-риф (вулканическая), ломатунди, умконда, левверас (вулканическая), чайрези, пиривери (?)
Катархейская 3000	РД	Загориды, суггариды, складчатые комплексы амсага, галламан, шетта, графитовая серия Складчатые комплексы: булавайский (2850—2940 млн. лет), нинанский (2511—3150 млн. лет), подомский (2245—3250 млн. лет) Западнонильские складчатые комплексы (3400 млн. лет), складчатые комплексы сибанвайя (3390 млн. лет) и свазиландский (3500 млн. лет)	Формации шамвайская (2650 млн. лет) и кавирондская (2550 млн. лет)

Таким образом, теоретически установлено восемь подразделений. На практике же в большинстве случаев оказалось трудно разделить докембрий А (за исключением районов Катанги, Западной Сахары и Анти-Атласа) и докембрий В. Напротив, деление докембрия С на РС₁ и РС₂ не только легко осуществлялось, но и оказалось необходимым. Что касается докембрия D, то он, вероятно, будет делиться впоследствии, особенно в Южной Африке, на три части — PD₁, PD₂ и PD₃.

В ходе работы выяснилось, что необходимо выделить еще один элемент между докембрием А и палеозоем.

В результате возникает необходимость определить границу между поздним докембрием (инфракембрий или эокембрий) и нижним кембрием. Вначале она была установлена А. Холмсом (520 млн. лет), но очень быстро выяснилось, что это слишком молодой возраст. На 2 сессии Международного геологического конгресса (Копенгаген, 1960 г.) американские (Кульп) и русские (А. А. Полканов) авторы отодвинули эту границу, остановившись на ее возрасте в 600 млн. лет (600 ± 50 млн. лет). В конечном итоге эта цифра показалась несколько завышенной, и для первых трилобитов был принят возраст 550—580 млн. лет. Следует, вероятно, остановиться на возрасте 575—580 млн. лет.

Так как возраст катангских горообразовательных движений равен 620—625 млн. лет, то, следовательно, между ними и основанием кембрия остается промежуток в 40—50 млн. лет, который должен соответствовать эокембрию скандинавских авторов или инфракембрию. Мы включили в отдел, соответствующий инфракембрию, также и нижний кембрий (Анти-Атлас, Средний Восток), содержащий органические остатки. Это позволяет поместить сюда и серию нама, возраст которой еще не определен.

Фаза байкальской складчатости разделяет нижний и средний кембрий, но на территории Африки трудно доказать существование орогенической фазы, отделяющей докембрий (инфракембрий) от нижнего кембрия, которая, безусловно, имела место, например в Анти-Атласе, где она подчеркивается вулканическими излияниями.

ГОРООБРАЗОВАТЕЛЬНЫЕ ДВИЖЕНИЯ В АФРИКЕ И ИХ АНАЛОГИ НА ДРУГИХ МАТЕРИКАХ

Как было сказано выше, граница между нижним и средним кембрием может соответствовать заключительной фазе байкальских движений. Действительно в эту эпоху нижний кембрий в районе Байкала подвергся гранитизации. Можно думать, что кадомская фаза Нормандии (граниты Вира, 554 млн. лет) соответствует той же границе.

Непосредственно предшествуют кембрию и другие движения, например, одна из основных фаз байкальских движений (встречающаяся в частности на Енисейском кряже) или ассинтская фаза в Шотландии. Напротив, катангские горообразовательные движения (ураниниты Шинколобве, 620 млн. лет), кажется, не имеют аналогов в Европе. В целом — это ранний период байкальских движений.

Ансамблю докембрия А, доходящему вплоть до основания нижнего кембрия, соответствуют в Скандинавии иотний и спарагмиты, завершающиеся кварцитами в Сколайт (Пайпрок) и тиллитами. В СССР, на Русской платформе располагается верхний рифей — валдайская серия. Это формации чехла, геосинклинальный эквивалент которого на востоке граничит со складчатой зоной Урала.

Наиболее типичной структурой докембрия А в Африке является, конечно, катангская складчатая зона. Слабо выраженное несогласие, возраст которого равняется, вероятно, 700—750 млн. лет, разделяет ее

на докембрий A_2 (серии роан и мвашия) и докембрий A_1 (кунделунгу).

Для докембрия В типичными являются дальсландские движения (1000 млн. лет) на юге Скандинавии или гренвилльская складчатость (900 млн. лет) в Северной Америке (Канада). В Африке — это большая зона Кибара—Урунди—Карагве—Анкола, в которой горообразовательные движения имели место 1000 млн. лет назад.

Движения, имеющие возраст 1300—1500 млн. лет (Уганда), еще недостаточно изучены. Что касается их европейских эквивалентов, т. е. готид, то их существование в настоящее время также подвергается сомнению (Ранкама). Напротив, существование этих движений в Канаде (1300 млн. лет) точно установлено (Стоквелл, 1964 г.).

Докембрий С имеет очень большое развитие. Он соответствует двум складчатым областям Балтийского щита:

а) карелидам — свеко-феннидам (1650—1850 млн. лет), аналогом которых в Канаде являются гудзонида (1800 млн. лет);

б) беломоридам (1900—2150 млн. лет).

Горообразовательные движения в этих последних происходили 2000 млн. лет назад — во время, которое русские геологи считают верхней границей архея. Американские (канадские) аналоги этих складчатых зон — гудзонида (гуронские и пинокинские движения) и атабасские движения. В Африке обе эти фазы очень легко выделяются. Первая носит название майомбской, а вторая постбиримской. Она соответствует эбурнейской эпохе гранитизации (Боном).

Граница между докембрием С и докембрием D, иначе говоря, последняя эпоха горообразовательных движений докембрия D (PD_1), датируемая 2400—2700 млн. лет, соответствует саамским движениям в СССР. В Северной Америке ее эквивалентом является альгоманская или кеноранская (киватинская) фаза (2400 млн. лет). Большая часть африканских гранитов обнаруживает тот же возраст. Однако для этой складчатой зоны еще не предложено специального названия. Выбор колеблется между загоридами (Марокко), «зоной горообразовательных движений Амсага» (Мавритания) и суггаром (массив Ахаггар).

Далее, начиная с 2900—3000 млн. лет, располагается русский катархей. В Восточной Африке — это додомей или ниянз (PD_2), с одной стороны, а с другой, — еще более древние зоны (PD_3), возраст которых превышает 3000 млн. лет, как например, западнонильские отложения или хеизсвазиланд (Южная Африка).

ЧЕХЛЫ ДОКЕМБРИЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Для изображения платформенных чехлов была выработана система специальных условных знаков. Необходимо было отчетливо выделить большое количество чехлов различного возраста и мощности.

К сожалению, в Африке преобладают области, где глубина залегания фундамента неизвестна. В случае, когда она известна, изображается изобатами. Если же глубина залегания фундамента в бассейне не определена, изображается просто цветом различной интенсивности, увеличивающейся от краев бассейна к центру.

Докембрийские складчатые области должны перекрываться моласами или любыми осадками незначительной мощности в период после своего формирования и выравнивания. Однако чехлы древних платформ обычно мало развиты. Описание их будет дано в следующей главе. Они начинают играть важную роль, начиная с докембрия А, эпохи, когда Африканский континент был уже полностью стабилизирован.

В этот момент образуются большие внутренние бассейны Центральной Африки (Конго) и Западной Африки (Таудени). Развитие большинства

бассейнов было прервано катангскими горообразовательными движениями. Но в некоторых районах (Нама, Западная Африка) оно продолжалось вплоть до начала палеозоя. К сожалению, невозможно дать изображение структуры этих древних бассейнов, так как мощность выполняющих их серий еще плохо изучена. Изображение бассейнов осадконакопления с помощью изобат можно дать лишь начиная с палеозоя.

Чехол Африканской платформы к северу и югу от экватора был показан различно:

1) на север от экватора — это палеозойский чехол, охватывающий породы, расположенные между основанием и постгерцинской эрозионной поверхностью, и молодой чехол, состоящий из мезозойских, третичных и, возможно, четвертичных отложений;

2) на юг от экватора сначала был изображен чехол карру, а затем показан чехол, описанный выше, т. е. мезозой (без триаса), третичные и четвертичные отложения.

В случае, когда известна только общая глубина бассейна, располагающиеся друг на друге чехлы даются цветом различной интенсивности, возрастающей к центру бассейна. Примером может служить бассейн Таудени, заполненный четырьмя сериями: а) докембрий А, б) переходная от докембрия к палеозою, в) палеозойская и г) молодой чехол.

Наконец, специальной расцветкой выделяются зоны, где платформенный чехол испытал влияние более молодой складчатости. Примером таких складчатых чехлов могут служить Атлас и Анти-Атлас на севере и складчатая зона Кап на юге (герцинские движения).

ЭТАПЫ СТАБИЛИЗАЦИИ АФРИКАНСКОГО КОНТИНЕНТА

Несмотря на свои многочисленные недостатки, тектоническая карта Африки может служить базой для воссоздания истории формирования и развития Африканского континента, другими словами, для определения этапов его постепенной стабилизации. Необходимо, однако, заметить, что изучение абсолютного возраста пород, слагающих этот огромный континент, еще только начинается. Относительно хорошо изучены лишь Восточная и Центральная Африка (бассейн Конго) и Южная Африка.

В огромных районах, например, в районе, простирающемся на север от бассейна Конго вплоть до южной границы ОАР, возраст древних формаций практически неизвестен. Авторы не претендуют на то, что созданная ими картина обладает большой точностью и уверены, что в будущем в нее будут внесены многочисленные изменения и поправки.

Докембрий $D_2(PD_2)$ и горообразовательные движения возраста от 2800 до 3000 млн. лет и более древние

Обширные районы Африки подверглись стабилизации, начиная с самых древних фаз докембрия D (катархей советских авторов).

1. Насколько возможно судить по немногим данным абсолютного возраста, самой большой областью, стабилизировавшейся в докембрии D, являются центральная и северная части Африки, простирающиеся от Камеруна и Убанги до Судана. Это район гранитов, гнейсов и чарнокитов, часть которого относится к «системе Западного Нила», датируемой 3200—3400 млн. лет. Развитие этой системы в центре обширного древнего района еще мало изучено и очень возможно, что значительная часть этой огромной платформы образовалась только в докембрии D_1 .

2. Западнонильская зона на юго-востоке достигает озер Виктория — Ньяса и соединяется с платформенным ядром области Восточная Африка — Кения — Танганьика (Танзания). Эта область делится на две части: ньясскую на севере и додомскую на юге. До последнего времени

считалось, что вторая из них имеет более древний возраст, чем первая (додом — 3255 млн. лет, ньяса — 2850 млн. лет). Но недавно Дж. В. Паллистер установил, что возраст ньясской зоны соответствует 3150 млн. лет, в то время, как постдодомские пегматиты (Гомболо) обнаружили возраст 2360 млн. лет.

3. В настоящее время хорошо изучена область катархейского платформенного ядра в Южной Родезии. Уже А. М. Мак Грегор делил его на три системы: себаквен, булавайя и шамвай.

Первый является наиболее древним из них (3390 млн. лет) и близок к древнейшим африканским формациям. Булавайя (2850—2950 млн. лет) находится на границе между докембрием D_1 и докембрием D_2 (гранитная галька из булавайского конгломерата имеет почти тот же возраст, что и себаквен, т. е. 3240 млн. лет).

Наиболее молодыми являются образования шамвайя (2650 млн. лет), который отделен от булавайского комплекса несогласием.

Эти образования имеют синклинальную структуру и расположены среди обширных массивов гранито-гнейсов. Характерной чертой себаквена и булавайя считается обилие вулканического материала, более или менее переработанного (зеленокаменные породы) и сопровождающегося сланцами, яшмами, железистым песчаником и т. д. Отмечаются излияния пород основного и ультраосновного (офиолиты) состава.

В отличие от этих комплексов, шамвай представлен в основном молассовыми формациями, образовавшимися в результате разрушения складчатых структур булавайя. Вероятно, это один из самых древних платформенных чехлов в Африке (докембрий D_1).

Другим примером платформенного чехла того же возраста (докембрий D_1) может служить кавирондская система (2650 млн. лет) в платформенном районе Восточной Африки.

4. Четвертая зона катархейской стабилизации, в настоящее время отделенная от предыдущей тектонической зоной Лимпопо (Мессина), охватывает территорию Южной Африки. Ее древние формации, образующие на востоке систему Свазиленд, а на западе систему Хейсса, детально изучены. Возраст этих образований не всегда поддается определению, так как в ряде случаев они подверглись более или менее полному омоложению (докембрий В, около 1000 млн. лет). Считается, что это самые древние формации в Африке (3500 млн. лет).

Возраст обломочной уранинитовой формации Доминион Рифа, несомненно связанной с этими древними гранитами, колеблется от 3100 до 3200 млн. лет.

Древние толщи Южной Африки подразделяются на многочисленные серии. Наиболее древние — это серии уверваш, маридаль, крааирпан и т. д.; к несколько более молодым относятся серии фиг-тре, мессина и на юго-западе Африки — серии аббабис и мариенгоф. К докембрию D_1 принадлежат серии мудис, гариеп, а также мальмесбари и конго, которые, может быть, следует поместить в докембрий C_2 .

Из вулканических излияний следует отметить граниты района Каап Веллей и комплексы джемстон и руиватер, возраст которых равен 3000 млн. лет.

Докембрий D_1 (PD_1) и горообразовательные движения возраста 2500—2650 млн. лет

Движения, имевшие место в докембрии D_1 (2500—2650 млн. лет), наблюдаются на большей части территории Африки. Однако не всегда возможно выделить области их проявления. Эти древние области складчатости бывают связаны с катархейскими платформами или выражаются в виде самостоятельных платформенных ядер. О первых из них уже упоминалось в описании древних платформ. Неизвестной остается роль,

которую могут играть эти зоны по отношению к большой платформе, занимающей, как видно на карте, центр и север Африки и распространяющейся к западу до Ганы.

Другая архейская платформа (PD_1), также включающая в свой состав чарнокитовые отложения, расположена южнее Конголезской мульды, в районе Касаи. Это Дибайская зона, возраст складчатости которой составляет 2700 млн. лет.

На западе в районе Берега Слоновой Кости местами среди бирримских пород (принадлежащих к докембрию C_2) встречаются отложения PD_1 , например, чарнокиты района Мана (2640 млн. лет). По сравнению с ними сланцы гор Сула и Сьерра-Леоне относятся к более древнему периоду (2890—3020 млн. лет). Суггарские образования массива Ахаггар также принадлежат к докембрию D .

Наконец, серия амсага в массиве Регибат (2520—2810 млн. лет) должна относиться к докембрию D_1 , как и связанные с ней серии галламан и шегга. Анти-Атлас повторяет строение соседних массивов: большая часть серии керду, которая прежде помещалась в докембрий В, в действительности является архейской (2600 млн. лет), в результате чего загориды (докембрий С) можно рассматривать как аналог докембрия D_1 .

Наконец, остров Мадагаскар представляет собой древнюю докембрийскую платформу (докембрий D), сложенную чарнокитами серии андруа (возможно, докембрий D_2), графитами и серией вохибори (докембрий D_1). Говоря об этих древних архейских и катархейских зонах, в особенности в Восточной Африке, нельзя выпускать из виду, что на востоке они граничат со знаменитым «Мозамбикским поясом», где архейские формации подверглись омолаживающему воздействию катангских движений, которые захватили и Мадагаскар.

Докембрий C_2 (PC_2) и эбурнейские (постбирримские) горообразовательные движения (1850—2100 млн. лет)

Значительная часть Африканского континента стабилизировалась в докембрии С. Можно утверждать, что в период двух больших циклов горообразовательных движений докембрия С, т. е. в докембрии C_2 и C_1 , стабилизация Африканского континента закончилась.

Наиболее важную роль в этом процессе играет цикл докембрия C_2 . Мы видели, что эта зона соответствует беломоридам, рассматриваемым советскими авторами как области последней архейской складчатости. Поэтому зона складчатости докембрия C_2 очень интересна с теоретической точки зрения. Ее можно назвать зоной бирримских (или скорее постбирримских) или эбурнейских горообразовательных движений, указывая этим названием на значительную гранитизацию Берега Слоновой Кости (1820—2100 млн. лет; Боном, 1963 г.). Эти горообразовательные движения охватывают всю Западную Африку и большую часть Сахары. Платформа, образованная ими, по своим размерам близка к платформе докембрия D центральной части Северной Африки (Камерун—Судан).

Складчатость имеет меридиональное простирание, которое характеризует на юге массив Берега Слоновой Кости, а на севере — массив Регибат. В массиве Ахаггар этот цикл отсутствует, и фарузские образования имеют несколько более молодой возраст (докембрий C_1 — 1730—1820 млн. лет), хотя направление складчатости остается меридиональным. То же относится к берберидам Анти-Атласа (1650—1850 млн. лет).

В Центральной и Восточной Африке докембрий C_2 также имеет большое распространение: кибальская зона (1850—2050 млн. лет) на северо-востоке бассейна Конго, а также лукошская (Касаи) (1840 млн. лет) и луизская (2100 млн. лет) зоны на юге этого бассейна. В районе Великих африканских озер, система торо и сланцы Бурунди в настоящее время

также отнесены к докембрию C_2 , так как встречающиеся в них пегматиты имеют возраст 1850—1870 млн. лет.

Наиболее интересна в эту эпоху складчатая зона Убенди-Рузизи (1800—2100 млн. лет). Она идет вдоль озера Танганьика с юго-востока на северо-запад и заканчивается в Руанде. Отчетливо рассекая платформенное ядро Додома, она обозначает линию древнего расчленения этой платформы. Следует отметить, что в этой неустойчивой зоне Центральной Африки происходили более молодые (урундийские и катангские) горообразовательные движения.

В Южной Африке, где стабилизация проходила в докембрии D , горообразовательные движения докембрия C_2 послужили причиной формирования знаменитого вулканического комплекса бушвелд, возраст которого исчисляется 1950 млн. лет (граниты Претории). Это позволяет рассматривать ансамбль эпиконтинентальных серий витватерсранда и трансваала, которым предшествуют соответственно вулканы доминион рифа и вентерсдорпа, как платформенный чехол архейского возраста. В истории Африки платформенные чехлы впервые достигают подобного развития¹. Те же формации местами встречаются далее к северу. Это формации умкондо и ломагунди, которым также предшествуют вулканические образования Девара. На севере эти эпиконтинентальные серии переходят в явно морские формации пиривии² и гаирези, на границе которых встречаются покровы и надвиги.

Отношения древних платформенных чехлов с зоной Мальмесбари не ясны. Не исключена возможность, что эта зона, образующая фундамент юго-западной оконечности Африки, принадлежит, как говорилось выше, к докембрию D_1 .

В пределах платформы в области распространения докембрия D в Южной Родезии находится ультрабазитовая Великая дайка. Считается, что ее образование происходило одновременно с формированием комплекса бушвелд и развитием основного и ультраосновного плутонизма в Андриаме на Мадагаскаре.

Докембрий C_1 (PC_1) и майомбские горообразовательные движения (1650—1800 млн. лет)

Складчатые зоны докембрия C_1 занимают незначительные площади на периферии Африканской платформы. Складчатостью этой эпохи и завершается ее стабилизация.

Так, на северо-западе Африканской платформы возникает система берберид. В массиве Ахаггар поднимаются Фарузские цепи³. Они состоят из чередования прямых параллельных зон, сложенных предположительно докембрием C_1 и архейскими сериями, от которых их отделяют крупные разломы. Таким образом, тип дробления древних платформ здесь аналогичен их дроблению убендидами.

Движения в докембрии C_1 особенно значительны в западной части Центральной Африки — Габоне, Анголе и Майомбе (около 1800 млн. лет), по имени которого названы эти движения. По последним геохронологическим

¹ До геохронологических исследований по гранитам Претории, по данным Л. Николасена, А. Вильерса, А. де Бурже и Ф. Стрелкова за 1958 г., система трансваала относилась к верхнему докембрию и считалась аналогом группы катанги. Д. В. Бишоп до сих пор отстаивает эту точку зрения. Он считает, что радиоактивные породы бушвелда могли формироваться уже в магматическом резервуаре этого вулканического комплекса.

² Серия пиривии относится, вероятно, к докембрию D_1 .

³ Возраст Фарузской зоны еще точно не установлен, так как мозамбикский метаморфизм в Ахаггаре был очень глубоким. Несколько имеющихся данных абсолютного возраста пород (1730—1820 млн. лет) позволяют поместить Фарузскую зону в докембрий C_1 .

ческим данным (Мендес, 1964 г.) платформа Анголы относится к той же эпохе (1580—1685 млн. лет).

В центральной части Восточной Африки, в районе Тумбид, располагается область орогенических движений (описаны Е. Ахерманном), в результате которых образовалась, в частности, складчатая система Мува (Замбия); до последнего времени относимая к докембрию B , как проявление ирумидской складчатости (А. М. де Швардт и А. Р. Дрисдалль).

Следует отметить также посттектонический комплекс марунгу (к югу от озера Танганьика), образованный риолитами, аляскитами, гранитами и другими породами, возраст которых исчисляется в 1650 млн. лет. Эта зона вулканических образований граничит на западе с Убендской зоной и образует в эту эпоху массив, окруженный зонами погружения верхнего докембрия.

В восточной части Танганьики (Танзания) располагается Усагарская складчатая система того же возраста (докембрий C_1), подвергшаяся переработке мозамбикскими движениями.

Наконец, в зонах, стабилизировавшихся во время предыдущего цикла (C_2), встречаются континентальные или эпиконтинентальные формации типа моласс или платформенных чехлов, которые обычно относят к циклу докембрия C_1 , например, синклинали Тарквай в Бирримском массиве района Берега Слоновой Кости — Гана, серия Гельб эль Хадид (Р. Жевин) в системе Эглаб (массив Регибат) и ее эквивалент — серия Абд эль Малек (Ж. Сужи), расположенная далее к западу.

Докембрий B и кибара-урундийские горообразовательные движения (900—1200 млн. лет)

После завершения стабилизации Африканского континента в эпоху докембрия B образуются геосинклинальные прогибы различных масштабов, заполненные кибарскими отложениями. Наиболее хорошо изученная геосинклиналь Кибара-Урунди простирается с юго-запада на северо-восток, т. е. перпендикулярно зонам докембрия C (зона Убенди-Рузизи). На северо-востоке она переходит в складчатые зоны Карагве и Анголе, составляя вместе с ними район, общая протяженность которого равна 1500 км.

Комплекс кибара-урунди характеризуется хорошей сохранностью осадочных формаций, только в незначительной степени затронутых метаморфизмом. Они повсюду хорошо различимы, но никогда не встречаются в складчатом основании. Докембрий B представляет собой хорошо выраженный тектонический цикл.

Орогенические движения имели место на протяжении длительного времени. Дж. В. Паллистер считает, что они начались в форме складчатости в Уганде 1300—1400 млн. лет назад, образовав так называемую гранитную арену. Однако, в Африке движения подобного возраста нигде больше не встречаются, из чего можно заключить, что они носят местный характер (одновозрастные готидам).

Л. Каен определяет возраст кибарских формаций в 890, 925 и 1050 млн. лет, причем две первые даты относятся к посттектоническому периоду (пегматиты). На Мадагаскаре интрузивные граниты той же эпохи обнаруживают возраст в 1125 млн. лет. По этому поводу следует напомнить, что гренвилльская складчатость (Канада), которую можно сопоставить с кибарской, в настоящее время датируется возрастом 900 млн. лет.

Кибарская складчатость распространялась также на юг Танганьики (Танзания), где к ней относится группа Укинга (Дж. В. Паллистер), характеризующаяся интенсивными нарушениями. В 35 км к юго-востоку от Кибарской складчатой зоны, по ту сторону жесткого массива Мурунгу, с юго-запада на северо-восток простирается складчатая зона Ирумид,

охватывая, с одной стороны, формации мусуфу системы Мува, включающие мтугские аплиты (1675 млн. лет) (А. М. де Швардт и А. Р. Дрисдалль, 1963 г.) и смятые в складки тумбидскими движениями, с другой стороны, формации калонга, относящиеся к посттумбидскому периоду.

В эту же эпоху на платформе Южной Африки, перекрытой позднеархейским чехлом (системы витватерсранд и трансвааль), формируется новый чехол, распадающийся на две системы: ватерсберг (матсар) и лоскоп (гамагара). Эти формации на севере и на северо-западе граничат с платформой Свазиленда. Здесь заметно влияние тектонической зоны Мессина—Лимпопо, простирающейся в широтном направлении и переработанной движениями матскарскими (гордонские отложения, 1000 млн. лет). Чехол того же возраста обнаружен на Родезийской платформе, например серия сиджазира.

На юго-западе Африки, в районе Атлантического побережья, докембрий В образует складчатую зону, включающую граниты Намакваланда (980—1170 млн. лет). Удаляясь от побережья, эта складчатая зона местами выходит на поверхность из-под отложений карру и песков Калахари, обычно в сочетании с формациями группы дамара (докембрий А). Эти выходы идут с юго-запада на северо-восток в том же направлении, что и Ирумиды, вдоль тектонической зоны, которая простирается от атлантического побережья до Великих озер.

На другой стороне бассейна Конго, среди платформенных чехлов того же возраста следует отметить мощные толщи сланцев и кварцитов, большей частью субгоризонтальных и трудноотличимых от более молодых серий докембрия А, расположенных над ними (франквильская серия, серия сансиква, сембе-уэссо, моссува, нола и т. д.). Докембрий В не встречается ни в Западной Африке, ни в Сахаре.

Следует уделить особое внимание Анти-Атласу, хотя геохронологические исследования в этой области только начинаются. Бербериды отделены от вышележащего докембрия В несогласием, и на них залегают кварциты, оолитовые известняки, сланцы и слои лавы. Эта серия принадлежит к докембрию С₂ и играет роль чехла берберид.

Следующая серия (докембрий А-В) содержит в основном формации флишевого типа, которым также местами предшествуют лавы. К докембрию А-В относится большая часть докембрийских молодых гранитов.

Возраст одного из них (граниты Тафраут), по последним опубликованным данным А. Каена и Д. Ледена, определяется в 1205 ± 60 млн. лет. К сожалению, эти граниты непосредственно не связаны с докембрием А-В.

Докембрий А и катангские горообразовательные движения (620 млн. лет)

В верхнем докембрии большая часть Африки представляет собой стабилизированную платформу. В эту эпоху отложения чехла характеризуются исключительной мощностью (их следует выделять особым цветом).

Рассмотрим геосинклинальные прогибы, платформенные чехлы и омолаживающие движения, приобретающие в эту эпоху большой размах.

Геосинклинальные прогибы. Как и раньше, геосинклинали образуются в подвижных областях Африканской платформы. Наиболее изучена геосинклиналь, на месте которой образовалась складчатая зона Дамара—Катанга, частично скрытая под более молодым чехлом Калахари. Ее юго-западная часть (Дамара) состоит из смятых в складки метаморфизованных и гранитизированных формаций (переработанные граниты Самма; 550 млн. лет). Известно, что в провинции Катанга и в Замбии знаменитая медная минерализация приурочена к основанию катангской серии.

Геосинклиналь Дамара имеет юго-западное простирание, аналогичное простиранию складчатой системы докембрия В (Ирумиды), описанной выше. Между Замбией и провинцией Катанга она меняет направление, и ее складчатые структуры образуют широкую дугу, выгнутую к северу. Тектоника в этом районе очень сложна; складки сопровождаются скручиванием, образованием чешуй, надвигами и даже шарьяжами. Возраст этой складчатости определяется по урановой минерализации Шинколобве (620 млн. лет). Система Катанги делится на две части: нижнюю (серии роан и мвашия) и верхнюю (кунделунгу), разделенные слабо выраженным несогласием, которое, вероятно, соответствует орогенической фазе, датируемой 750 млн. лет. Действительно, возраст ранней минерализации равен 740 млн. лет.

Подобное деление не может, однако, применяться повсюду. Оно может быть действительным для слабо выраженного, но широко распространенного несогласия, наблюдаемого как в Анти-Атласе, так и в массиве Регибат (Эглаб), отделяющего вулканиты (риолиты) докембрия А от адудунского чехла и его эквивалентов.

Примером геосинклинального прогиба со смятыми в складки отложениями служат Гобонский прогиб¹, расположенный параллельно майобской складчатой системе; прогиб Буэм в Гане, Нигерский прогиб, нижние горизонты которого (серия лаббезенга и аркозовые песчаники ансонго²) сильно метаморфизованы; и, наконец, прогиб Рокелл-ривер в Сьерра-Леоне, который на севере продолжается Фалемским прогибом. Движения в этом последнем развиваются вплоть до начала палеозоя. Напротив, движения почти во всех перечисленных выше прогибах кончаются уже в катангской фазе (620 млн. лет).

П л а т ф о р м е н н ы й ч е х о л, выполняющий африканские бассейны, состоит, в основном, из отложений докембрия А. Он занимает, в частности, два огромных бассейна — Таудени (Западная Африка) и Конго (Центральная Африка). В каждом из них насчитывается большое количество серий, носящих местные названия, по которым можно составить представление о стратиграфии всего ансамбля.

По другую сторону массива Регибат и бассейна Тиндуф располагается Анти-Атлас, сложенный вулканическими и обломочными породами докембрия А и адудунскими доломитами. Он образует склон бассейна Таудени (знаменитая известковая строматолитовая гряда Атар Ханк-Шенашан). Бассейну Конго соответствует на востоке комплекс континентальных песчаников, подвергшийся значительным нарушениям. Это серии букобан, мосо (матетема, гоме), бунгиро (синго), малагарази (уа) и т. д. Наконец, на юге серия бвана-мкубва. Эти платформенные чехлы представляют собой продолжение серий, выполняющих прогибы, что особенно ясно видно на примере серии отави, переходящей в серию дамара, а также образований бассейна Таудени, связанных с отложениями соседних прогибов. Точно так же легко можно установить сходство стратиграфических элементов Катанги и бассейна Конго, несмотря на то, что они разделены Кибара-Урундской складчатой системой, в результате разрушения которой образовалась серия бушима.

М о л о д ы е д в и ж е н и я. Складкообразовательные движения докембрия А, охватывающие области верхнего докембрия (Дамара—Катанга), играют в Африке второстепенную роль, в то время как более поздние движения, оказавшие глубокое омолаживающее влияние на породы, лежащие на фундаменте, занимают значительные пространства. Следует отметить, что складкообразовательные движения всегда имеют омолаживающее

¹ Складчатая система неопределенного возраста, может относиться к докембрию В.

² Эти песчаники имеют, вероятно, более древний возраст.

влияние на древние образования, но, вероятно, еще никогда этот процесс не принимал подобного размаха.

Из зон, испытавших омоложение, наиболее известен «Мозамбикский пояс» или Мозамбикская складчатая зона, породы которой на территории от Лоренсу-Маркиш до Судана неизменно датируются возрастом 620—650 млн. лет (крайние цифры 450 и 750 млн. лет). Однако гнейсы и граниты содержат архей типа ньяса и додома и их настоящий возраст равен приблизительно 3000 млн. лет. Подобное же омоложение наблюдается на Мадагаскаре, где удалось определить возраст древних архейских формаций. На севере эта зона омоложения достигает ОАР (египетская часть), точнее докембрийской зоны, граничащей с Красным морем. Она состоит большей частью из гаттарских гранитов, среди которых встречаются остатки негранитизированных пород. Известны аттарские граниты двух периодов: «молодого» — 550—600 млн. лет и «древнего» — 600—700 млн. лет, последний наиболее развит (Г. М. Е. Шюрманн). В Аравии также встречаются подобные граниты, чередующиеся с несколько более древними (1000—1200 млн. лет, Глен Ф. Браун).

В Африке повсюду обнаруживаются зоны омоложения. Однако «мозамбикское» омоложение обычно менее распространено и менее глубоко. Наиболее типичным примером являются Анти-Атлас, массив Ахаггар, Камерун, береговая зона Анголы и т. д.

Что представляют собой эти омоложенные зоны? Может быть, это корни Катангской складчатой системы, полностью разрушенной, или это результат глубинных процессов сжатия или даже следствие конвекционных течений (Г. М. Е. Шюрманн)? В настоящее время еще трудно прийти к определенному заключению. Следует, однако, отметить, что границы этого омоложения довольно подвижны (от 700 до 400 млн. лет) и часто его относят то к кембрию (500 млн. лет), то к ордовику (400 млн. лет); но не надо забывать, что подобное омоложение типично как для Марокко, так и для Синайского полуострова, где существует нижний кембрий, содержащий органические остатки, и где, следовательно, верхняя граница омоложения не может превышать 600 млн. лет.

Эокембрий (и нижний кембрий) (620—550 млн. лет)

Как явствует из вышесказанного, катангские горообразовательные движения (620 млн. лет) остановили развитие большинства геосинклиналей, опускающихся прогибов и бассейнов верхнего докембрия (РА). Лишь две обширные зоны избежали этой участи: район Нама (юго-запад Африки) и бассейн Таудени (Западная Африка).

Серия нама складывается породами (кварцит), содержащими органические остатки, которые напоминают фауну Эднакара в Австралии (Глесснер, 1958 г.), относящуюся к верхнему горизонту верхнего докембрия (эокембрий). Некоторые образцы сходны с археоциатами (Хаугтон, 1961 г.), что позволило ряду авторов рассматривать серию нама как нижний кембрий.

В районе Кейптауна серия нама смята в складки и несогласно залегает на серии мальмебери (докембрий D_1 или C_2). Она пересекается «кейп-гранитами», молодой возраст которых (510—620 млн. лет) объясняется, безусловно, омоложением мозамбикского типа. Действительно, эти граниты не обнаружены в серии нама.

В Западной Африке образования докембрия А (часто называемые «инфракембрием») отделены несогласием от вышележащих серий, которые, как правило, начинаются отложениями тиллита. Можно предположить, что это несогласие относится к катангскому циклу, хотя такое предположение трудно подтвердить. Образования, следующие за тиллитами,

содержат яшмы, известняки, различные виды песчаников (например, тиллитовые песчаники) и т. д. Некоторые авторы (Циммерманн, 1960 г.) неосторожно называют этот ансамбль неопределенного возраста «кембрийским»¹. Аналогичная серия обнаружена в прогибе Фалем, который, таким образом, также был в эту эпоху подвижной зоной. В прогибе Рокелл-ривер она отсутствует.

Прогиб, содержащий пурпуровые конгломераты туат и ахмет (Центральная Сахара), принадлежит, вероятно, к тому же циклу осадконакопления. В районе массива Ахаггар эти серии отсутствуют, и кембро-ордовикские песчаники залегают прямо на докембрийском основании.

Мы видели, что в Анти-Атласе к докембрию А могут относиться лавы докембрия А и доломиты нижнего адудуна, между которыми существует слабое несогласие.

Верхний адудун и нижний кембрий, содержащий органические остатки, могут включаться в следующий осадочный цикл. Новая фаза вулканических излияний и частичное поднятие, вызванные байкальскими горообразовательными движениями, отделяют нижний кембрий от крупной трансгрессии среднего кембрия.

Палеозой (герцинские движения)

Остается сказать несколько слов о новейших движениях, о которых упоминалось вначале. Это — два больших периода — герцинский и альпийский, оставившие заметные следы в Африке.

П л а т ф о р м е н н ы й ч е х о л . Палеозойская трансгрессия, развивавшаяся этапами, захватила северную половину Африки вплоть до экватора. В окраинных областях, захваченных этой трансгрессией, часто трудно определить возраст песчаников, лежащих в основании палеозоя и принадлежащих обычно, по крайней мере на запад от меридиана Тибести, к среднему кембрию — ордовику. Восточнее располагаются нубийские песчаники, малоизученная формация неопределенного возраста, в которой местами встречается карбон, содержащий органические остатки. Силурийские граптолитовые сланцы на юго-западе достигают Гвинеи, а на северо-востоке — окрестностей Хоггара.

Девонские отложения Мавритании и Таудени носят уже хорошо выраженный прибрежный характер. Что касается морского бассейна карбона, он имеет те же границы, что и морской бассейн девона.

Палеозойские отложения (девон, карбон?) встречаются на побережье в районе Аккры (Гана) и между мысом Коаст и Дискав. Следует упомянуть также о хилатских формациях песчаников (Конго, г. Киншаса), возможно, палеозойского возраста.

Палеозойский чехол может иметь большую мощность. Наибольшей мощности, порядка 8000—10 000 м, достигают отложения бассейнов Тиндуф и Коломб-Бешар—Кенадза. Часто отрицалось существование в Западной Африке несогласия между «кембро-ордовикскими отложениями» («горизонтально залегающие песчаники») и формациями эокембрия — нижнего кембрия. Однако оно четко выражено, с одной стороны, в Гвинее, а с другой, — в районе Шегга — Шенашане (южный край Эглаба).

Палеозойские отложения обнаруживаются также на юге Африки (Капские горы). Несогласно залегая на серии нама, они начинаются отложениями верхнего силура и заканчиваются верхним девоном или нижним карбоном. Это типичный платформенный чехол. Палеозойская трансгрессия не продвинулась в центральные районы. К северу она

¹ До настоящего времени лишь одна дата, полученная радиологическим методом, подтверждает эту классификацию. Это 560 млн. лет — возраст глинистой фракции пелита серии юкункун (восток Сенегала) (Бассо, Боном, Рок и Вашет, 1963).

переходит в систему карру, отделяясь от нее слабым несогласием. В основании этой системы располагаются отложения верхнего карбона (тиллитовая серия двайка), в верхней ее части — лейаса. Подобно палеозой Северной Сахары система карру также не переходит за экватор. Оба эти чехла нигде не перекрываются и разделены зоной поднятий, ограничивающей на севере бассейн Гондваны.

Последствия герцинских горообразовательных движений. На протяжении герцинского цикла (скорее каледоно-герцинского) в пределах Африканской платформы не образуется ни одного геосинклинального прогиба. Мы видели, что на северо-западной окраине Африки, на месте Анти-Атласа и бассейна Тиндиф располагалась зона интенсивного погружения.

Мощный чехол платформы подвергался относительно интенсивным складкообразовательным движениям в тот же период, когда образовалась герцинская складчатая система в соседнем районе Атласа. Глубинная часть Анти-Атласа была захвачена этими движениями и поднялась в виде обширного сводового поднятия. В этой системе можно выделить три направления складчатости:

а) атласское, запад-юго-западное или широтное, определяющее основное простирание структур Анти-Атласа;

в) мезетское, меридиональное, или северо-северо-восточное, характерное на севере для Атласского района, а на юге — для Рио-де-Оро (Южная область Испанской Сахары);

г) угартское, северо-западное или северо-северо-западное, характерное на юго-востоке для складчатой системы Даура — Угарта, которая также является зоной складчатого чехла.

Другими районами палеозойского складчатого чехла является система Кап (Капиды). Складчатость в этой зоне несколько запоздала по сравнению с Анти-Атласом. Ее первая фаза, определившая, в основном, строение всей системы, предшествует отложению пород карру (средний карбон), в то время как другие, более поздние, фазы совпадают с ним. Эти движения усугубили уже существовавшую складчатость и захватили отложения карру. В результате центральная часть системы (широтное направление) состоит из отложений карру, в то время, как ее западная часть (юго-восточное направление) представлена серией кап.

Подобно всем платформенным чехлам, ни Анти-Атлас, ни система Кап не испытали метаморфизма и гранитизации. Однако в обоих присутствуют долериты. В Анти-Атласе — это синтектонические долериты (намюр²); в Капидах они сопровождаются вулканизмом в верхнем карру.

Среди нарушений герцинской эпохи необходимо отметить крупный надвиг, недавно обнаруженный геологами Дакара (Р. Дарс, Ж. Сужи и Ф. Тессье, 1961 г.) в районе Акжуж. Это нарушение очень крупного масштаба; метаморфические, большей частью докембрийские породы надвинуты здесь на древний палеозой и, кажется, даже на девон.

Ж. Сужи считает, что это — герцинское складчатое сооружение, образовавшееся на месте Фалемского прогиба. Нам кажется, что еще рано говорить о «герцинской складчатой зоне», так как нельзя забывать, что в этом прогибе нет ни одного участка, возраст которого был бы точно определен, и мы вправе усомниться в существовании здесь палеозойских формаций. Все данные заставляют предполагать, что движения в этом прогибе закончились перед отложением «кембро-ордовикских» песчаников. Следовательно, здесь могла иметь место только байкальская складчатость. Надвиг Акжуж мог образоваться в результате переработки герцинскими движениями более древней складчатой зоны. Впрочем, его чешуи состоят исключительно из палеозойских пород.

Севернее находится нарушение такого же типа, получившее название «горы Земмура» (Алла Медина, Аррибас, Ж. Сужи). Оно относительно

хорошо прослеживается вплоть до Южного Марокко (Тарфайя), затем продолжается по побережью Ифни до г. Сус и Высокого Атласа.

Другое крупное нарушение отделяет на севере Африки Африканский щит от герцинской области. Это настоящий «тектонический шов», идущий в широтном или запад-юго-западном направлении.

Существуют также системы сбросов, рассекающих волнистый палеозойский чехол крупных древних массивов (например, массив Ахаггар).

Крупные нарушения обнаруживаются также в отложениях карру. Большинство из них идет по границам древних докембрийских платформ и, безусловно, связано с движениями, развивавшимися в их пределах. Таковы, например, флексура Лебомбо и грабены Лимпопо—Мессина, расположенные вокруг платформы Свазиленда. Подобные же грабены с относительно дисимметричным строением идут с севера на юг по границе Родезийской платформы (Замбези, Кибара). Крупные грабены прослеживаются от озера Ньяса до Дар-эс-Салам и пересекают по диагонали «Мозамбикский пояс». В большинстве этих нарушений движения проходили в течение альпийского цикла.

Альпийский цикл ²

Мы не будем подробно останавливаться на мезозойских и третичных трансгрессиях, которые хорошо изучены. В последнее время было обнаружено, что верхнеюрская трансгрессия проникла далеко в глубь Африки и захватила часть бассейна Конго. Морская трансгрессия развивалась, в основном, в меловое время и охватила континент от Гвинейского залива до Средиземного моря. Меловые и эоценовые отложения образуют верхнюю часть береговых бассейнов, тянущихся вдоль побережья Атлантического и Индийского океанов. Мощность осадочных серий, выполняющих эти бассейны, резко возрастает по направлению к морю и может достигать 6000—8000 м. Внутри континента меловые бассейны имеют большие масштабы, но менее мощное выполнение (порядка 3000 м). Исключением является прогиб Нигерии (складчатая зона Бенуэ), где серии складчатого мела могут достигать мощности 5000 м. Мощные отложения мела и эоцена покрывают также весь берег Средиземного моря от Мзаба до ОАР. В бассейне Сирта (Ливия) эоцен трансгрессивно залегает на меловых отложениях и достигает подножья Тибести (П. Ф. Бюролле).

Альпийские движения проявляются с начала эоцена, выражаясь в значительной постлютецкой регрессии. С этого момента развитие Африки приобретает почти полностью континентальный характер, за исключением ее северной части, где развиваются мио-плиоценовые трансгрессии.

В течение мезозоя и третичного периода (альпийский цикл) происходили следующие процессы:

1. Образование целого ряда небольших интрузий или экструзий: «молодые граниты» щелочного состава юрского, мелового или даже эоценового (?) возраста; различного рода «кольцевые структуры», обычно связанные с молодыми гранитами; карбонатные породы, часто сопровождающие эти кольцеобразные структуры. К этой группе структур незначительного масштаба можно отнести кимберлитовые «алмазные трубки». Их образование относится, вероятно, к периоду вулканизма карру.

2. Незначительная, слабо выраженная складчатость, захватившая мезозойский и третичный чехол, например складчатая зона Бенуэ в Нигерии.

3. Образование глубинных сводовых поднятий и вторичное воздымание массивов, испытавших поднятие уже в герцинскую эпоху складчатости,

например Анти-Атласская складчатая система, массивы Ахаггара и Тибести, высокие плато Эфиопии и т. д.

4. Сбросы, например, в Рифтовых долинах, являющихся особенностью тектоники Восточной Африки.

Движения по этим сбросам неоднократно возобновлялись. Вулканы, связанные с этими нарушениями, начали свою деятельность примерно с верхней юры. Грабены в том виде, в котором они существуют сейчас, появились в олигоцене и испытали новое погружение в миоцене и плиоцене. Интенсивная вулканическая деятельность сопровождает движения по сбросам.

5. Мезозойский вулканизм берет начало в конце карру (базальты Стромберга и Дракенсберга — верхний триас, рэтский ярус, лейас). Он возобновляется в меловое время и продолжается в третичный и четвертичный периоды. Меловые эффузивы встречаются среди морских отложений (остров Мадагаскар, Мозамбик) или в форме наземных, частично эродированных кратеров и трапповых излияний.

В Африке районами наибольшего развития вулканизма являются Эфиопия и Кения, которые пересекаются Рифтовыми долинами. Вулканическая деятельность началась здесь в верхнеюрское и меловое время, возобновилась в третичный период, достигая наибольшего развития в миоцене, и продолжалась в плиоцене и в начале четвертичного периода. Некоторые из самых крупных вулканов Восточной Африки функционировали в исторический период, и до сих пор действуют сольфатары (например, серия меру в районе горы Килиманджаро); существуют вулканы, действующие и в настоящее время (например, Нирагонго и Ниамураджир на озере Киву). Помимо этих вулканических зон, расположенных вдоль Рифтовых долин, существует несколько других, например вулканический пояс в Камеруне (Б. Жез), который продолжается в Атлантическом океане островами Фернандо По, Принсипи, Сан Томе и т. д. и далее к северу вулканами Тибести, Харудж, Сода и Гариан (П. Ф. Бюролле).

Ю. А. Шуберт, А. Фор-Мюре

Соавторы: М. Алиа, Н. Н. Меньшиков, П. Ф. Бюролле

СЕВЕРО-ЗАПАДНАЯ АФРИКА

КРУПНЫЕ АНСАМБЛИ

Зона, носящая название Северо-Западной Африки, или северо-запада Африки, а также Средиземноморской Африки, охватывает территорию, граница которой проходит на севере по берегу Средиземного моря и затем изломанной линией, совпадающей с северным тропиком; с востока на запад пересекает Сахару, проходя по южным районам ОАР, Ливии, Туниса, Алжира, Марокко и Рио-де-Оро (Южная область Испанской Сахары). Эта обширная область состоит из двух совершенно различных ансамблей: Северная Африка, или Берберия, на севере и Сахарская плита, или северная часть Африканского континента, на юге. Их границей служит Южно-Атласский шов, тянущийся в широтном направлении от Атлантического побережья (Агадир) до Габеса (Шот Джерид).

В С е в е р н о й А ф р и к е различаются два структурных ансамбля:

а) на севере расположенная вдоль берега Средиземного моря Рифо-Телльская альпийская складчатая область. Она характеризуется очень сложной тектоникой, выраженной в нагромождении покровов;

б) на юге платформа на сглаженном герцинском основании, частично стабилизированная. Она включает устойчивые зоны с нескладчатым осадочным чехлом незначительной мощности, местами совершенно отсутствующим; платформенные прогибы, расположенные в относительно подвижных зонах. Именно на месте этих прогибов поднялись в результате атласских (альпийских) горообразовательных движений цепи Атласа — типичный пример «складчатости чехла».

Сахарская платформа докембрийского возраста в большей своей части покрыта палеозойскими, мезозойскими и третичными горизонтально залегающими или слегка волнистыми толщами, образующими платформенный чехол, мощность которого возрастает к северу. Породы докембрийского основания появляются среди этого чехла в виде крупных массивов и небольших обнажений.

Примером первых могут служить (с запада на восток) массивы Регибат, Ахаггар, Тибести, Ауинати, наконец, на крайнем востоке Египетско-Суданские массивы.

Выходы фундамента различного масштаба и характера наиболее часто встречаются в областях герцинской складчатости, например в Анти-Атласе и в цепи Угарта-Даура, а также в Ливии (массив Феззан-Гаргаф).

СЕВЕРНАЯ АФРИКА

Рифо-Телльская складчатая область

Эта область, расположенная на Средиземноморском побережье между Марокко и Тунисом, является единственной альпийской системой в Аф-

рике. В пределах Марокко она образует Рифскую дугу и, подойдя к Танжеру, продолжается на другом берегу Гибралтарского пролива Бетской складчатой системой.

Очень сложная структура Рифо-Телльской цепи образуется сочетанием тектонических покровов и автохтонных и параавтохтонных комплексов. Анализ фациального состава пород, ее образующих, позволяет отнести эти комплексы к двум разным геосинклинальным прогибам — внутреннему и внешнему, — разделенным зоной поднятий (геоантиклиналь).

Именно на месте геосинклинального прогиба развились прибрежные палеозойские кристаллические комплексы Рифа и Кабил, окруженные на юге и юго-западе триасовыми и лейасовыми известняковыми горами: Рифский известняковый хребет, цепи Бокуайя, Шершеб, Джурджура и т. д. Можно сравнить этот ансамбль с бетскими комплексами Испании; одна его часть аналогична Бетским горам Малаги, другая — Испанским Альпухарридам, которые можно назвать соответственно Марокканскими рифидами и Алжирскими кабилами.

Породы внутренней части геосинклинального прогиба имеют флишевый фациальный состав. Они образуют покровы, носящие название «ультра» (флишевый покров Л. Гланжо или комплексы «С» М. Маттауэра в Алжире, покровы Тизирен и Бени Идер М. Дюран-Дельга и М. Маттауэра в Марокко, нумидийский покров и т. д.). Присутствие в них зеленокаменных пород, обнаруженных в последнее время (Восточный Риф), побудило некоторых авторов отнести их к «эвгеосинклинальным» образованиям (Ж. Андриё и М. Маттауэр, 1963 г.). Следует особо отметить удивительное однообразие нумидийских серий, которое не нарушается от Крумири на востоке до Танжера на западе и напоминает однообразие отложений в «Арениска дель Альхибе» (Капро-де-Гибралтар).

Наконец, на месте внешнего прогиба, слагаемого преимущественно глинами и мергелями, образовались рифские и предрифские структуры Марокко (Ж. Марсэ, Г. Сутер) и телльские комплексы Алжира. Часть из них носит автохтонный, или параавтохтонный, характер (Кеттама, комплексы «А» в Уарсенис и Бабор и т. д.), а часть широко надвигается к югу (Предрифский покров, покров Уэззана в Марокко, Телльские покровы или комплексы «В» в Алжире). Эти структуры иногда переходят в молассовые бассейны, которые обычно окаймляют извне Рифо-Телльскую складчатую систему.

Перед цепью обычно поднимаются предрифские или предтелльские автохтонные складки. Они отвечают крупной региональной флекуре, отделяющей альпийский прогиб от платформы, образующей его предгорье.

Альпийские складки Рифо-Телльской системы должны были образоваться в течение пяти последовательных фаз движений, известных для всей альпийской складчатой системы. Первая из них, эоценовая фаза, наименее изучена. Во второй фазе, имевшей место в конце олигоцена (аквитанская фаза), возникли покровы, из которых состоят известняковые цепи и палеозойские массивы. Большинство остальных покровов образовалось в миоценовой фазе. Их развитие было довольно длительным и закончилось только в середине тортонского периода. Движения более поздних фаз, в том числе плиоценовой, смяли в складки уже существующие покровы. Наконец, в виллафранкской фазе поднялся складчатый ансамбль Рифа и Телла.

Следует добавить, что в Марокко некоторые структурные комплексы испытали влияние начального метаморфизма (в эпизоне), абсолютный возраст которого равен (метод К/А) 35 млн. лет (олигоцен). Кроме того, некоторые восточные районы (Кабильские цепи в Колло) подверглись гранитизации. Эти постэоценовые граниты, вероятно, одновозрастны метаморфизму.

Область герцинской складчатости и «эпигерцинская» платформа

Между передним краем покровов Рифа и Телла и Южно-Атласским швом, окаймляющим Сахару, располагается платформа, образовавшаяся на герцинском складчатом основании Северной Африки (эпиварисцидская платформа).

Область герцинской складчатости. Герциниды в основном располагаются в Марокко; несколько их выходов на поверхности известны в Оране. Повсюду в Алжире и Тунисе палеозойское основание полностью скрыто под мезозойскими и третичными толщами чехла.

Особенность герцинской складчатой области заключается в непрерывности осадконакопления в течение всего палеозоя. Встречаются отдельные типичные перерывы (верхний кембрий, нижний девон, турнейский ярус и т. д.), но несогласия практически отсутствуют. Так, нижний структурный этаж содержит все ярусы от кембрия до начала карбона. Средний структурный этаж соответствует визейскому ярусу, а верхний — молассовым бассейнам вестфальского и стефано-нижнеартинского ярусов.

Внутри герцинской складчатой системы практически невозможно выделить эв- и миогеосинклинальные прогибы. Вулканические серии пород основного состава (спилиты) широко развиты в кембрийских структурах западного Высокого Атласа, но все они относятся к периоду байкальской эпохи. Вулканические породы встречаются также в нижне-визейских отложениях Центрального Марокко (риолиты, дациты).

Герцинский метаморфизм носит эпизональный характер, а гранитизация выражена достаточно интенсивно. Они относятся к двум периодам: довестфальскому (синтектонические граниты Тишка и Рамрам, граниты Аули-Бу Миа, 312—316 млн. лет) и к непосредственно послевестфальскому (посттектонические граниты Центрального массива Марокко, 285—290 млн. лет, граниты Рехамна, 272 ± 15 млн. лет, граниты Джебиле и т. д.).

Чехол герцинской складчатой области. Стабилизация герцинской складчатой области происходила очень неравномерно, и обширные зоны, не испытавшие ни гранитизации, ни метаморфизма, сохранили относительную пластичность. Эта особенность развития повлияла на процесс образования осадочного чехла и определила последствия альпийских горообразовательных движений. Так, образовались в еще подвижных зонах прогибы, из которых впоследствии поднялись горные цепи Высокого Атласа, на востоке переходящие в систему Сахарского Атласа, и Средний Атлас. В Марокко развитие атласских прогибов шло от триаса до бата. В Алжире, в Сахарском Атласе над юрскими отложениями, достигающими 2—3 тысяч метров мощности, залегают «инфрасеноманские» красные песчаники. Еще далее на восток, особенно в Тунисском Атласе, юрские отложения незначительны, и погружение происходило в меловом периоде (3000—4000 м в Неменча, Г. Дюбурдьё, 1956 г.).

Развитие атласских внутриплатформенных прогибов прерывается или даже прекращается (Марокко) во время горообразовательных движений в конце юры (предмеловая фаза). Встречаются также признаки других фаз горообразовательных движений, относящихся к мелу. Основные же фазы складчатости в Атласе те же, что и в Рифо-Телле: верхний эоцен, верхний олигоцен, средний миоцен, нижний плиоцен и виллафранкский ярус.

За пределами этих прогибов, в частности, в районе Высоких Плато, т. е. в зоне, разделяющей Рифо-Телльскую и Атласскую складчатые системы, породы чехла залегают горизонтально или слегка смяты в складки. К востоку эта незначительная складчатость постепенно видоизменяется и от линии Алжир—Лагуат, в районе Орес (Тунисский Атлас)

переходит в более или менее однообразный складчатый ансамбль, расположенный между передним краем покровов на севере и Южно-Атласским швом на юге. На востоке складчатая система Тунисского Атласа резко обрывается зоной нарушений, которая в районе Габеса примыкает к Южно-Атласскому шву. Эта зона (так называемый Восточно-Атласский шов) ограничивает платформу Сфакс-Сус, являющуюся частью «пелагийского массива» (поднятие Керкеннах). Эта платформа может рассматриваться как часть докембрийской платформы, или как платформа с герциническим фундаментом, образованная наподобие Высоких Плато.

Средняя мощность чехла эпиварисийской платформы равна несколькими сотням метров, редко превышая 2000 м.

Однако в атласских прогибах она повышается обычно до 3000 м, а местами достигает 6000—7000 м, например между Агадиром и Эс-Сауира (Магадор). Мощность чехла в районе поднятия Керкеннах также весьма значительна.

Известно, что шарьяжи североафриканского типа встречаются местами в Сицилии и Калабрии (Италия). С внешней стороны они граничат с Рагузским и Апулийским плато, эквивалентами поднятия Керкеннах (или Высоких Плато в Марокко и Алжире), покрытыми плоским или слегка волнистым чехлом.

В заключение необходимо отметить, что для Атласской складчатой области характерно как широтное, так и юго-западное простирание. Все движения в Атласе (см. выше) развиваются по разломам в юго-западном направлении. Оно играет важную роль и, по мнению Дюбурдьё, характерно для всех современных сейсмичных зон Северной Африки.

САХАРСКАЯ ПЛАТФОРМА

Области докембрийской складчатости

Исследования по определению абсолютного возраста пород докембрийского основания Сахары только начинаются, и поэтому трудно определить возраст древних складчатостей. Это еще более усложняется вследствие широкого развития омолаживающих движений.

Наиболее хорошо изучены районы движений, имеющих возраст 600—500 млн. лет (иногда 400 млн. лет). Это не только области, где палеозойские движения предполагались или были констатированы (Анти-Атлас, Фалемский и Нигерский прогибы), но и массивы, в которых поздние движения были, вероятно, мало развиты (Ахаггар). Известно, что подобные движения наиболее интенсивны и носят единый характер в «Мозамбикском поясе», в верхнем докембрии или на границе палеозоя. Назовем их «мозамбикские движения омоложения».

Докембрий D. Существование очень древних докембрийских формаций, относящихся к докембрию D₁ (2500—2700 млн. лет), было обнаружено в юго-западной части массива Регибат и в западном Анти-Атласе.

Тазиаст (Мавритания),	серия амсага,
Пегматиты Сталл Огмане	2580±90 млн. лет — лепидолиты.
Мигматиты Катт Атуи	2521±156 млн. лет.
Пегматиты в Кнефиссат	2562±72, 2810±235 млн. лет.
Анти-Атлас (Марокко),	серия керду,
Граниты в западном Амарху	2595±130 млн. лет.

Докембрий С. В массиве Регибат в целом ряде случаев установлен абсолютный возраст пород, равный приблизительно 2000 млн. лет (докембрий С₂ — 1850—2000 млн. лет). Это преимущественно порфиновые или обычные граниты, ориентированные или нет. Их возраст колеблется

между 1862±26 и 1987±22 млн. лет, что соответствует периоду «эбурнейской» гранитизации в районе Берега Слоновой Кости (Бонном, 1963 г.).

Некоторые омоложенные минералы (граниты или древние мигматиты типа Сталл Огмане или Тазиаст) датируются, с одной стороны, возрастом 2079±163 млн. лет и 2220±43 млн. лет, а с другой, — 1610±34 и 1812±20 млн. лет (эти последние цифры относятся, безусловно, к докембрию С₁). То же касается цифр, полученных методом Rb/Sr по минералам и породам докембрия в Центральном Анти-Атласе (от 1537±90 до 1669±85 млн. лет). Не исключено, что нижние цифры этой серии могут быть несколько завышенными. А омоложение мусковитов в гранитах Уэд Амархус датируются 1806±55 и 1837±55 млн. лет. К этим цифрам следует прибавить цифры, полученные по методу K/A, из которых наиболее высокая — 1890±30 млн. лет (Тимирхарин, докембрий 1).

Очевидно, что последовательные горообразовательные движения в докембрии С играли основную роль в стабилизации фундамента Западной Сахары. Используя современные данные геологической съемки, можно расчленил серии следующим образом:

докембрий D: серии амсага, галламане, шегга и загориды Марокко
докембрий С₂: серия агуелт небкха, серия иетти и т. д.

Стабилизация Западной Сахары закончилась в докембрии С₂, следовательно, наиболее молодыми образованиями являются эпиконтинентальные чехлы древних разрушенных складчатых областей, например серии гуэльб эльн хадид, абд и малек в массиве Регибат, которые можно отнести к докембрию С₁. Далее на север стабилизация наступила несколько позднее. Она была, безусловно, результатом горообразовательных процессов в Берберидах (докембрий 1), относящихся к докембрию С₁.

Необходимо отметить, что складчатые структуры докембрия С₂ в массиве Регибат имеют простирание, близкое к меридиональному, или идут с северо-северо-запада на юго-юго-восток. Это же направление структур преобладает в Берберидах.

Очень трудно установить аналогию между древними формациями Рио-де-Оро (Южная область Испанской Сахары) и остальной частью массива Регибат, которая была описана выше. Действительно, для этой области получена только одна цифра абсолютного возраста (фюшит Була Утед — 1750 млн. лет, М. Арриба, 1956 г.). Однако наличие в западной части массива ансамбля чарнокитовых пород позволяет отнести его большую часть к докембрию.

Массив Ахаггар, так же как и расположенные на востоке массивы и купола (Тибести, Ауенат и т. д.), почти не изучен. Определения абсолютного возраста фарузских и суггарских гранитов (Ахаггар), проведенные за последнее время, дали неожиданные результаты (К. Лей и О. Ледент, 1963 г.). Большая часть исследованных пород обнаружила возраст в 505—635 млн. лет (с крайними значениями 445 и 745 млн. лет). Это омоложение охватывает как породы Суггара, так и образования фаруза, как мигматитовые, так и интрузивные граниты. Получены данные по биотиту, мусковиту и циркону.

Однако для одного из образцов фарузского гранита была получена цифра 1795±50, которая соответствует цифрам, полученным ранее (Силет—Тибехауин) Rb/Sr (1730±70 млн. лет) и K/A (1820±50 млн. лет) методами (П. Эберхард и др., 1963 г.). Кроме того, недавно исследованные галениты были датированы 1200—1500 млн. лет (М. Гравелл и Р. Леттол, 1963 г.). Эти галениты представляют суггарский и фарузский районы, что свидетельствует о том, что обе эти системы образовались, безусловно, не только до мозамбикской эпохи (докембрий А), но и до горообразовательных движений докембрия В.

В Ахаггаре структуры имеют меридиональное простираие, соответствующее простираию структур массива Регибат. Исходя из этого, можно предположить, что стабилизация ансамбля Ахаггар, как и массива Регибат, началась в докембрии С. Позднее он испытал очень сильное влияние мозамбикских движений. Однако не исключена возможность, что некоторые граниты Ахаггара имеют более молодой возраст (докембрий А) и пересекаются более древними складчатыми сериями.

На тектонической карте суггарида были отнесены к докембрию D, а фарузида к докембрию С. Можно согласиться с тем, что горообразовательные движения докембрия С оказали влияние на суггарские образования, датируемые 2500 млн. лет, как и наиболее древняя складчатость в массиве Регибат. Что касается мозамбикских гранитов, то они не были изображены на карте, так как их невозможно выделить при современном состоянии наших знаний.

Восточные массивы. Та же схема (докембрий D и С) была принята и для областей развития фундамента Тибести. Далее на восток, начиная от Ауената, условная раскраска, соответствующая нерасчлененному докембрию, была принята для докембрийского ансамбля Судана.

Территория ОАР интерпретируется особым образом. В результате работ Г. М. Е. Шюрманна был установлен очень молодой (мозамбикский) абсолютный возраст гаттарских гранитов (550—700 млн. лет). Выходы на поверхность этих гранитов образуют большую часть докембрийской складчатой области, которая на юго-западе тянется вдоль берега Красного моря. Признаки этой поздней гранитизации встречаются на Синайском и Аравийском полуостровах (граниты щелочного состава, возраст 650—750 млн. лет; Гленн Ф. Браун, 1963 г.), Гаттарские граниты пересекают серию хаммамат и несколько более древние серии докхана и садли.

Докембрий В. В кратком описании, сделанном выше, вопрос о докембрии В не был затронут. Однако признаки омолаживающих движений (1000—1200 млн. лет), обнаруженные в бербериде Анти-Атласа, свидетельствуют о их значительном развитии в северной части Африки. Этот возраст условно принят для антиатлассид, разделяющихся на две независимые системы: а) чехол более древних складчатых сооружений (бербериды и загориды), относящийся к докембрию II и содержащий в основном известняки, кварциты и лавовые породы; б) зона геосинклинальной складчатости докембрия II—III, сильно гранитизированная. Работы по определению абсолютного возраста этих формаций только начинаются. Л. Каен и Д. Ледент (Брюссель) определили Rb/Sr методом возраст гранита Тафраут (1205 ± 60 млн. лет).

В ОАР, как и на Аравийском полуострове, был также определен возраст горообразовательных движений (парасланцы серии абухад; 1000—1200 млн. лет Г. М. Е. Шюрманн).

Чехол Сахарской платформы

Если возраст древнего основания Сахары еще относительно мало изучен, то чехол этой платформы очень хорошо исследован благодаря работам по стратиграфии и нефтяному бурению.

На тектонической карте осадочные чехлы, расположенные на докембрийском основании, в северной части Африки делятся на две части: а) палеозойский чехол и б) мезозойский и третичный. Изобаты первого передают расположение докембрийского фундамента; изобаты второго дают изображение постгерцинского несогласия. Помимо этого главного несогласия, в каждом из двух чехлов обнаружены обычно более слабо выраженные несогласия, подчеркивающие более или менее значительные перерывы (внутрикарадокское несогласие, послеюрская и послемеловая лакуны

и т. д.). Соответствующие поверхности было невозможно отобразить на карте (за исключением Аравийского полуострова).

Местами палеозойский чехол отсутствует. Мезозойские (или третичные) отложения располагаются непосредственно на докембрийском основании, например большая часть Ливийской пустыни на севере Тибести представляет область, где эоцен трансгрессивно залегает на докембрийском основании.

На востоке, в Судане и на большей части ОАР, палеозой отсутствует под чехлом, состоящим из нубийских песчаников, нижние горизонты которых относятся, вероятно, к палеозою. Напротив, в Западной Сахаре различные формации вклиниваются между палеозойским чехлом и основанием. Так как они широко распространены по всей Африке, то для их изображения принята специальная окраска.

Верхний докембрий и инфракембрий

На карте изображены, с одной стороны, формации, принадлежащие к верхнему докембрию (докембрий А), а с другой — образования, расположенные на границе докембрия и кембрия, которые можно назвать эокембрием и инфракембрием. Они разделяются иногда лишь легким несогласием, являющимся отражением горообразовательных движений, которые известны в Африке или только в Европе. Некоторые из них весьма значительны, например катангские движения, датируемые возрастом 620 млн. лет (ураниниты Шинколобве), и байкальские движения (Н. С. Шатский), последняя фаза которых относится к концу нижнего кембрия. Именно эти два несогласия позволяют выделить перечисленные выше формации.

Известны и другие фазы складчатости на границе между докембрием и палеозоем. Однако их невозможно было передать на карте, так как они имеют чисто региональный характер или очень слабо выражены. Например, в верхнем докембрии Анти-Атласа можно обнаружить несколько подобных несогласий. Байкальская эпоха также делится на несколько фаз, из которых одна соответствует нижним горизонтам нижнего кембрия и отделяет его от эокембрия. Она аналогична ассинтской фазе в Шотландии.

Схема расчленения «средних серий» Западной Сахары

Верхний докембрий (докембрий А)

- | | |
|---|--|
| Анти-Атлас: | а) вулканы докембрия III, отделенные незначительным, но широко распространенным несогласием от последующих серий; |
| | б) доломиты нижнего адудуна; |
| Массив Регибат, северо-западное крыло: | а) доломиты, аналогичные доломитам адудуна в Анти-Атласе; |
| Южное крыло: | а) вулканы Эглаба, отделенные от следующей серии несогласием; |
| | б) нижняя обломочная серия и известняки Эль Ханк и Шегга с <i>Coprophyton</i> (серия С ₁ и С ₂ Т. Монода или «инфракембрий» М. Циммерманна); |
| Угарта—Танезруф: | а) вулканы угартской складчатости; |
| | б) серия гризим; |
| Массив Ахаггар: | а) вулканы и нигритские конгломераты. |

Широко распространенное, но слабо выраженное несогласие.

Эокембрий или инфракембрий, местами включающий нижний кембрий

- | | |
|--------------------|--|
| Анти-Атлас: | а) серия красноцветных пород; |
| | б) известняки верхнего адудуна; |
| | в) датированный нижний кембрий; известковистые и песчаные сланцы, содержащие вулканические туфы; |

- Массив Регибат, южное крыло: а) конгломераты, тиллиты (Т. Монод); б) верхняя обломочная серия, континентальная или эпиконтинентальная; органические остатки отсутствуют; яшмы и известняки с *Collenia* — нижний кембрий;
- Танезруф: а) конгломераты, тиллиты; б) серия Ферзига-Эмилия;
- Массив Ахаггар: а) пурпуровые конгломераты Ахнет, эпиконтинентальная формация.

Несогласие, связанное с байкальскими движениями, хорошо выраженное в Шенапане, восточнее Шегга и в Ахаггаре

Начало палеозоя

- Анти-Атлас: а) датированные морские отложения среднего кембрия; после значительного перерыва морские отложения ордовика, начиная с тремадока.
- Массив Регибат, северное крыло: а) кембрий отсутствует — морская трансгрессия начинается на западе в аренге, а на востоке — в силуре;
- южное крыло: а) синклиналь Таудени: песчаники и кварциты кембрия-ордовика, расположенные под датированным силуром; органические остатки отсутствуют;
- Массив Ахаггар: а) песчаники Тассили, начинаются песчаниками, лишенными органических остатков (кембрий); б) датированные ордовикские песчаники с внутри-карадокским несогласием, затем силур;

Бассейны осадконакопления

При первом знакомстве с картой бросается в глаза то, что докембрийские массивы пустынной зоны Сахары — Ливии тянутся вдоль берега Средиземного моря на некотором расстоянии от него, от Мавритании на западе до Судана на востоке. На севере этого щита (массивы Регибат — Ахаггар — Тибести — Ауенат — Судан) располагается почти без перерывов двойной палеозойский и мезозойско-третичный чехол, обладающий волнообразной структурой, мощность которого возрастает к северу. Эта область может быть разделена на три совершенно различных района:

- 1) на западе, к северу и северо-западу от массива Регибат находится синеклиза Тиндуф, граничащая на севере с Анти-Атласом (эпипалеозойская платформа), а на северо-западе с береговым бассейном Тарфайя—Рио-де-Оро);
- 2) в центре, на границе с массивом Ахаггар, расположен обширный бассейн Мзаб-Радамес. На севере он ограничен, как и Анти-Атлас, Южно-Атласским швом и Сахарским Атласом;
- 3) на востоке, по ту сторону зоны распространения менее мощного чехла (г. Триполи), находится бассейн Сирта, который тянется на восток через всю территорию ОАР вплоть до Суэцкого перешейка.

Таким образом, не считая западного края, чехол Сахарской платформы имеет относительно однообразное строение и состоит из двух огромных краевых бассейнов, содержащих до 6000 м осадочных пород. На юге этой северной зоны расположена система менее глубоких бассейнов, возникших в результате опускания большого докембрийского хребта. На западе это — синеклиза Регган-Танезруф, на востоке Ахаггара — округлой формы бассейн Мурзук (глубина 3000 м). Немного дальше располагается неглубокий бассейн Сирта, простираясь до подножья Тибести. Наконец, восточнее этого массива находится бассейн Куфра (глубина 2500 м). Он разделяет массивы Тибести и Ауенат, переходя в обширную область нубийских песчаников Судана.

В окружении краевых бассейнов севера располагается Анти-Атлас. Он представляет собой древний вал, окаймляющий Сахарский щит, аду-дунский и палеозойский чехол которого был сильно смят в складки герцинскими движениями.

На юге Анти-Атлас граничит с бассейном или синеклизой Тиндуф, а на западе, вернее на юго-западе, — с прибрежным бассейном Тарфайя—Рио-де-Оро. Оба эти бассейна отличаются от остальных северных бассейнов. Первый из них практически лишен молодого чехла (не считая тонкого слоя хаммадских пород), в то время как во втором, мезозойском, бассейне отсутствует палеозой. Бурение в этой области (Шебейка, Амра и т. д.) показало, что докембрийское основание следует прямо за мезозойскими отложениями. Однако мощность чехла очень велика в обоих бассейнах — 10 000 м в западной части прибрежного бассейна и более 10 000 м в бассейне Тиндуф. Столь же мощный чехол обнаружен на востоке, в бассейне Кенадза—Бешар, который расположен между альпийскими образованиями Анти-Атласа и угартскими элементами Сауры.

Западный сектор отделяется от большого краевого бассейна Мзаб-Радамес, идущего в меридиональном направлении, зоной структур, простирающихся к северо-западу. Это — складчатая зона Угарта-Даура, граничащая с синеклизами Регган на юго-западе и Тимимун на северо-востоке. Необходимо заметить, что в этом районе мезозойско-третичный чехол совершенно не связан с палеозойским. Эта особенность характерна, впрочем, для всего краевого бассейна Мзаб-Радамес. Еще одна особая зона отделяет его от большого бассейна Сирта. П. Ф. Бюролле считает, что с одной стороны, это поднятая зона, соединяющая Тибести с массивом Феззан и с поднятием Гайран на юге Триполи, а с другой, — зона сбросов и грабенов, идущая также от Тибести через вулканы Харудж и Сода к тому же поднятию Гайран.

Ось Феззан — Триполи на севере должна заканчиваться «Пелагийским блоком», включающим поднятие Керкеннах, которое почти целиком расположено на территории моря, в районе Габес-Сфакс, между триполитанским и сицилийским побережьем. Мы видели, что на западе зона флексур (так называемый Восточно-Атласский шов) отделяет платформу Сфакс-Сус от Тунисского Атласа. Но южная окраина Сицилии, Рагузское плато, принадлежит к той же Пелагийской зоне.

Наконец, бассейн Сирта и его продолжение в ОАР характеризуются серией крупных волнообразных структур, например горст Каттара. Осадочный чехол в этой области достигает большой мощности (до 6000 и 7000 м на Средиземноморском побережье).

Однако к югу и юго-востоку, по направлению к Суданской платформе, покрытой нубийскими песчаниками, толщина чехла резко падает.

ЗОНЫ ГЛАВНЫХ РАЗЛОМОВ

Нам кажется, что после краткого описания, сделанного выше, следует обратить внимание читателя на крупные докембрийские, герцинские и альпийские зоны разломов, к которым приурочены наиболее молодые движения. Большинство древних нарушений, не испытавших влияния более поздних движений, скрыты под более молодыми чехлами или остаются незамеченными.

Докембрийские зоны разломов Ахаггара

Эти нарушения (например, Силет), изученные и зафиксированные на карте М. Лелюбром, пересекают массив в меридиональном направлении, служат границей между фарузскими и суггарскими ярусами. Вертикальные и удивительно прямолинейные, они часто подчеркиваются древними фарузскими риолитами. Некоторые из них захватывают край Тассили и даже молодые чехлы (мезозойско-третичные отложения), например горст Уэд Ирхархар (Муидир). Приблизительная протяженность самого крупного из них 1000 км.

Главный Анти-Атласский разлом

К докембрийским нарушениям относится также и Главный разлом Анти-Атласа, простирающийся в широтном, или восток-юго-восточном, направлении. Он разделяет два докембрийских района, развитие которых было различным. В период берберийских горообразовательных движений (докембрий С) вдоль этой зоны разломов происходили излияния основных и ультраосновных пород. Все последующие движения оказывали на нее свое влияние. В герцинскую эпоху большой участок зоны превратился в грабен (грабен Загора). В альпийскую эпоху он достигал максимального развития в районе фанолитового вулкана Джебель Сируа. В этом районе происходило не только движение по вертикали (приблизительно 500 м), но имело место и движение типа надвигов. Действительно, докембрий поднятого крыла надвигается к югу на излияния фанолитов опущенного крыла (понт). На западе эта зона нарушений соединяется с Южно-Атласским разломом, растягиваясь приблизительно на 500 км.

Герцинские долеритовые дайки Анти-Атласа

Необходимо также отметить существование в Анти-Атласе системы долеритовых даек герцинского возраста. Самая крупная из них — дайка Джебель Уссукти—Фум Згуид — пересекает с северо-востока на юго-запад весь Анти-Атлас, затем распространяется в виде силла на равнине Дра в девоне и карбоне. Аналогичный силл обнаруживается по ту сторону Хаммада-Дра на юге бассейна Тиндиф, поэтому можно предположить, что дайка Джебель Уссукти распространяется вплоть до этого района.

Таким образом, можно утверждать, что существует система даек и долеритовых силлов, расположенная в районе между Джебель Сархро и массивом Регибат, т. е. на протяжении 500 км с севера на юг, напоминающая по масштабу Великую дайку в Южной Родезии. Эти излияния пород основного состава охватывают всю стратиграфическую серию от докембрия С в Эль Граара до визейского яруса, что представляет собой толщу пород, просматриваемую на 20 км минимум.

Южно-Атласский разлом

Без сомнения — это самое крупное из нарушений Северной Африки. Оно делит ее на две области: Северную Африку и Сахарский бассейн. Его длина от Агадира до Габеса равна почти 2000 км. Конечно, это самое древнее нарушение, но альпийские движения оказали на него настолько большое влияние, что очень трудно в настоящее время определить его поведение и масштабы в предыдущие эпохи. Оно выражается то в виде простой флексуры (так называемой Сахарской стены), то в виде эшелонированных сбросов, тянущихся вдоль южного подножья Атласа, а часто в виде надвигов с перемещением в южном направлении. Ф. Пруст (1962 г.) показал, что в Тидили (между г. Сус и прогибом Уарзазате) направление смещения в этой зоне было обратным в период атласских движений; ранее его поверхность смещения была обращена к северу, в настоящее же время — к югу. Кроме того, как и на южном склоне Сируа, докембрийские граниты его северного поднятого крыла надвигаются на пермо-триасовые отложения Тидили. Эта зона нарушений, имея хорошо выраженное широтное направление в Марокко, начиная от Фигига, меняет его на юго-западное, и на востоке, в горах Заб, приобретает характер пучка разломов, расходящихся веером на северо- и юго-восток. Одно из нарушений, с которым связаны триасовые породы, идет, как кажется, в северо-восточном направлении и достигает Тунисского залива в районе Меджерда. Наиболее

интересна та его ветвь, которая идет на восток, иногда на восток-юго-восток и достигает залива Габес, следуя на севере вдоль границы района Шотт.

В заключение следует отметить, что благодаря этим нарушениям, цепи собственно Сахарского Атласа обрываются здесь в районе Шотт эль Ходна, а Тунисский Атлас, простираясь на восток, уже не обладает столь грандиозными размерами, которые мы наблюдаем в его западной части.

Разлом Таннтан — Земмур

На западе Южно-Атласская зона разломов пересекается другим нарушением, продолжающим разлом Таннтан. Этот последний идет вдоль северо-восточного края юго-западного окончания Анти-Атласа и отделяет его от берегового бассейна Тарфайя—Рио-де-Оро. Эта шовная зона по своим размерам равна Южно-Атласской зоне нарушений и имеет то же герцинское направление (направление структур Мезеты). На северо-востоке зона Таннтан проходит по прибрежному району Ифни, следуя от г. Сус до Эль Клеа, пересекает Южно-Атласский разлом и переходит во флексуру Аргана при ее пересечении с Высоким Атласом. На юго-западе, на границе с бассейном Рио-де-Оро, эта зона еще плохо изучена. Далее, достигая «поднятия Земмур» (данные Арриба и М. Алиа), она пересекает области докембрийской складчатости Западной Сахары. Следовательно, ее общая протяженность равна 1000 км.

В районе Тарфайя (Таннтан) это почти вертикальный разлом, направление движений по которому изменилось на противоположное в после-герцинскую эпоху. Действительно, как мы видели выше, в береговом бассейне Тарфайя мезозойские отложения располагаются непосредственно на докембрийских. Это говорит о том, что северо-западное крыло нарушения было энергично поднято в эпоху герцинских движений и лишено на юге палеозойского чехла, разрушенного в результате послегерцинской эрозии. Однако, начиная с триаса, это крыло опускается, и процесс опускания усиливается благодаря общему прогибанию этого бассейна.

На юго-запад от Сегийет Эль Хамра эта зона контактирует с зоной мощных адудунских доломитов, обнаруженных Ж. Сужи. Еще дальше на юго-запад, пересекая докембрийский район Аусерт, она переходит в надвиг с перемещением докембрийских толщ (серпичитовые сланцы, кварциты и т. д.) на палеозойские отложения (девон и силур; Ж. Сужи, 1963 г.).

Вдоль разлома Таннтан—Земмур в герцинскую эпоху были значительные перемещения, которые, изменив свое направление, продолжались и в мезозое. Необходимо, однако, заметить, что этот разлом нельзя считать герцинским, как это предлагает Ж. Сужи (1961—1963 г.).

Восточно-Атласско-Джеффарский разлом

Любопытен тот факт, что на другом краю Северной Африки расположена поперечная зона разломов, симметричная по отношению к зоне Таннтан, но идущая сначала в меридиональном направлении, а затем в северо-западном. Она упоминалась выше под названием Восточно-Атласской зоны разломов. Как и в разломе Таннтан, ее опущенное крыло представляет собой жесткую глыбу (поднятие Керкеннах). Альпийские движения здесь настолько интенсивны, что невозможно выяснить, изменяли ли они свое направление на протяжении всего альпийского цикла.

Восточно-Атласская зона разломов переходит во флексуру Джеффара и соединяется с системой Ливийских грабен, описанных Ж. П. Бюролле. Эти последние связаны, вероятно, с зоной вулканов Гайран — Сода — Харудж — Тибести.

Очень возможно, что эта зона представляет собой систему глубоких нарушений, безусловно очень древних, имеющих тенденцию переходить в рифтовую долину. Она тянется от Кап Бон до Джебель Суда (Восточный Феззан) на 1000 км.

Красное море

Остается сказать несколько слов о Красном море, странный параллелизм берегов которого послужил основой для теории дрейфа континентов А. Вегенера. Действительно, юго-западное побережье Аравийского полуострова легко совмещается с африканским по линии утесов, идущих по границе базальтовой зоны погружения Джибути. Однако некоторые авторы сравнивают Красное море с грабенами типа рифтовых долин. В любом случае ясно, что Красное море и Акабский залив, продолжением которого служит впадина Мертвого моря, ограничены очень крупными сбросами.

Л. Дюбертре

СЕВЕРО-ВОСТОЧНАЯ АФРИКА И АРАВИЙСКИЙ ПОЛУОСТРОВ

На 3 листе тектонической карты Африки представлен в основном Аравийский полуостров и его складчатое обрамление, расположенное в пределах Турции и Ирана.

Аравийский полуостров, с точки зрения геолога, представляет собой часть Африканского континента, отделенную от него Красным морем. Следовательно, тектонический анализ этого района не может проводиться отдельно от изучения тектоники всего континента. Незначительная площадь полуострова и мощное развитие осадочных пород позволяют относительно легко познакомиться с его структурным развитием. С этой целью был проведен ряд детальных исследований, и в настоящее время благодаря сотрудничеству геологов различных стран осуществляется синтез данных, полученных в результате этих работ.

ГРАНИЦЫ АРАВИЙСКОГО ПОЛУОСТРОВА

На первый взгляд может показаться, что граница Аравийского полуострова на севере и северо-востоке, в районе горных цепей может быть проведена легко, настолько ясно обозначен контраст между двумя районами. Разве недостаточно взглянуть на любую карту атласа, чтобы убедиться в этом? Однако, когда с карандашом в руке пытаешься точно обозначить эту границу, становится ясно, что это очень трудная задача, так как стратиграфические и структурные данные недостаточны для принятия окончательного решения. По мнению геологов, стратиграфические и структурные контрасты выражены не настолько ярко, чтобы можно было определить основное различие между двумя зонами; некоторые авторы утверждают даже, что Центральный Иран, как и Аравийский полуостров, представляет собой платформенную область.

Тектоническая карта Африки должна, следовательно, охватить также и области Центральной Турции и Ирана, поэтому необходимо обсудить сходство и различие тектоники этих двух районов и Аравийского полуострова. В результате этой работы должны более четко и ясно обозначиться классические понятия, употребляемые по привычке или по традиции; в этом и заключается одно из основных значений листа 3.

Основные материалы

Геологические исследования области, входящей в лист 3, очень долгое время велись неравномерно. Наиболее интересные районы (Средиземноморское побережье, Синайский полуостров, Израиль, Иорда-

ния, Ливан, Сирия и нефтеносные районы Месопотамии, Персидского залива и Юго-Западного Ирана) объединялись под названием «Croissant fertile».

Обширные районы оставались малоизученными, а в наиболее засушливые и труднодоступные области проникали только отдельные геологи (Б. Филби). Данные же по геологии нефти, по традиции, были засекречены, и лишь очень небольшая часть интересных работ была опубликована.

После второй мировой войны положение вещей изменилось. В развитии геологии Среднего Востока произошел резкий скачок. Самые заброшенные районы были систематически исследованы, была тщательно изучена стратиграфия и созданы геологические карты. Нефтяные компании в собственных интересах разрешили совершенно свободное опубликование своих данных. Стало возможным появление обобщающих работ, из которых в данной статье будут процитированы следующие: «Habitat of Oil», Symposium of the Amer. As. Petr. Geol., 1958; International Lexicon of Stratigraphy (especially the Fascicule Iraq, 1959); Sheet 3 of the Geological Map of Africa, 1 : 5 000 000, Assoc. of African Geological Surveys, 1959; «Geological Map of the Arabian Peninsula» 1 : 2 000 000, U. S. Geological Survey and the Arabian and American Oil Company.

Геологическое развитие было отражено на картах изопохитами, карты сопровождалось разрезами. Однако еще не было сделано попытки синтеза данных по тектонике Аравийского полуострова на основе принципов, предложенных для тектонических карт Африки и Европы; пробные же работы такого рода, выполненные нефтяными компаниями, не были опубликованы. Настоящий макет листа 3 тектонической карты Африки является, следовательно, первой попыткой, несовершенным наброском, но он может послужить материалом для обсуждения специалистами, обладающими более точными данными, и стимулировать их совместную работу.

В основу макета положены следующие новейшие карты: «Geological Map of Africa», в масштабе 1 : 5 000 000, лист 3, изданная Ассоциацией геологических служб Африки совместно с ЮНЕСКО, 1959 г.

Для тектонической карты используется та же географическая основа, но система условных знаков для геологии взята с более новых карт и макетов.

1. Geological Map of the Arabian Peninsula, в масштабе 1 : 2 000 000; Геологическая служба США и Арабская и Американская нефтяная компания, 1963 (U. S. Geol. Surv., Dept. of the Interior. Miscellaneous Geologic Investigations, Map I—270 A). Эта большая карта охватывает Аравийский полуостров к югу от параллели Аммана (Иордания). Часть, относящаяся к Саудовской Аравии, и была составлена на основе данных аэрофотосъемки Аравийского полуострова (1 : 60 000) и наземной съемки.

2. Комплект из 21 листа в масштабе 1 : 500 000, иллюстрированный разрезами и содержащий подробные сведения, касающиеся абсолютного возраста гранитных пород основания (Miscellaneous geologic Investigations, Map I—200 A, I—220 A).

3. Geological Map of Israel, 1 : 500 000, L. Picard, in international Lexicon of Stratigraphy, III, 10, с. 2, 1959.

4. Geological Map of Jordan, 1 : 250 000, A. M. Quennel, Dept. of Land and Surveys of Jordan, 1956.

5. Geological Map of Syria and Lebanon and the border of adjacent lands, 1 : 1 000 000, L. Dubertret, International Lexicon of Stratigraphy, vol. III, F. 10 C 1, 1962.

6. Geological Map of Cyprus, 1 : 250 000, M. Bear, Geol. Surv. Dept., Govt. of Cyprus, 1963.

7. «Geological Map of Turkey», 1 : 500 000, M. T. A., Ankara, 1961—62.

8. Geological Map of Iran, 1 : 2 500 000, Iran Oil Company, 1959.

Для данного макета были составлены специальные вспомогательные карты.

1. Эскиз изогипс фундамента Иордания в масштабе 1 : 2 500 000 с сечением через 200 м, Phillips Petr. Comp., 1956—60.

2. Tectonic Map of Iran, 1 : 2 500 000, J. Stöcklin and A. Ruttner, Geol. Surv. of Iran, May, 1964.

Большое количество данных было найдено в периодической литературе:

1. Bull. AAPG, — Habitat of Oil. A Symposium, 1958.

2. C. R. of the 20th and 21st Sessions of the International Geological Congress 1956, 1960.

3. C. R. of the World Petroleum Congress.

4. C. R. of the Arab Petroleum Congress.

5. Различные журналы: the Mines Magazine, Erdöl und Kohle—Erdgas—Petrochimie и т. д.

Наконец, макет листа 3 был представлен на обсуждение различных специалистов, советы и поправки которых оказали автору большую помощь.

Макет листа 3

А) Эфиопия, Судан, ОАР.

В) Красное море.

С) Аравийская платформа (район обнажения фундамента).

Фундамент был впервые полностью воспроизведен на геологической карте Аравийского полуострова масштаба 1 : 2 000 000, а его детальное изображение дается на листах в масштабе 1 : 500 000. Абсолютный возраст гранитов, гранодиоритов и гнейсов приводится в легендах к листам I—205 A, I—210 A и I—211 A:

граниты	535 млн. лет (I—205 A и I—210 A)	} Эокембрий
	550—590 млн. лет (I—211 A)	
несогласие		
граниты	700—750 млн. лет (I—205 A и I—210 A)	} P(CA)
	735 млн. лет (I—211 A)	
диориты, содержащие кварц	820 млн. лет (I—210 A)	} P(B)
гранодиориты	1000 млн. лет (I—205 A)	
граниты — гранито-гнейсы	1000 млн. лет (I—210 A и I—211 A)	

Взяв за основу данные абсолютного возраста и предположив, что различные породы должны быть расположены в легенде в хронологическом порядке, можно было приступить к составлению макета.

Породы, возраст которых поддается определению, отмечаются крестиками. Сбросы различного простирания, иногда образующие крупные линейные системы, расчлениают основание. Большие участки основания перекрыты базальтовым покровом. Эта попытка изобразить фундамент может считаться успешной только после того, как будет подвергнута оценке Г. Ф. Брауном, который руководил съемкой.

Изогипсы, давая контуры рельефа основания, показывают резкое повышение его уровня в направлении Красного моря; высота фундамента достигает 2000, 2500 и даже 3000 м. За исключением этого поднятого края, поверхность фундамента лежит приблизительно на уровне 1000 м. После изогипсы 900 м основание исчезает в северо-восточном направлении под осадочным чехлом.

АРАВИЙСКАЯ ПЛАТФОРМА

В Саудовской Аравии и в Йемене на поверхность выходит докембрийское основание. Простирается ли этот докембрийский фундамент под всей Аравийской плитой? Другими словами, на всем ли протяжении Аравийской плиты первое крупное несогласие располагается под кембрийскими отложениями? Или же нескладчатый осадочный чехол на северо-западе, начиная от фронта пальмерид, покоится на каледонском или герцинском основании, как это принято на 15 и 16 листах тектонической карты Европы?

На восточном склоне Амануса (в 30 км к северо-востоку от Александретты) располагаются залежи песчаных серо-бурых сматых в складки

и метаморфизованных сланцев, на которых несогласно залегают мощные и спокойные слои кембрия, характеризующиеся изгибами, напоминающими по своему строению, свойственное мезозойским породам окраинных восточных массивов Средиземноморья. Следовательно, основное несогласие располагается под кембрием; аналогичное явление наблюдается вдоль всего Тавра, включая Иран.

В результате было решено, что докембрийское основание простирается вплоть до границы Аравийской платформы. Где проходит эта граница?

Различия в морфологии Аравийской платформы и ее складчатого обрамления настолько ярко выражены, что этот вопрос, казалось, должен иметь ясный ответ. На самом же деле, когда вникаешь в детали и стараешься отличить платформу от ее окружения с точки зрения стратиграфии и строения, то возникают трудности. Это объясняется тем, что между ними существует постепенный переход; можно даже предположить, что платформенный режим распространяется в глубь Турции и Ирана.

На северной и северо-восточной окраинах Аравийской плиты больше всего поражает сопровождающееся надвигом резкое повышение рельефа на больших пространствах.

Граница Аравийской платформы была проведена вдоль линии надвигов, идущих у подножья Тавра, вдоль крупного разлома так называемой Главной линии разломов, который отделяет горы Загроса от складчатых областей Центрального Ирана.

Таким образом, цепи Загроса относятся к платформе и все же формально отделять их от горных сооружений Ирана невозможно.

Какое место отвести Оману? По мнению некоторых геологов, строение этой цепи должно, несомненно, обладать платформенными чертами; другие авторы утверждают, что ее внезапный подъем напоминает образование Центрального Иранского блока вдоль «Главной линии разломов».

Основной целью тектонической карты является изображение при помощи изогипс и ступенчатой раскраски положения поверхности основания под осадочным чехлом. Оно предполагает знание положения поверхности основания. Однако мы видим, что основание погружается под осадочный чехол с уклоном к северо-востоку под углом порядка $1^{\circ} 30'$; известно, что оно имеет волнообразное строение с осями изгиба, имеющими меридиональную и широтную ориентацию. Тем не менее его положение не было исследовано при помощи бурения; имеются, конечно, данные геофизической разведки, но они засекречены.

За невозможностью определить положение фундамента при помощи изогипс, была сделана попытка изобразить структурные поверхности палеозоя, мезозоя и палеогена на возможно более обширных площадях и составить на этом основании представление об общей форме поверхности основания.

Основная особенность рельефа фундамента — его погружение к северо-востоку, где он находится на наибольшей глубине (возможно, 12 км ниже уровня моря); по мере приближения к Главной линии разломов под цепями Загроса основание поднимается, образуя флексуру. Оси имеют меридиональное и широтное направление (Джауф—Рутба—Катар; Хадрамаут—север Сирийского района, сейчас Северная Сирия). Геологическое строение Сирийского района карты уточнено работами русских геологов.

СКЛАДЧАТОЕ ОБРАМЛЕНИЕ (ЦЕНТРАЛЬНЫЙ И СЕВЕРНЫЙ ИРАН, ГОРЫ ЭЛЬБУРС)

Понятие геосинклинали неприменимо для описания Центрального и Северного Ирана и поэтому деление его на эв- и миогеосинклинали не имеет смысла. Этот район носит скорее платформенный характер; он образовался в результате последовательного наложения подвижных и

стабильных блоков. Разделение на структурные этажи может применяться к первым и не имеет смысла для вторых. Было принято следующее расчленение:

Ц е н т р а л ь н ы й И р а н — докембрийские, метаморфические (коричневый цвет) или неметаморфические (голубой цвет) ядра с гранитными интрузиями верхнего докембрия, относящимися к докембрийским (асинхронным) горообразовательным движениям; палеозойско-триасовый чехол древней докембрийской платформы (темно-фиолетовый) (Р); киммерийский этаж (К), включающий верхний триас и юру, смятый в складки и местами испытавший метаморфизм в верхней юре или в нижнем меле (зеленый цвет); меловой палеоценовый этаж (оранжевый цвет) (A^2); эоцено-олигоценный этаж (золотисто-желтый цвет) (A_2); неоген-четвертичный (светло-желто-лимонный цвет) (A_3).

С е в е р н ы й И р а н, Э л ь б у р с. Те же элементы, за исключением киммерийских складок; юра включается в первый альпийский структурный этаж (A_1).

М а с с и в Д а ш т - э - Л у т (слегка смятый в складки или почти нескладчатый) — мезозойский чехол (фиолетово-серый цвет); палеогеновый вулканический чехол (серые полосы и условный знак экструзивных пород красного цвета на темно-желтом фоне); неоген-четвертичный чехол (серые полосы и светло-желтый фон).

Изображаются также флиш, молассы, соляные купола, грязевые вулканы, интрузивные породы кислые, среднего или основного состава (офиолиты и радиолариты даны темно-зеленым цветом); экструзивные породы, потухшие или действующие вулканы, структурные элементы.

СКЛАДЧАТОЕ ОБРАМЛЕНИЕ (ТУРЦИЯ—ОСТРОВ КИПР)

Замечания, сделанные по поводу структурных особенностей Центрального и Северного Ирана, относятся также и к горному району Тавра; понятие геосинклинали трудно применимо, но деление на структурные этажи возможно. Предварительно принято следующее разделение: метаморфические палеозойские допермские породы (коричневый цвет; впоследствии необходимо расчленить); пермь с мелом (темно-бурый цвет; впоследствии необходимо расчленить); палеоген (золотисто-желтый цвет); неоген (лимонно-желтый цвет) и неогеновый вулканизм (нагрузка красным цветом); меловые офиолиты (темно-зеленый).

Н а о с т р о в е К и п р гряда Кирения надвигается к югу на Мезорию; за ней поднимается офиолитовый массив Троодос. Структурные этажи даны, как на территории Турции.

Настоящий текст представляет собой предварительный вариант записки к макету, демонстрировавшемуся в Нью-Дели, и не может рассматриваться как окончательный текст записки для листа 3.

Ж. Сужи

ЗАПАДНАЯ АФРИКА

Западная Африка представляет собой область ограниченную с севера Южно-Атласским швом, с востока — серией нарушений и вулканических излияний, тянущихся от Тибести до вулкана Камерун, и в остальной своей части — Атлантическим океаном.

В северной части этой области расположены прогибы, переходящие в зону, покрытую мезозойскими отложениями. На этом основании она рассматривается вместе с Северной Африкой.

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ СТРОЕНИЯ

Докембрийские цепи

Западная Африка, также как Центральная и Восточная, составляет часть докембрийской Африканской платформы. Однако в отличие от последних, в Западной Африке складчатый фундамент на значительной площади перекрыт платформенным чехлом палеозойских и более молодых отложений. Он выходит на поверхность, образуя щиты Регибат (Мавритания — Алжир), Лео (Гвинея, Либерия, Берег Слоновой Кости, Гана, Верхняя Вольта), Хоггар (Алжир) с двумя примыкающими к нему с юга массивами — Адрар де Ифорас (Мали) и Аир (Нигер), Дагомея (Дагомея — Нигерия), Нигерия (Нигерия).

Докембрийские породы, слагающие эти щиты, несут на себе признаки метаморфизма и гранитизации, причем в некоторых областях установлен абсолютный возраст этих пород. Щиты и массивы имеют обычно субмеридиональное простирание. Корреляция образующих их докембрийских толщ весьма приближительна. Известно, что преобладают докембрий С и D, но более детальная корреляция (например, между фарузским и бирримским комплексами) затруднена из-за ограниченности данных абсолютного возраста пород.

Палеозойские бассейны

Палеозойские бассейны¹ располагаются на обширном докембрийском щите. Однородность фациального состава пород во всех бассейнах заставляет предположить, что весь запад Африки покрыт палеозойскими отложениями, приобретающими трансгрессивный характер к востоку и юго-востоку, где породы переходят в песчаники; этим объясняется отсутствие палеозоя на востоке и на юге Африки.

¹ В том числе и инфракембрий (докембрий A₁).

Трансгрессивный характер пород не связан с современным расположением щитов.

Существует пять бассейнов данного типа: Тиндиф и Земмур; Таудени и прилегающий к нему Гвинейский; бассейн Алжирской Сахары (север Тассили, Джадо, Тибести); Южно-Тассилийский бассейн (между Адрар де Ифора и Аиром); бассейн Вольты.

Палеозойские отложения можно разделить на три несогласно залегающие серии, причем только для верхней удалось установить возраст от позднего ордовика до карбона.

Нижняя строматолитовая серия начинается выше главного углового несогласия (линия глинта). Предполагается, что возраст серии может относиться к докембрию A₁ (инфракембрий).

В районе Кэе (Мали) породы серии смяты в складки.

Средняя серия, судя по карте, несогласно залегающая по всей территории бассейна Таудени, начинается отложениями тиллита, который может располагаться на более древних породах (Атар, Акжужу, Кэе); она состоит из сланцев и песчаников.

Верхняя серия начинается мощными залежами песчаников и конгломератов, которые, по крайней мере в Земмуре, частично переходят в тиллиты. Она отделена от предыдущей эрозийным несогласием, образовавшимся в пределах Анти-Атласа в карадокский период. В ней можно обнаружить все палеозойские породы, содержащие органические остатки, от верхнего ордовика до карбона.

В различных горизонтах от силура до карбона могут существовать и другие, менее значительные несогласия (например, девонское несогласие на юге Тассили).

Таким образом, строение палеозойских бассейнов, в частности, обширного бассейна Таудени, представляет собой систему трех неправильно наложенных и сдвинутых по отношению одна к другой «тарелок». Первая из них может совершенно отсутствовать (Тассили), другие же в этом случае располагаются прямо на основании.

В бассейне Вольты породы, содержащие органические остатки, не обнаружены, и поэтому его связь с другими бассейнами остается в настоящее время невыясненной. В нем также присутствуют тиллитовые отложения. Этот горизонтально залегающий палеозой не был затронут сколько-нибудь значительным процессом складкообразования, не считая окраинных западных и восточных областей, окаймляющих герцинские цепи. Здесь встречаются многочисленные сбросы (Таудени), флексуры (западный край Аира) и несколько складок чехла (Тассили Уа Н'Ахаггар).

Палеозойские складчатые цепи

До последних лет в Западной Африке не обнаруживали присутствия палеозойских складчатых цепей. Если верить новым толкованиям, на карте должны появиться два крупных палеозойских линейных элемента: складчатая система мавританид (Южный Марокко — Испанская Сахара — Мавритания — Сенегал — Португальская Гвинея) и складчатая зона Нигер — Того — Гана.

Первая примыкает к Африканской платформе, отклоняясь к востоку к щиту Регибат и бассейну Таудени. Она состоит из осадочных и вулканогенно-осадочных метаморфических пород неизвестного возраста, которые в центральном районе (Мавритания, Испанская Сахара) надвигаются, вероятно, на породы основания и бассейна Таудени. Отдельные чешуи пород докембрийского основания надвинуты в свою очередь на палеозойские породы (Мавритания).

Складкообразовательные движения затронули породы, следующие за девонскими, перекрытыми шарьяжами. Следовательно, эта складчатая

система имеет герцинский возраст. На юге, напротив, она перекрыта силурийско-девонскими горизонтально залегающими отложениями; здесь она должна быть более древней (начало палеозоя).

Вторая складчатая зона все еще относится многими геологами к древним докембрийским образованиям. Однако интенсивность складчатости, метаморфизма и гранитизации возрастает от бассейна Таудени (нижняя серия) к складчатой зоне (Нигерский щит). На основании анализа нескольких обнажений и геофизических данных можно предположить, что складчатые структуры этой зоны меняют направление на северо-западное, поворачивая в Того и Гану. Они зажаты, таким образом, между массивами Лео, Дагомей и Адрар де Ифора, и, отклоняясь к массиву Лео, уходят под его вольтский чехол. Буэм в этом случае может рассматриваться как смятые в складки и метаморфизованные отложения, одновозрастные вольтским, подобно тому, как фалемский комплекс мавританид является складчатым палеозойским образованием, окаймляющим древний массив.

Вулканизм конца палеозойского цикла

Появление в конце палеозоя или в начале кайнозоя большого количества долерита в дайках и силлах свидетельствует о прекращении (ослаблении) сжатия после складчатостей. Количество долерита наиболее значительно в бассейне Таудени.

Постпалеозойские бассейны

После завершения последних складкообразовательных движений Африканская платформа вновь покрывается юрскими платформенными отложениями, возраст которых определен вплоть до четвертичного периода. Здесь различают.

а) береговые бассейны, мощность отложений которых резко возрастает к берегу: Испанской Сахары (6000 м); Сенегало-Мавританский (7000 м); Берега Слоновой Кости (4000 м); Того—Дагомей—Нигерия (11 000 м), к которому присоединяется прогиб Бенуэ. Эти бассейны, за исключением прогиба Бенуэ, остаются мало дислоцированными. В них наблюдаются явления дизъюнктивной тектоники, затронувшие основание бассейна (сбросы, флексуры), например в Сенегале, в районе Берега Слоновой Кости и в Нигере.

б) бассейны Танзеруф, Хнашиш, Нигер и Чад.

Эти внутренние впадины соединены одна с другой прогибами (прогиб Гао между двумя первыми, прогиб Дамергу между двумя последними). Преобладают обломочные породы с включением морских меловых отложений различного возраста (маастрихт на западе Нигера, сеноман на востоке). Мощность отложений в среднем равна 1000 м, а в прогибах, идущих в северо-западном направлении, например прогибы Гао и Тефидет—Чад, она достигает 3000 м. Эти прогибы направлены почти перпендикулярно к прогибу Бенуэ.

Карта, объединяя четвертичный и третичный периоды, не отражает, к несчастью, тот факт, что меловые отложения, образующие бассейн Билма и восточное крыло Нигерского бассейна, исчезают на востоке, где четвертичный бассейн в республике Чад расположен непосредственно на основании.

Альпийская складчатость

Обычно считают, что на юге Южно-Атласского шва не существует альпийской складчатости. Однако необходимо отметить, что в прогибе Бенуэ располагаются довольно крупные позднемеловые складчатые структуры

с северо-восточным простиранием. Мощность слоев здесь резко увеличивается. На юге (Абакалики) складчатость сопровождается метаморфизмом. Возникновение этих складчатых структур, судя по их расположению, было связано, вероятно, с процессом раздробления Африканской платформы в районе между Камеруном и Тибести.

Поздний вулканизм

Вулканизм значительно менее развит, чем в Восточной Африке. Он относится к кайнозойско-четвертичному периоду и отмечается только на окраине района: Канарские острова, острова Зеленого Мыса, Дакар (миоцен, четвертичный период), Хоггар и Аир, вулкан Камерун.

Дж. У. Паллистер
ВОСТОЧНАЯ АФРИКА

Степень геологической изученности данного района и точность данных очень неодинаковы¹. В Кении, Танганьике (Танзания) и в северном районе Республики Сомали полевая съемка областей кристаллических пород в течение нескольких лет проводилась в масштабе 1 : 125 000. Здесь на долю одного геолога приходилось свыше 1200 квадратных миль в год, причем он один осуществлял и полевые и камеральные исследования. В Уганде съемка проводилась детальнее, так как в год на одного геолога приходилось 300—400 квадратных миль. Съемка в Мозамбике велась только в некоторых районах, а в других местах сводилась к очень общим исследованиям. Для значительной территории острова Мадагаскар есть геологическая карта масштаба 1 : 100 000. Кроме того, в разных странах Африки систематически картируется от одной четверти до девяти десятых площади. В некоторых районах аэрофотосъемка корректировалась полевыми исследованиями. Вообще, из-за сложности большинства докембрийских районов данные о их структурах включались в карту для тех районов, которые систематически исследовались, а для того, чтобы облегчить пересмотр карты в будущем, мы допускали как можно меньше экстраполяции и догадок. Оказались возможными значительные изменения опубликованных региональных карт благодаря тому, что Геологические службы располагали самыми последними, еще неопубликованными данными. Области распространения гранитизированных и метасоматических тел было трудно изобразить в мелком масштабе карты, и поэтому указаны только крупные области гранитных и основных пород.

Заключения о глубине кристаллического фундамента под породами чехла были сделаны по редким буровым скважинам. В большинстве случаев эти скважины не достигают фундамента, и поэтому общая мощность чехла подтверждается очень ограниченным количеством данных.

По существу породы чехла представляют крупный тектонический комплекс от формации карру до современных отложений и стратиграфическое расчленение подчинено целям составления тектонической карты.

КРИСТАЛЛИЧЕСКИЙ ФУНДАМЕНТ

Два нижних отдела докембрия, представляющие архей Восточной Африки (древнее 1650 млн. лет) образуют «Щит Ньяса—Танганьика» — кратон, мало затронутый позднейшими орогенными. Впоследствии его движения были преимущественно эпейрогенического характера. С вос-

¹ Эта записка составлена по материалам, представленным официальными службами стран, входящих в описанную территорию, по опубликованным и неопубликованным картам и докладам.

тока он ограничен складчатым поясом Мозамбика, а с запада — складчатым поясом Карагве—Анколе и, возможно, Убенди. На севере, в Уганде, граница щита неясна, а на юге она, очевидно, проходит под молодыми докембрийскими образованиями или в зоне более поздних интрузий севернее Мбеи, где взаимоотношения также запутаны кайнозойскими сбросами.

В широком и очень длинном протерозойском поясе Мозамбика, который впервые был описан Холмсом, несомненно встречаются архейские формации и структуры. На древние структуры наложился более поздние тектонические движения, и вследствие этой активизации почти везде появляются минералы, указывающие на более молодой абсолютный возраст от 450 до 650 млн. лет. Повсеместное влияние мозамбикской орогении проявляется от р. Западный Нил до острова Мадагаскар. Из-за недостаточной изученности возраста и стратиграфических соотношений различных формаций и периодов метасоматизма в Мозамбикском поясе (и небольшого количества возможных указаний на допротерозойский возраст) на этой стадии мы сочли целесообразным показать эти породы как нерасчлененные докембрийские, за исключением острова Мадагаскар, где установлен архей.

Докембрий Д. Значительная часть острова Мадагаскар сложена андронанской, графитовой и вогиборской системами, которые все были охвачены главной орогенцией, датированной 2600—2700 млн. лет. На своем макете карты Безари дает схематические тектонические линии, приблизительно отражающие меридиональные простирания. На нашей карте эти линии сняты в соответствии с принципом изображения только видимых структур. В Центральной Танганьике (Танзания) для системы додоман получены возрасты от 2245 до 3250 млн. лет, для ньянзян-кави-рондской формации в Северной Танганьике (Танзания) и Кении получены возрасты от 2511 до 3150 млн. лет. Поэтому щит Ньяса—Танганьика, возможно, был охвачен несколькими периодами орогенической деятельности и внедрения гранитных интрузий.

Система додоман имеет субширотное простирание и объединяет рас-сланцованные синорогенные граниты и мигматиты с небольшими включениями амфиболитов, кристаллических сланцев и железистых кварцитов. Система ньянзян, состоящая из железняков и метаморфизованных вулканических пород, и кавирондская система — из грубых галечников и аргиллитов, образуют массивы, окруженные в основном гранитами и гнейсами. Структуры — сложные и изменчивые, с изоклинальными складками и крутопадающими или вертикальными осевыми плоскостями. Контакты с гранитами обычно согласные.

Отложения додоман и ньянзян деформированы в разной степени. Преобладающее широтное простирание в этих системах срезается на востоке Мозамбикским поясом, причем контакт с последним часто виден по зоне интенсивной трещиноватости. Останцы пород ньянзян были обнаружены в Мозамбикском поясе в Кении, а влияние простираний нижнего архея местами, кажется, контролируется более молодыми Мозамбикскими структурами, которые обусловили четкие отклонения простираний. Распространение и взаимоотношения этих систем в щите Ньянзян—Танганьика запутаны синорогенными и посторогенными породами. Более того, широкий диапазон возрастов (± 1000 млн. лет) и очень небольшое количество радиометрических данных для такого промежутка времени делают корреляцию формаций и орогений очень приблизительной.

Докембрий С. Группа формаций почти прямоугольных очертаний в Юго-Западной Танганьике (Танзания), идущая на северо-запад в Конго, образует пояс Убенда-Рузизи. Южное продолжение в Северном Малави, возможно, представлено частью «фундамента» этой территории. Абсолютные возрасты для Убенды колеблются от 1426 до 1800 млн. лет. Система Торо-Буганда, расположенная к северо-западу от озера Виктория,,

также примыкает к системе Рузизи и имеет довольно постоянный возраст около 1800 млн. лет. В Северной Уганде возраст фундамента не установлен. Складчатые кварциты и гнейсы предположительно отнесены к торо-бугандской орогении. Насколько далеко на восток от щита Ньяса — Танганьика проходят эти позднеархейские породы и структуры, не выяснено, хотя система Усагаран (Восточная Танганьика — Танзания), ранее известная как «комплекс основания», давно уже датируется этим возрастом. В Усагаране и по краям щита к северу от Иринги находятся граниты с возрастом около 1500 млн. лет. Однако весь район был охвачен позднемозамбикской орогенией. На острове Мадагаскар некоторые основные интрузии пронизаны жилами галенита с возрастом 1890 млн. лет. Кроме этих случаев, других признаков позднего архея нет.

Литоология и тектонический стиль очень разнообразны. Считают, что Убендийская система была охвачена двумя складчатостями в нижнем протерозое и поэтому ее первоначальная структура изменена или запутана. Крутая изоклиналная складчатость, возможно, типична для пород, содержащих гранулиты и слюдяные гнейсы, сильно метаморфизованные основные и ультраосновные интрузии, чарнокиты и очень распространенные синорогенные граниты, интрузии которых, возможно, свидетельствуют о поздних стадиях главной орогении. Сланцево-кварцитовая серия Торо-Буганда, обычно слабо метаморфизованная, местами быстро переходит от сложной структуры орогенического пояса к более устойчивому форланду, представленному пологими, также слабо метаморфизованными свитами на островах озера Виктория.

До кембрий В. Пояс Кибара — Урунди — Карагве — Анколе представляет собой структурно-стратиграфический комплекс с абсолютными возрастными колебаниями между 1300 и 1400 млн. лет. Это — возраст главной складчатости и гранитных интрузий. На острове Мадагаскар сходные породы интродуцированы гранитами и более поздними второстепенными интрузиями (1125 млн. лет), которые коррелируются с постурундийскими пегматитами (1115 млн. лет). Группа Укинга в Западной Танганьике (Танзания) и, возможно, серия мисуку в Северной Малави представляют собой, как полагают, останцы обширного орогенического пояса, который приблизительно совпадал с позднеархейской зоной, породы которой были сильно переработаны и деформированы в раннем протерозое. Это подтверждается присутствием омоложенных пород докарагве-анкольского фундамента в областях развития гранитов Анколе и зонами интенсивных дислокаций, которые наблюдаются в убендских и связанных с ними породах, где также встречаются хорошо заметные порфиробластовые гнейсы и пестрогенные граниты с абсолютным возрастом около 1400 млн. лет.

Тектонический стиль Карагве-Анкольской системы — это открытая или пережатая складчатость с устойчивыми простираниями за исключением тех участков, где интрузивные тела вызывают отклонение от преобладающего простирания. В группе Укинга опрокинутая складчатость переходит в главные зоны надвигов и чешуйчатую структуру с характерными катаклазитами, милонитами и тектоническими сланцами.

До кембрий А. Мозамбикский пояс теперь хорошо выделен на основании многочисленных данных абсолютного возраста (от 400 до 600 млн. лет), которые определены для пород Сомали, Кении, Восточной Танганьики (Танзания), Мозамбика и Малави, а повсеместная гранитизация архейских пород острова Мадагаскар датируется около 550 млн. лет. Такой диапазон возрастов, возможно, обуславливается многофазной орогенией, хотя он и не столь широк, как у более древних пород. «Фундамент» Уганды, Кении, Малави, Мозамбика, Танганьики (Танзания, Усагаран) долго считался архейским, и вследствие сходства сильно метаморфизованного архея и предполагаемого верхнего протерозоя все еще неизвестно,

какая часть пород, захваченных мозамбикской складчатостью, представлена археем. В Кении метаморфический комплекс, образующий Мозамбикский пояс, делится на четыре группы пород с характерными литологией, структурой и содержанием вулканических пород. В Северо-Восточной Танганьике (Танзания) можно выделить две группы пород. Возраст ни одной из них неизвестен, но характерный разрез (графитовые мраморы, кварциты, кианиты и роговообманковые гнейсы с частыми мигматитами), повсеместно встречающийся в Мозамбикском поясе за исключением Сомали, заставляет отнести их к верхнему протерозою. Почти повсеместно развиты обширные площади гранулитовых парагнейсов.

Тектонический стиль довольно разнообразен, но вообще для Мозамбикского пояса характерно крутое падение и изоклиналная складчатость с опрокидыванием на восток. Можно предполагать наличие крупных шарьяжей. Характерной чертой являются перпендикулярные к простиранию пояса оси складок и видная в обнажениях повторная складчатость.

Плитчатые, в основном песчаные формации, объединенные в систему букобан, залегают на архейской и раннепротерозойской платформе и, может быть, частично представляют отложения форланда, эквивалентные отложениям Мозамбикской геосинклинали.

МЕЗОЗОЙСКИЙ И КАЙНОЗОЙСКИЙ ЧЕХОЛ

Некоторые молодые цифры абсолютного возраста для кристаллических пород, которые свидетельствуют об активизации Мозамбикского пояса в нижнем палеозое, и небольшая площадь слабометаморфизованных глинистых сланцев (серия начипере) на юге Малави являются единственными проявлениями палеозойской деятельности. Начиная с докембрия движения были эпейрогеническими. На острове Мадагаскар отложение континентальных фаций началось с системы двайка и продолжалось с трансгрессиями моря до средней перми, возрастая до современной эпохи. Образование карру в Мозамбике, Малави, Северной Родезии (Замбия) и Южной Танганьике (Танзания) началось отложением нижнего эка во впадинах с очень неровным рельефом, обусловленным сбросами, часто возникающими по докембрийским ослабленным зонам. Значительные местные колебания мощности формации карру достигают максимума в 13 000 футов (≈ 4 км) в Мозамбике. Породы карру залегают на выровненном кристаллическом фундаменте прибрежного района Танганьики (Танзания) и Кении; они сохранились в небольших впадинах в Уганде и Танганьике.

Подвижность края континента и повторные движения по крупным сбросам подтверждаются ниже- и среднеюрской трансгрессией, местами несогласиями и эрозией юрского времени. Таким образом, в северной части Сомали повсеместное поднятие краев континента привело к эрозии юрских морских отложений и к трансгрессии меловых континентальных фаций на эродированный кристаллический фундамент. В постэоценовое — домиоценовое время происходило наибольшее поднятие по смежным или совпадающим направлениям. В Восточной Африке наибольшее опускание края континента подтверждается резким увеличением мощности мезозойских и третичных отложений. В Восточной Африке нет данных, указывающих на поднятие в домиоценовое время, но, возможно, значительные мощности глинистых песков в береговых осадках, относящихся к миоценовому времени, обусловлены быстрым единовременным поднятием внутренних районов материка. Подвижность краев континента в большинстве районов хорошо отражена в верхнетретичных и четвертичных отложениях.

Континентальные отложения в рифтовых впадинах мало изучены. Под современным чехлом в более обширных впадинах залегают, вероятно,

отложения карру, возможно, континентальные, меловые и третичные. Геофизическими данными подтверждается мощность осадков по меньшей мере в 9000 футов (≈ 2750 м) в рифте Альберт, из которых верхние 4000 футов (≈ 1220 м), как известно, представлены плио-плейстоценом.

Сбросы и системы разломов

Можно изобразить только крупные разломы. Движения, предшествовавшие третичным, наблюдаются в Мозамбике, Северной Родезии (Замбия) и Малави в виде юрских структур и структур формации карру. Главные восточная и западная системы разломов в Восточной Африке имеют подобную же, но менее ярко выраженную до третичную историю; начиная с домиоценового времени, с перерывами и с наибольшей активностью в домиоцене, на побережье Аденского залива развивались три системы разломов. В Восточной Африке разломы связаны с горами Рувензори и их общая амплитуда смещения составляет почти 30 000 футов (≈ 9150 м). Многие сбросовые впадины асимметричны (сбросы на одной стороне и примыкающие к ним наклонные структуры и моноклинали на другой). Геоморфология позволяет предполагать, что существует тесная связь между движениями по разломам и поднятием континента, а на границе континента наблюдаются проявления побочных движений.

Вулканическая деятельность

Главная вулканическая деятельность относится к докембрию, т. е. ко времени карру в Северной Родезии (Замбия) и Мозамбике (вулканы Строненберг), но она не распространилась до острова Мадагаскар. Верхне-меловые лавы широко распространены в районах, обрамляющих Мозамбикскую впадину, а третичная до современной вулканическая деятельность известна в Восточной Африке. Крупные центры щелочных вулканических излияний, вероятно верхнеюрского или нижнемелового возраста, встречаются в Малави и на западе острова Мадагаскар; в основном этот же возраст приписывается и карбонатитам Восточной Африки.

Третичный вулканизм тесно связан с образованием разломов. Например, общая последовательность событий в Танганьике (Танзания) следующая: 1) начальные разломы, 2) трещинные излияния, приведшие к образованию центральных кратеров преимущественно с известково-щелочными продуктами излияний, 3) главные разломы, 4) извержения из центральных кратеров главным образом пирокластических и щелочных продуктов, 5) второстепенные местные разломы, 6) современные туфы и затухание вулканизма.

Основные интрузии

Была сделана попытка изобразить крупные основные интрузии только в двух районах Замбии и Малави. В остальных местах тела метаанортозитов и метабазитов встречаются в ассоциации с породами докембрия А, С, D. Группы кимберлитов, изображенные на территории Танганьики (Танзания), соответствуют кимберлитовым провинциям, насчитывающим в общей сложности 187 известных трубок. Они алмазоносны в какой-то степени только вокруг Шиньянги к югу от озера Виктория.

Ж. Местро

ЦЕНТРАЛЬНАЯ АФРИКА

Центральная Африка включает с севера на юг: Чад, Камерун, Центрально-Африканскую Республику, Габон, Конго (г. Браззавиль), Конго (г. Леопольдвиль, сейчас г. Киншаса), Руанду, Бурунди, Анголу (часть, расположенную к северу от 12 параллели).

Каждая из этих стран представила тектоническую карту своей территории. В целях координации, учитывая эволюцию взглядов, в ряде случаев пришлось изменить интерпретацию материалов, предложенную авторами. В тексте эти расхождения учтены.

СКЛАДЧАТЫЕ ЗОНЫ

Складчатые зоны делятся на зоны геосинклинального происхождения — обычно докембрий D в Конго (г. Леопольдвиль, сейчас г. Киншаса) — докембрий C и зоны, развившиеся из внутриплатформенных прогибов (докембрий C на севере республики Чад и докембрий B в Конго, г. Киншаса).

Складчатые зоны геосинклинального происхождения

Докембрий D

Породы этого возраста слагают серию «щитов», образующих скелет всей рассматриваемой зоны и носящих название Тибестий I, Шайю, Касаи, Западнонильский и Болу, Примаюмбский и «Бейсмент комплекс».

Литологическая характеристика этих комплексов следующая. В основном преобладают, вероятно, метаморфизованные породы алюмосиликатного состава с различными включениями эндогенного происхождения и с переходами к известково-магнезиальным фациям. Метаморфизованные породы верхних горизонтов встречаются только, например, в Центрально-Африканской Республике и в Камеруне, присутствие в них сланцевых фаций указывает на флишевый характер осадконакопления.

Судя по стадии эрозии складчатого докембрия D, породы подвергались эпимезо- или катазональному метаморфизму. На наиболее обнаженных участках хорошо видны признаки широкого развития мигматизации и гранитизации; мигматизация особенно развита в Центрально-Африканской Республике и в Камеруне, а гранитизация охватывает восточную часть республики Чад, Камерун, Центрально-Африканскую Республику, север Габона, массив Шайю и Примаюмбскую цепь, особенно ее продолжение на территории Анголы.

Крупные чарнокитовые комплексы находятся на западе Центрально-Африканской Республики, на границе Камеруна и Габона и в провинции Касаи (Конго, г. Киншаса).

Раскрытие тектонического строения столь глубоко эродированной, гранитизированной и мигматизированной складчатой зоны является делом нелегким.

Можно отметить, что зоны интенсивной складчатости местами изоклиальной (альпийской) чередуются с зонами пологих деформаций, гораздо менее интенсивных, обладающих скорее «юрским стилем». Район Уаддай на востоке республики Чад, юг Камеруна, запад Убанги, район р. Западный Нил, щит Касаи, Примаюмбская цепь и «Бейсмент комплекс» Анголы могут относиться к первой категории, а район нижнего Тибести, центральных частей Камеруна и Убанги — ко второй. Данных о существовании шарьяжей нет, однако они очень возможны.

Сбросы цикла D, безусловно, встречаются гораздо чаще, чем это зафиксировано на карте; в целом они образовались в докембрии A или в начале третичного периода и поэтому отнесены к этим более молодым циклам. Простираения их разнообразны, с очень резкими и хорошо выраженными поворотами. На первый взгляд кажется, что меридиональное направление преобладает над широтным. Однако Примаюмбская цепь имеет отчетливое запад-юго-западное простирание.

Определение абсолютного возраста пород в Конго (г. Киншаса) позволяет отнести эти щиты к докембрию D; возраст первой мигматизации щита Касаи — 2700 млн. лет; возраст интрузивных пегматитов в Примаюмбской цепи около Матади исчисляется в 2760 ± 500 млн. лет.

В Габоне условный возраст циркона из гранита Шайю — 2540 млн. лет. Несколько цифр абсолютного возраста порядка 1900 млн. лет, полученные по метаосадочным породам Огоуе, ясно указывают на омоложение древних формаций, так как эти последние захвачены гранитной интрузией Шайю, возраст которой — 2540 млн. лет. В Камеруне возраст 2357 ± 50 млн. лет, установленный по пегматитам, и 1980 ± 70 млн. лет — по граниту, в котором они заключены, свидетельствует, конечно, о дифференцированном омоложении образований докембрия D.

Взглянув на геологическую карту Африки, можно убедиться, что формации докембрия D простираются с запада на восток от Рио-де-Оро (Южная область Испанской Сахары) до Танзании (Танганьика) и с севера на юг от северной части ОАР до Южной Африки. Следовательно, рассматривать одну отдельно взятую геосинклиналь невозможно, и сравнение с Австралией приводит к мысли о существовании связи ядер или складчатых зон, образовавшихся из явно молодых и прилегающих друг к другу геосинклиналей, которые занимали огромные пространства Южного полушария.

Докембрий С

Докембрий С в виде складчатых комплексов геосинклинального происхождения встречается, вероятно, только в Конго (г. Киншаса). Он представлен следующими образованиями.

К и б а л и й с сериями буганда и системой торо, примыкающими к южной части Конголезского щита. Эта складчатая зона образована породами осадочного происхождения (разнообразные слюдяные сланцы, а также итабириты, карбонатные породы и, возможно, вулканические фации, преобразованные в сланцы).

Р у з и з и й - у б е н д и й, в котором обнаруживается чередование кварцитов, известняков и гнейсов или слюдяных сланцев; и в юго-восточном направлении широко развиты излияния порфировых риолитов игнибритового типа и типа аляскитовых гранитов, вероятно, посттектонического происхождения.

Т у м б и д с к а я с е р и я очень плохо изучена.

Л у к о ш, образованный метаосадочными породами (пудинги, аркозы, серицитовые сланцы, тальковые сланцы).

Л у и з и й, содержащий кварциты, кварцитовые сланцы, слюдяные сланцы, различные гнейсы и итабириты.

Необходимо отметить, что на тектонических картах Камеруна и Конго (г. Киншаса) цикл С включает и другие складчатые структуры.

В Камеруне это кварцитовые сланцы, несогласно залегающие на «Бейсмент комплексе» и сопоставляющиеся с бирримским комплексом Западной Африки. Такая точка зрения была отвергнута после детальных исследований, проведенных в Центрально-Африканской Республике.

В Конго (г. Леопольдвиль, сейчас г. Киншаса), в Майомбе до последнего времени признавалось существование Майомбской цепи, обособившейся между Примаюмбом (цикл D) и западной частью Конголезской впадины (цикл A). Работы геологов Анголы и республики Конго (г. Бразавиль) показали, что несогласия между образованиями, относящимися к Майомбу, и ранними образованиями западной части Конголезской впадины не существует.

Кибалий, рузизий и убендий содержат метасоматические синтектонические граниты. Мигматиты отсутствуют в складчатых образованиях цикла С. Вулканические извержения кислого состава широко распространены в районе озера Танганьика.

Образования, относящиеся к циклу С, отделяются от вышележащих образований цикла В и от нижележащих образований цикла D по резкому различию своих простираций, среди которых преобладают северо-западные. Широтное простираение появляется в лукоше. Юго-западное простираение луизия заставляет некоторых авторов помещать этот ансамбль в цикл В, относя его к нижним горизонтам лулия.

Изоклиальная складчатость широко распространена; Рузизско-Убендийская цепь опрокидывается в северо-восточном направлении на Танганьикский щит, что влечет за собой тангенциальные нарушения, выражающиеся в интенсивном расслоении лукоша. Имеется сравнительно небольшое количество геохронологических данных, относящихся к этому циклу. Граниты и интрузивные пегматиты в Кибалии и в системе Торо имеют возраст 1850 млн. лет; Рузизско-Убендийская цепь образовалась 1650 млн. лет назад или несколько раньше, в эпоху образования посттектонических формаций кислого состава; возраст некоторых участков превышает 2100 млн. лет (предположительный возраст гранитов Руанды). Следует упомянуть также другие более поздние даты, установленные для образований цикла D (в частности, в Касаи), которые могут объясняться влиянием горообразовательных процессов цикла С.

Все формации цикла С в Конго (г. Леопольдвиль, сейчас г. Киншаса) образовались, вероятно, в одной геосинклинали, а складчатые системы спаялись с более древними щитами, образовав единый кратон.

Складчатые зоны, развившиеся из внутриплатформенных прогибов

Как и докембрий С, верхний тибестий на севере Чад образуется, вероятно, в опускающихся прогибах. Для него характерно чередование песчаников, с более или менее значительным содержанием аркозов, и сланцев, иногда с примесью известняка. Малоомощные циполиновые горизонты обнаружены ближе к основанию, которое образовано пудингом, содержащим, в частности, гранитную гальку в нижнем тибестии (докембрий D). Риолитовые излияния, испытавшие вторичную кристаллизацию, включаются в массу этих метаморфизованных осадочных пород.

Верхний тибестий пронизан интрузивными гранитами, вызывающими контактный метаморфизм вмещающих пород.

Для верхнего тибестия характерны прямые, сильно сжатые и вытянутые складки и небольшие синклинали, которые между сбросами проникают внутрь нижнего тибестия. Поверхность несогласия между верхним и нижним тибестием почти горизонтальна, в зоне несогласия наблюдается сильное расслоение.

Цифры абсолютного возраста гранитов верхнего тибестия говорят об омоложении (500 млн. лет). Граниты отнесены к циклу С на основе их сравнения с фарузием (Ахаггар).

Докембрий В

Орогенический цикл докембрия В представлен в Центральной Африке двумя складчатыми системами, которые образовались на месте внутриконтинентальных прогибов. Это — Кибара-Урундийская система, Ирумидская система, небольшая часть которой попадает в южную часть провинции Катанга, и серия лулуа (вероятно, разрушенный эрозией остаток Кибарской цепи).

Кибара-Урундийская складчатая система состоит в основном из чередующихся филлитов и кварцитов. Первые преобладают в основании, а вторые — в верхних слоях, где появляются также карбонатные горизонты. Местами попадают лавы. Сланцы больше всего распространены в верхней части урундия.

Ирумиды также сложены сланцами и кварцитами. Степень их метаморфизма лишь изредка превышает эпизональную стадию. Синтектонические и посттектонические граниты пронизывают обе эти системы.

Для структур Кибарской зоны и Ирумид характерно очень устойчивое северо-северо-восточное простирание, которое отмечается и в Урундии, но здесь, в северной части, оно резко меняется на северо-северо-западное.

Кибарское горное сооружение представляет собой систему следующих друг за другом антиклинорий, образованных умеренно смятыми в складки слоями, прорванными обычно синтектоническими гранитами, и синклинорий, образованных сжатыми, часто изоклинальными складками. Обычно слои наклонены к северо-западу. Местами встречаются шарьяжи. Отмечено большое количество крупных разломов, часто заполненных изверженными породами основного состава.

Северное крыло Ирумид также наклонено к северо-западу, а его южное ответвление опрокидывается к юго-востоку на Родезийский щит. Посттектонические движения кибарского цикла имели место приблизительно 1100—850 млн. лет назад. Л. Каен считает, что весь цикл в целом датируется 1650—850 млн. лет, а процесс отложения осадков — более чем 1100 млн. лет. Данные геохронологии, относящиеся к урундии, соответствуют датам кибарских движений, так как возраст гранитов и пегматитов равен 1050—850 млн. лет. Для Ирумид нет столь точных данных, но значительное сходство геологии этой области с предыдущей заставляет отнести ее к циклу В.

Л. Каен полагает, однако не без колебаний, что цикл В затронул также чехлы, образовавшиеся в течение седиментационного цикла В. Это серия лики-бембе и ее продолжение — серии моркия, уакини, банги-мбайки, сембе-уессо и нижний джа. На тектонической карте Камеруна дано изображение слабо развитой серии мангбеи и посттектонических гранитов.

Л. Каен считает, кроме того, что некоторые геосинклинальные образования серии сансиква, мвуди, мосува, мбейя и банза, а также образования, слагающие чехол (франквильский ярус, сформировавшийся полностью или частично в течение цикла В), не испытали сильного влияния горообразовательных движений, свойственных концу цикла В. Они являются результатом горообразовательных процессов, захвативших Западно-Конголезскую геосинклиналь в конце цикла А.

Геологи Центрально-Африканской Республики показали, что все имеющиеся литологические и тектонические данные позволяют дать ту же интерпретацию «северным окраинам» формаций чехла — сериям сембе-онессо, нижний джа, банки-мбайки, лики-бембе, уакини и моркия. Из этого следует, что перечисленные образования, часть которых возникла, вероятно, в течение цикла В, были подвергнуты нарушениям только к концу цикла А и поэтому изображены на тектонической карте среди структур цикла А.

Складчатый докембрий А и одновозрастные платформенные чехлы

В Центральной Африке докембрий А встречается как в форме складчатых образований, так и в виде связанных или не связанных с ними образований чехла, сильно или слабо смятых в складки, или совершенно горизонтальных. Как отмечалось выше, часть пород, образующих эти цепи и чехлы, относится, вероятно, к докембрию В и даже (складчатая зона на западе Конголезской мульды) к докембрию С. Складчатые комплексы представлены цепями, проходящими на Западе Конголезской мульды, и цепями Катанги.

Структуры чехла носят обычно местные названия, за исключением тех, которые представляют собой непрерывный переход к различным образованиям, входящим в состав складчатой зоны. Главные чехлы докембрия А следующие:

серия бушимай в Конго (г. Киншаса),
малагарские образования в Бурунди,
франквильские образования в Габоне,
серия нуайя в Габоне,
серия сембе-уессо в Конго (г. Браззавиль),
серии нижнего джа, мбалмай-бенгбис и мангбеи в Камеруне,
серии пола, банги-мбайки, фурумбала в Центрально-Африканской Республике,
серии лики-бембе, убанги и линдская в Конго (г. Киншаса).

Складчатая область Катанги

Породы, слагающие складчатую зону Катанги, располагаются в следующей стратиграфической последовательности:

верхний кунделунгу — сланцы, песчаники;
средний кунделунгу — сланцы, известняки;
малый конгломерат — тиллиты;
нижний кунделунгу — песчаники, сланцы, известняки,
доломиты;
большой конгломерат — тиллиты;
мвашия — сланцево-доломитовые образования с более или менее выраженным ледниковым характером;
роан — сланцы, доломиты.

На юге провинции Катанга отложения, содержащие серициты и хлориты, обнаруживают признаки эпизонального метаморфизма. Однако выходящие на поверхность образования большей частью почти не задеты вторичной кристаллизацией. Единственными известными проявлениями плутонизма считаются интрузии долеритов и габбро.

Катангская цепь имеет характерную изогнутую форму. Структуры, из которых она состоит, часто изоклинальные, опрокидываются к северу,

сохраняя в основном широтное простирание. Интенсивность деформаций возрастает с юга на север; на юге Катанги сжатые складки, шарьяжи и разломы следуют друг за другом. В центральной части провинции Катанга эти складки постепенно разглаживаются и переходят в образования чехла предгорья.

Большое количество определений абсолютного возраста было проведено как по галениту, так и по минералам, содержащим уран. Было установлено три группы возрастов (млн. лет): 740, 620 ± 20 , 520.

Возраст 740 млн. лет имеет внутрикатангская складчатость, имевшая место на территории Родезии (Замбия и Южная Родезия), в Западноконголезской цепи и в линдском чехле; 620 ± 20 млн. лет — основная фаза складчатости и 520 млн. лет — возраст послескладчатых образований.

Складчатая зона провинции Катанги сформировалась на границе докембрия и палеозоя, начиная с отложения пород, одновозрастных поднятию Кибарских складчатых сооружений, т. е. около 1000—900 млн. лет назад. Складчатая зона на северо-востоке Катанги непосредственно переходит в мощный чехол, занимающий обширную площадь. В области, непосредственно примыкающей к цепи (Центральная Катанга), стратиграфический разрез этого чехла обнаруживает черты, типичные для складчатой зоны.

Волнообразные изгибы слоев чехла имеют то же простирание, что и структуры складчатой зоны. На севере и востоке провинции Катанги стратиграфический разрез полон и фациальный состав пород имеет ярко выраженный континентальный характер.

Складчатая область запада Конголезской мульды

Изучено только восточное крыло этой складчатой системы, простирающейся более чем на 100 км вдоль Атлантического побережья. Сравнивая лито-стратиграфические разрезы на территории от Габона до Центральной Анголы, можно составить следующую связную схему:

сланцы, песчаники;
сланцы, известняки;
нижние тиллиты;
песчаники, сланцы, известняки;
верхние тиллиты;
песчано-сланцевые образования с известково-
доломитовыми включениями в верхних горизонтах и с риолитами в основании.

Метаморфизм пород, находящихся под нижними тиллитами, усиливается по мере погружения серии, но степень повторной кристаллизации никогда не выходит за границы мезозоны с появлением биотита. Плутонизм выражается в присутствии риолитов, гранитов с сопровождающими их жилами и основных пород. Образования западноконголезского цикла не были, вероятно, затронуты процессами мигматизации, однако некоторые мигматитовые фации праймобских образований Бома связаны с западноконголезскими горообразовательными процессами.

Интенсивность деформаций падает с запада на восток; сильно сжатые изоклинальные складки, опрокидывающиеся к востоку и часто сопровождающиеся образованием надвигов, постепенно уступают место симметричным структурам, приобретающим все более и более мягкую форму в предгорье. Складки в основном идут с северо-запада на юго-восток (так называемое майомбское направление), делая заметный поворот в Анголе. Однако на обоих берегах р. Конго отмечены нарушения, имеющие

западно-юго-западное направление (комбское), которые часто пересекаются майомбскими. Существование подобных структур объясняется вертикальными перемещениями нижних серий домайомбского складчатого комплекса (комбское направление) в период западноконголезских движений, под влиянием которых структуры этого комплекса явно изменили свою ориентировку.

Большое количество определений абсолютного возраста пород, произведенных как по галениту, так и по слюде, позволяет говорить о синхронности западноконголезских и катангских горообразовательных процессов; 615 млн. лет — возраст мигматитов Бома — должен рассматриваться как вероятный возраст основных тектонических процессов. Но не так легко точно определить начало осадочного цикла, в результате которого образовались породы западноконголезской складчатой зоны, так как эта последняя непосредственно примыкает к цитам, сложенным породами докембрия D.

Следовательно, Западноконголезская геосинклиналь образовалась, вероятно, в докембрии C. В этом случае процесс осадконакопления должен охватывать период от 2500 до 600 млн. лет. Однако до сих пор эта гипотеза не получила подтверждения. Определение же возраста доскладчатых риолитовых излияний, как и их дифференциатов, позволяет установить лишь возраст окружающих пород, составляющий 1500 млн. лет (цикл B).

Как было сказано выше, сохранившиеся западноконголезские образования составляют только восточную часть геосинклинальной складчатой области, средняя часть которой располагалась, очевидно, вправо от Бома — области наиболее глубоких из известных движений.

Как и в Катанге, складчатая зона к востоку постепенно перекрывается осадочным чехлом. Отложения, имеющие континентальный характер, залегают горизонтально. Изгибы слоев сохраняют майомбское направление, но часто встречаются сбросы комбского направления.

Платформенный чехол

Прежде чем давать общую характеристику районам платформенного чехла, необходимо подчеркнуть, что его расположение на периферии Конголезской мульды заставляет предполагать, что комплексы чехла принадлежат к одному и тому же бассейну. Эту точку зрения подтверждает присутствие докембрия A в скважинах в Самба и Декезе.

С е р и я б у ш и м а й, заполняющая крупную синклиналь, содержит в основании сланцы и песчаники, а в верхней части — сланцы, известняки и доломиты. Однако фациальный состав серии, как и мощность слоев, очень разнообразен. Слои всего ансамбля мягко изогнуты и только вблизи Кибарской цепи появляются складки и крупные разломы. Часто встречаются интрузии основного состава.

М а л а г а р с к а я с е р и я, являющаяся эквивалентом букобской серии Танганьики (Танзания), состоит в основном из сланцев, известняков и песчаников. Юго-восточная часть Бурунди, где распространена малагарская серия, представляет внутриплатформенный прогиб. В тектоническом плане — это узкая синклиналь, в которой наблюдается обилие долеритов и базальтов.

Ф р а н к в и л ь с к а я с е р и я состоит из чередующихся песчаников, пелитов, доломитов и яшм. Местами встречаются прослойки базальтов и их аналоги. Следовательно, можно утверждать, что мы имеем дело с вулканогенно-осадочной серией, западная часть которой, так называемая промежуточная серия, носит следы эпизональной перекристаллизации, вероятно динамического происхождения. Очень распространены долериты и породы типа габбро. Складки с большим радиусом изгиба

простираются с северо-запада на юго-восток, иначе говоря, имеют майомбское направление в своей восточной части и субмеридиональное в западной. Многочисленные сбросы имеют то же простирание.

Серия нуайя, являющаяся продолжением ансамбля на западе Конголезской мульды, залегает на тиллитах. Ее основание состоит из сланцев, песчаников и известняков, а верхние горизонты — из сланцев и песчаников. Она имеет изоклиналиное строение и рассечена большим количеством разломов.

Серии семба-уессо, нижний джа, мбалмай-бенгбис и нола образуют единый ансамбль, в котором преобладают сланцы и песчаники с незначительной примесью известкового материала. Влияние ледника выражается в присутствии мощного тиллитового комплекса, местами встречаются признаки перекристаллизации, например, в серии мбайлмай-бенгбис, где преобладают породы, содержащие серпидиты и хлориты. Встречаются крупные массивы долеритов. Складчатость очень незначительная и выражается в системе следующих друг за другом симметричных антиклиналей и синклиналей. Серия мбалмай-бенгбис и нижний джа часто ограничены сбросами.

Под названием «серия мангбеи» объединяются отдельные группы вулканогенно-осадочных образований Северного Камеруна, основная масса которых располагается на запад от озера Лере и на север от Поли. Эти формации, несогласно залегающие на комплексе основания (докембрий D), смяты в складки и разбиты сбросами. Гранитный посттектонический массив Конголо, возраст которого равен 499 ± 15 млн. лет, принадлежит, вероятно, к этому циклу, если только он не подвергался влиянию более поздних движений.

Серии банги-мбайки, лики-бембе, уакини, убанги, фурумбала и линдская образуют единый ансамбль, к которому можно присоединить и серию моркия. До последних лет считалось, что серии банги-мбайки, лики-бембе, уакини и моркия принадлежат к среднему докембрию или докембрию B, а убангская, линдская и фурумбала — к докембрию A. Как говорилось выше, геологи Центрально-Африканской Республики отказались от этого деления и объединили все эти образования чехла под именем верхней группы. Необходимо отметить, что эта перегруппировка была принята неохотно геологами Конго (г. Киншаса).

В целом, рассмотренные формации обладают песчано-пелитовым фациальным составом, но местами, особенно на юге, встречаются свиты карбонатных пород. Это заставляет предположить, что озерные и речные отложения в северных районах переходят в морские по мере удаления от границ бассейна. Внутри линдской серии был обнаружен пласт пород ледникового происхождения. Эти образования местами несут следы эпизодической перекристаллизации; необходимо подчеркнуть, что явления метаморфизма отмечаются только в районах тектонических нарушений. В них содержится большое количество кварцевых жил, отсутствуют интрузивные граниты и часто встречаются массивы основных пород.

Что касается тектонического строения, то для рассматриваемого комплекса характерно полное отсутствие единства. Здесь встречаются то изоклиналиные складки (серия нола, южная часть серии банги-мбайки или северное продолжение серии фурумбала), то зоны горизонтально залегающих пород, частью изрезанных разломами (южная часть серии фурумбала, убанги и линдская серия). Наиболее часто встречающийся тип нарушений — это волнообразные изгибы слоев с большим радиусом кривизны (например, в лики-бембской серии) и, особенно, разломы. Сланцеватость, направленная под углом к напластованию, а также локализация метаморфических процессов в зонах нарушений создают стиль поверхностной тектоники, когда, вероятно, в результате сжатия образо-

вались крупные субмеридиональные сбросы, обрамляющие погружившиеся части серий фурумбала и моркия.

В горах Хома Бей, в серии линдского типа удалось установить возраст галенитовой жилы, который равен 690 млн. лет. Эта цифра — единственный геохронологический результат, позволяющий определить верхнюю границу отложений этого чехла. Однако, как и в складчатых зонах, не удается точно установить нижнюю границу формаций, залегающих на докембрии D.

Данные бурения в Самба и Декезе позволили Л. Казку прийти к выводу, что в центре Конголезской мульды «... существует, по крайней мере в верхней части катангских отложений, зона погружений».

Существуют три крупных структурных комплекса, разделенных относительно слабо выраженным несогласием. Они образовались в различных палеогеографических условиях, что является основным аргументом в пользу их расчленения.

Герцинский цикл

Догерцинский чехол довольно редко встречается в рассматриваемом районе. Мы дадим краткое описание двух бассейнов: билатской серии в Конго (г. Леопольдвиль, сейчас г. Киншаса), серии тассили и девоно-карбонных серий на севере республики Чад.

Билатская серия занимает очень небольшую площадь на севере провинции Киву. Эпиметаморфические сланцы и известняки несогласно залегают на докембрии B и D. Находки наутилоидей, относящихся к ордовика, позволяют считать эту складчатую серию палеозойской. Однако определения абсолютного возраста находящихся здесь докембрийских пород, дают цифры 550—470 млн. лет, что не является характерным для герцинских движений; следовательно, не исключено, что билатский метаморфизм представляет собой лишь более позднее проявление горообразовательных движений в провинции Катанга.

Серия тассили и девоно-карбонные серии занимают довольно значительные пространства в Борку, Тибести и особенно в Эннеди. Мощность палеозойского чехла может достигать 2000 м. Серия тассили, в основании которой залегают преимущественно песчаники, простирается от ордовика (*Bilobites*) до нижнего девона (*Harlania*). Она может быть отнесена к континентальным формациям. Местами в ней встречаются породы вулканического происхождения. Средний и верхний девон также состоит из песчаников и носит континентальный характер. Верхние горизонты династа состоят из лагунных мергелей и известняков. Несогласие отсутствует. По всей видимости, обе серии одновременно испытали воздействие герцинских движений. Это особенно заметно на границе с Нигером, где можно наблюдать систему последовательно расположенных сжатых синклиналей и антиклиналей. Далее волнообразные изгибы становятся мягче и появляются разломы — яркое свидетельство тектонических процессов, время которых часто трудно определить (карбон или послемеловой период).

Цикл карру

В Центральной Африке формация карру занимает в разных местах бассейна р. Конго прибрежные зоны, относительно небольшие, если их сравнивать с зонами ее распространения в Южной Африке. Их граница на севере проходит в Центрально-Африканской Республике по параллели 4° с. ш. По мнению Ж. Леперсона, серия карру, представляющая собой исключительно платформенный чехол, в рассматриваемом районе имеет следующее стратиграфическое расчленение.

Нижний карру

Серия двайка, или серия лука, хорошо представлена в Конго (г. Леопольдвиль — г. Киншаса); большей частью она ледниковая (тиллиты и аргиллиты), встречается в Анголе и в Центрально-Африканской Республике.

Серия эка трансгрессивно залегает на серии двайка в Конго (г. Киншаса) и в Анголе и представлена сланцами, песчаниками, аркозами и угленосными породами.

Серия боффор (верхняя пермь—верхний триас) незначительно распространена в Конго (г. Киншаса) и в Анголе.

Верхний карру

Серия стромберг (верхний триас—нижний лейас), вулканогенно-осадочная. Редко встречается в Центральной Африке, на юго-востоке Конго (г. Киншаса) представлена крупнозернистыми песчаниками.

Серия Верхней Луеки, район г. Кисангани (старое название города — Стенливиль), относится к верхнему карру.

Разделение серий карру на нижнюю и верхнюю основывается на существовании между ними крупного несогласия, вызванного всплывкой тектонической активности. Ей отвечает поднятие Капской цепи на территории Центральной Африки и образование крупных пологих структур, разломов и грабенов.

Тектоническая фаза верхнего карру, которая в Южной Африке сопровождается вулканизмом, вероятно, лишь в незначительной степени затронула Центральную Африку.

Мезозойско-кайнозойский чехол

Породы, из которых он состоит, образовались в интервале между послекаррусской юрой и позднечетвертичным периодом. Они занимают значительные пространства и разделяются на шесть больших палеогеографических областей:

1) Ливийский бассейн, 2) Чадская мульда, 3) Конголезская мульда, 4) Калахарийская мульда, 5) рифтовые долины, 6) прибрежные бассейны и трансгрессивная серия бенуэ.

Ливийский бассейн в своей юго-западной части содержит меловые континентальные песчаники (нубийские) и морские отложения эоценового возраста (лютетская трансгрессия). В конце мелового периода лютетской трансгрессии предшествовал период интенсивных движений, в результате которых в Тибести образовались крупные сбросы с северо-северо-восточным простиранием, ограничивающие погружившиеся зоны. Район Эннеди был в меньшей степени захвачен этими движениями, выразившимися местами в образовании пологих структур. Вертикальные движения сопровождалось образованием крупных массивов вулканических пород в Тибести, излияние которых продолжалось вплоть до четвертичного периода.

Чадская мульда, содержащая преимущественно кайнозойские озерные и речные отложения, начала опускаться со времени пост-мезозойских движений, захвативших территорию Камеруна и Тибести. В целом бассейн неглубок и достигает 1000 м, вероятно, только в районе озера Чад. На юге была обнаружена геофизическими исследованиями депрессия — прогиб Доба, — заполненный, очевидно, мезозойскими отложениями и представляющий собой восточную границу трансгрессивной серии бенуэ. Были нанесены на карту флексуры и поднятия, расположенные в северной части бассейна, из которых часть относится к вилла-франкскому ярусу.

Конголезская мульда заполнена исключительно континентальными обломочными и пелитовыми породами, отложившимися между верхней юрой и позднечетвертичным периодом. В ее юго-восточной части отмечаются следы морской трансгрессии. Если не считать легкого прогибания, то залегание пород, выполняющих Конголезскую мульду, нарушается только незначительными сбросами, если их сравнивать с грабенами того же возраста, располагающимися далее на восток. Кимберлитовые породы провинции Касаи относятся к нижнему мелу. К этому же бассейну относят песчаники Мука-Уадда того же типа.

Мульда Калахари содержит в своей северной части кайнозойские, в частности плейстоценовые, пустынные отложения.

Рифтовые долины, образовавшиеся в результате тектонических процессов в промежутке между началом третичного периода и плиоценом, выполнены озерными отложениями, иногда смятыми в складки в результате сжатия. Конец плиоцена отмечен также сильно развитым вулканизмом и образованием сиенитов и карбонатитов.

Образования прибрежных бассейнов и трансгрессивная серия бенуэ содержат в своем основании лагунные, озерные и речные отложения конца юрского периода (вельд). В прибрежном бассейне морская трансгрессия имела место в верхнем апте, а в Бенуэ — в среднеальбское время.

Регрессия продолжалась в период между маастрихтом и палеоценом. Самые верхние слои (серии ламе и лере) характеризуются смешанным фаціальным составом. Внутри этих серий встречаются признаки несогласия, но основные тектонические движения относятся к тому же времени, что и разломы на территории Западного Камеруна и Тибести, т. е. к концу мезозоя — началу кайнозоя. Следствием этих движений являются крупные разломы и складки с очень большим радиусом изгиба, которые, особенно во внутреннем бассейне Габона, образуют следующие друг за другом синклинали и антиклинали. К этой же эпохе относятся вулканизм Камеруна и небольшое количество отдельных интрузий основного состава. Кайнозойские береговые отложения горизонтально залегают на мезозойских породах, нарушенных разломами и смятых в складки.

Д. У. Бишоп
ЮЖНАЯ АФРИКА

Карта охватывает территорию Южной Африки за исключением Анголы от мыса Доброй Надежды до 12° ю. ш. Карта составлена на трех отдельных листах в масштабе 1 : 2 000 000. Она включает Южно-Африканскую Республику вместе с Базутолендом (с 1966 г. Лесото) и Свазилендом, Юго-Западную Африку, Бечуаналенд (с 1966 г. республика Ботсвана), Южную Родезию и Ньясаленд к югу от параллели 12° с. ш. Карта территории к северу от Южно-Африканской Республики и Юго-Западной Африки составлена в равновеликой проекции Альбера со стандартными параллелями 18° ю. ш. и 32° ю. ш. Карта Южно-Африканской Республики — в проекции Бонна с центральным меридианом 24° в. д. и стандартной параллелью 24° ю. ш.

Небольшие различия, возникающие из-за различных проекций карт этих территорий, и другие искажения были максимально учтены, но геологические неувязки в пограничных районах неизбежны, так как отсутствуют полные данные.

Легенда. Различными цветами показывается возраст складчатости, а тектонические структуры изображаются цветными линиями и знаками. В отличие от обычных геологических карт, цвета отображают произвольные периоды времени, а не возраст литологических комплексов. Вообще, более молодые породы изображаются более густыми цветами, а более древние — бледными; изверженные породы выделяются крестиками или крапом — для кристаллических интрузивов и V-образными значками — для эффузивов (вулканитов).

Области развития новейших отложений, наносов и песка оставлены незакрашенными; не закрашены также некоторые участки вдоль государственных границ, где «нет увязки».

В соответствии с решением совещания в г. Лусаке в основу карты положено четыре подразделения докембрия. Однако в Южной Африке есть по меньшей мере шесть основных групп докембрия. С 1962 г. было решено дать следующую классификацию этих пород докембрия (РЭ): $A_1, A_2, B_1, B_2, C_1, C_2, D_1, D_2$.

Таким образом, в соответствии с этой классификацией получается 8 подразделений, и она гораздо совершеннее, но переделать карту не удалось, так как у нас было слишком мало времени.

В легенде можно видеть некоторую намеренную непоследовательность. Так, в Южной Родезии черный крап на розовом фоне (знак докембрия) используется и для формаций, которые, как известно, старше докембрия; в то время как в аллохтонной области северо-западнее Гатумы ($17-18^\circ$ ю. ш. и $29-30^\circ$ в. д.) докембрий показан светло-серым цветом, чтобы

выделить его по литологии от большого гранитного массива, который также относится к докембрию в соответствии с более ранней классификацией.

Цвета, которыми показаны стратоизогипсы в бассейне Карру и в прибрежном меловом поясе, должны читаться отдельно и не имеют ничего общего со шкалой времени в легенде.

Мы очень благодарны различным государствам и их Геологическим службам, предоставившим нам материалы, на которых основан этот обзор, а также отдельным исследователям Южной Африки, таким, как Фюрон, Хотон, Дю Тойт и многим другим.

При кратком обзоре территории, показанной на этих трех картах, можно выделить определенные характерные особенности:

а) преобладание кратонов в Южной Родезии (Трансвааль), которые играют роль самого древнего центрального ядра, вокруг которого воздвигались все остальные структуры;

б) этот кратон разделяется Мессинскими разломами на два района (наподобие песочных часов или гантелей) в восток-северо-восточном (ирумидском) направлении;

в) параллельное или почти параллельное расположение других поясов Южной Африки, сложенных докембрийскими породами среди гранитных массивов. Это пояса: Питерсбург — Шингвадзи, Хенертсбург — Летаба и Барбертон — Коматипорт. Последний, по данным бурения, проходит под формацией карру на запад-северо-запад, вплоть до Рейца;

г) распространение докембрия С преимущественно к северо-востоку от пород ядра, которые теперь следует называть $P \in D_1$ $P \in D_2$;

д) докембрий В встречается отдельными участками в основном к западу от ядра; в Юго-Западной Африке он сравнительно мало распространен, а в Мозамбике пока неизвестен. Преимущественно он встречается в Северной Родезии (Замбия);

е) докембрий А широко распространен к западу, северу и востоку от центрального кратона, но на противоположной стороне последнего он мало вероятен. В Южно-Африканской Республике он фактически отсутствует.

Если точка зрения португальских ученых в основном правильна, т. е., если массив к северу от Бейры между Порту-Амелия (Мозамбик) и озером Ньяса имеет преимущественно возраст докембрия А, то отсюда следует, что эти породы распространены на огромном расстоянии и тянутся через весь континент в Дамару Юго-Западной Африки, а их простираение совпадает в основном с ирумидским, т. е. северо-восточное;

ж) из положения (е) следует, что одной из характерных черт субконтинента к югу от 12° ю. ш. являются осадочные породы, распространенные от побережья Юго-Западной Африки через Гротфонтейн, Цумеб, излучину р. Кафу, г. Лусака и Брокен Хилл до Медного пояса и провинции Катанга. Частично эти породы представлены морскими фациями с хорошо развитыми доломитами, и они повсеместно характеризуются медно-свинцово-цинковым оруденением.

Есть много оснований предполагать, что вся система Трансвааля, возможно, имеет возраст, одинаковый с Дамарой, и, как таковая, она должна быть отнесена к докембрию А, а не к докембрию С. Поэтому и систему Ломагунди в Северной Родезии (Замбия) следует отнести к докембрию А. (Более подробное описание см. ниже);

з) очень характерны также сбросы Доринсберг с их северо-западным простираением; они тянутся на 300 миль ($\approx$ на 550 км) от окрестностей Бритстауна до границы Юго-Западной Африки между 27° и 28° ю. ш., а затем исчезают под более молодыми породами. Юго-восточный край

этой системы перекрыт породами карру. Региональные простирания на разных концах этой системы очень различны; структуры на северо-востоке имеют северное и северо-северо-восточное простирания, для них характерны сбросы и надвиги такого же простирания, и они связаны с краем бассейна Трансвааль по линии Приска—Постмасбург—Куруман. Дорингбергское простирание совпадает с современной береговой линией, которая, весьма возможно, в свою очередь совпадает с краевым сбросом.

Можно попытаться интерпретировать данные, изображаемые на карте. При составлении карты было трудно совместить фактические данные с картиной, нарисованной с помощью гипотез и теорий.

Такие структуры, как геосинклинали, платформы, бассейны и валы не имеют точного определения и параметров; тектоническая история большой территории не поддается точной классификации, а поверхность земли не совпадает с заранее намеченной схемой для большого периода геологического времени.

Радиометрические данные следует принимать с большой осторожностью. В настоящее время их слишком мало и иногда бывают необъяснимые пока расхождения цифр. Кажется совершенно ясным, что для любой горной породы средняя цифра может оказаться гораздо большей, чем для любого данного минерала этой породы, например, для биотита. Нет оснований не верить цифрам, полученным в лаборатории; но мы не можем знать точно, к какому именно событию они относятся. Общепринята цифра 1900 млн. лет, полученная для бушвельдского гранита, вопреки многочисленным противоречивым выводам, сделанным на основании обычных геологических наблюдений; и когда трансваальским осадочным породам приписывается что-либо еще, понять геологию Южной Африки становится трудно. Однако, возможно, что этот возраст относится к тому времени, когда накапливалась магма глубоко в земной коре, а не тогда, когда она выжималась через покров, сложенный трансваальскими породами.

Кроме того, «бассейны» могут быть или тектонического или эрозионного происхождения, т. е. могут быть обусловлены либо центральным прогибанием, либо механическим «вычерпыванием». (Очень неглубокая область района озера Виктория, которая обычно описывается как бассейн, относится, очевидно, ко второй категории). В южном районе, который мы сейчас рассматриваем, области Окаванго и Калахари к югу от водораздела р. Конго безусловно не относятся к типу бассейна р. Конго, хотя и трактуются как этот последний на карте, составленной Фюронгом в масштабе 1 : 10 000 000 после Международного геологического конгресса в Алжире в 1952 г. Очевидно, это совсем не бассейны, а платформы, слегка скрытые наступательной эрозией и покрытые маломощным чехлом всего в несколько сот футов (несколько сот метров) кайнозойских и современных отложений континентального происхождения.

Учитывая вышеупомянутые предостережения, можно дать следующие разъяснения тектонической карты Южной Африки.

Сначала рассмотрим выходы кратонов (докембрий D_1 и D_2 , по новой классификации) в Родезии (Замбия) и Южной Родезии (Трансвааль), где сохранились древние осадочные и вулканические породы. Эпейрогенетические движения того времени весьма значительны.

Важным геологическим событием было образование геосинклинальной формации витватерсранд. Затем последовала эрозия и излияния лав (андезиты формации вентерсдорп), охватившие большую площадь. После этого снова наступила эрозия, а затем обширная трансгрессия Трансваальского моря. Трансгрессии соответствует повсеместное отложение осадков позднего докембрия Катангской системы,

Дамары, Ломагунди (вместе с Умкондо) и Южной Родезии. Осадки этого моря не метаморфизованы и содержат бесспорные остатки организмов. Их следует относить к докембрию A_1 или A_2 . Но в Северной Родезии (Замбия) под катангскими отложениями залегают широко развитые породы докембрия В (система мува), которые южнее не встречаются, а на востоке, в Мозамбике, не выявлены.

Как указывалось выше, вследствие неполноты разреза и сильной степени метаморфизма и метасоматизма осадков было очень трудно увязать додамарские породы Юго-Западной Африки с какими-либо породами других районов.

Казалось бы, докембрий В встречается в разных местах, но к западу от линии Дорингберга почти нет пород столь же древних, как ядро кратона Трансвааль. Кажется (по мнению Э. Симпсона), что позднее к континенту присоединился новый блок. Между докембрием А и самыми древними из известных фанерозойских отложений (нижнекембрийская система нама) находятся участки осадочных пород, очевидно, не содержащих организмов, представленные на территории Южно-Африканской Республики породами лоскоп-ватерсберг.

За системой нама следует нижнепалеозойская система кейп, которая севернее 28° ю. ш. неизвестна. Она перекрыта системой карру — обширными платформенными отложениями, в основном, континентального происхождения, которые разбросаны по Южной и Восточной Африке вплоть до озера Виктория на севере, т. е. до экватора. Меловые отложения в Южной Африке фактически ограничены побережьем Мозамбика и побережьем провинции Кейп.

Можно видеть, что области накопления осадков в различные эпохи менялись, распространяясь к периферии от древних массивов.

Последовательность движений земной коры. Самые древние движения происходили в кратонах (докембрий D_1 , D_2), в которых складчатость развивалась в ирумийском, т. е. восток-северо-восточном направлении. Следующий период активности — это развитие геосинклинали Витватерсранд, которая расположена в пределах кратона или у его края.

В Северной Родезии (Замбия) ирумидские движения захватили породы докембрия В; по одному и тому же направлению произошло несколько движений. К югу от р. Замбези и вниз по ее течению до залива, кажется, имел место слабый диастрофизм только в докембрии С или В, а в Южно-Африканской Республике — слабый и в докембрии В и А. Очень интенсивный метаморфизм в Намакваланде относится к докембрию В.

Следующий период повсеместного диастрофизма начался в докембрии А, когда происходили метаморфизм и деформация Мозамбикского пояса, структурная перестройка в области развития формации дамара и луфилльская складчатость в Замбии. В Южной Африке тектоническая деятельность все еще оставалась слабой, но затем в нижнем кембрии (система нама) в юго-западном Кейпе происходили значительные сбросы, которые затронули также систему нама в Юго-Западной Африке и завершились сдвиговыми перемещениями на небольшой площади в Науклуте. За исключением этих движений система нама почти не нарушена, но ее можно коррелировать с отложениями лоскоп-ватерсберг Трансвааля, хотя в них и не обнаружены органические остатки.

В палеозое эпицентр орогении перемещается в Кейп. Резкая виргация складок Кейпа наблюдается около г. Кейптаун, но складчатость северо-западной ветви завершилась до отложения формации карру; в это время складки и сбросы хребтов южного побережья захватили край района распространения формации карру, а вдоль его северной границы развивалась обширная геосинклиналь или передовой прогиб. Обычно считают,

что осадочные породы системы Кейп были принесены с исчезнувшего теперь континента на юге. Сами отложения формации карру нарушены только сбросами и интрузиями долеритов и базальтов. На большей части Южной Африки они сохраняют характер платформенных отложений, местами эродированных и сохранившихся в виде грабен. Деформация системы карру завершилась обширными излияниями платобазальтов, очевидно, в юрское время.

Особо следует упомянуть крупную моноклиналъ Лебамбо, которая осложнена сбросами и пронизана интрузиями. Она протягивается вдоль области распространения мезозойских пород от Натала (около 29° ю. ш.) до р. Лимпопо, а затем идет дальше, к южной оконечности Малави, где встречается с южным окончанием Великих Африканских разломов.

Великие Африканские разломы являются исключительной особенностью Восточной Африки; считают, что их возраст колеблется от докарру до современного, а наибольшей активности они достигли в меловое и третичное время. Эти структуры не входят в территорию координаторов южных районов, но можно отметить, что р. Замбези является приблизительно границей меридиональной зоны разломов, которая, очень возможно, распространилась до кратона или центрального ядра Южной Родезии и Трансвааля. Хорошо известна связь разломов с изверженными породами щелочного типа.

Развитие континента как суши, очевидно, определялось мощными эпейрогеническими движениями, последовательно охватывавшими различные районы вокруг первоначального кратона.

Тангенциальные напряжения, обуславливающие образование складок и сбросов, вероятно, были вызваны вертикальными движениями, возникнув как их следствие.

Из настоящей статьи видно, что автор умышленно отошел от схемы, представленной на прилагаемых картах в соответствии с решением совещания в г. Лусаке в 1962 г. Такая непоследовательность, возможно, и окажется полезной при выборе дальнейших путей исследований. Хронологическая схема для большей части Южной Африки основывается на данных абсолютного возраста бушвельдского гранита в Трансваальской системе. Если эта цифра (1950 ± 150 млн. лет) значительно превосходит истинный возраст, то окажется невозможным провести правильную корреляцию докембрия по всей Южной Африке. Нижний кембрий системы намы не подлежит сомнению. Возраст формаций Катанги и Дамары (поздний докембрий А) почти не вызывает сомнений. Если очень распространенная трансваальская система с ее следами органической жизни и полным отсутствием метаморфизма и с различными отчетливо выделяющимися системами под ней имеет возраст свыше 2000 млн. лет, то между системами смежных территорий не существует никакой связи. Возникает вопрос, каким образом трансваальская система избежала метаморфизма, если она покрыта более молодыми осадками, или полной эрозии, если бы она не была ими закрыта.

Существует представление, согласно которому длительный период седиментации в некоторых районах сменяется периодом эрозии, осадки сносятся и переотлагаются в другом месте. Однако видимого перерыва во времени здесь нет.

В романе «Затерянный мир» Конан Дойль изобразил пустынное плато в Центральной Америке, где ничто не изменилось со времен юрской эпохи; не было ни биологической эволюции, ни эрозии, ни диастрофизма. Это — часть мира, где время стояло и куда не было доступа в течение миллионов лет.

При датировании трансваальской системы в ее современном состоянии возрастом 2000 млн. лет делается нечто в таком же роде. В действительности же произошло следующее.

Седиментация и эрозия происходили непрерывно в различных направлениях с разных мест, которые перемещались под действием эпейрогенических движений. Зона Южной Родезии — Трансвааля, кажется, всегда была центром этих движений, и то, что сейчас мы наблюдаем, — это результат всех движений.

Было выдвинуто предложение принять имеющиеся данные по абсолютному возрасту Бушвельда (который является одним из ключей к геохронологии Южной Африки), если они не будут опровергнуты. Однако автор считает, что их не следует принимать, пока они не будут доказаны бесспорно. Вполне возможно, что эта цифра (2000 млн. лет) относится не к гранитным интрузиям трансваальских пород, а к какому-либо событию более раннего времени, происходившему глубоко в земной коре или в верхней мантии.

ТЕКТОНИЧЕСКИЕ КАРТЫ СССР И СОПРЕДЕЛЬНЫХ СТРАН

Т. Н. Спизарский, Л. И. Боровиков

ТЕКТОНИЧЕСКАЯ КАРТА ТЕРРИТОРИИ СССР

Тектоническая карта (вклейка) для всей территории Советского Союза в масштабе 1 : 2 500 000 составлена впервые. Она сделана во Всесоюзном научно-исследовательском геологическом институте Министерства геологии СССР коллективом сотрудников этого института совместно с геологами других учреждений. Основными участниками этой работы, кроме авторов, являются И. П. Атласов, Б. П. Бархатов, Н. А. Беляевский, Б. И. Борсук, Г. М. Власов, Ю. Я. Громов, А. Е. Довжиков, А. Я. Дубинский, В. С. Мелешенко, А. Ф. Михайлов, Ю. Е. Погребницкий, Ю. И. Половинкина, Н. Н. Ростовцев, Л. И. Салоп, В. И. Сергиевский, Ю. И. Сытин, Л. Я. Харитонов, Н. В. Шталь, картографы В. С. Казанцева, Н. А. Прохорова и др. Для составления карты использованы геологические и геофизические материалы многочисленных геологических организаций, ведущих изучение территории СССР, поэтому карту надо рассматривать как коллективный труд советских геологов.

Основоположителем составления тектонических карт является А. Д. Архангельский, хотя еще до него первую тектоническую схему Русской платформы опубликовал А. П. Карпинский. В основе составления тектонических карт А. Д. Архангельским был положен историко-морфологический метод, позволяющий проводить тектоническое районирование земной коры по времени завершения складчатых процессов в геосинклинальных областях, после чего они превращаются в платформу. Эта методика развивалась Н. С. Шатским, под руководством которого были составлены тектонические карты Советского Союза масштаба 1 : 4 000 000, Советского Союза и сопредельных стран масштаба 1 : 5 000 000 и Европы масштаба 1 : 2 500 000. На этих картах выделены архейская, протерозойская, байкальская, или рифейская, каледонская, герцинская и альпийская складчатости, а также кайнозойская складчатость Тихоокеанского пояса. На тектонической карте Европы в пределах складчатых областей выделены мио- и эвгеосинклинали и срединные массивы. Слабо на этих картах отражены разрывные нарушения и магматизм, являющийся одним из характерных показателей тектонического режима.

Тектоническая карта есть графическое изображение структуры земной коры в ее развитии, поэтому на ней должны быть изображены не только план расположения различных регионов и их морфология, но, что не менее важно, генезис и история развития этих регионов, т. е. тектонический режим и его изменение во времени.

Характерными показателями особенностей тектонического режима являются проявления магматизма и метаморфизма, поэтому магматические формации и фации метаморфизма должны изображаться на тектонических картах наравне со структурными формами.

Исходя из этих требований при составлении тектонической карты масштаба 1 : 2 500 000, районирование территории Советского Союза было проведено не по принципу выделения складчатостей различного возраста, а по особенностям строения каждого региона, определяющимся тектоническим режимом, в условиях которого возник и формировался данный регион. Это позволяет также проследить историю тектонического развития региона и отразить на карте главные особенности этого развития. Принцип районирования по типу развития был предложен В. В. Белоусовым. Нами он назван историко-генетическим.

В настоящее время общепризнано, что земная кора и верхняя мантия не представляют собой простые и однородные системы, а что строение их сложно и неоднородно как по вертикали, так и в горизонтальном направлении. Это доказывается геофизическими и геологическими исследованиями. Геофизические данные в виде различных сейсмических скоростей, магнитных и гравитационных полей фиксируют различное физическое состояние отдельных участков земной коры. На основании геологических исследований уже давно выделяются регионы, разделенные глубинными разломами, различающиеся тектоническими движениями различной направленности, скорости и амплитуды, рисунком структурных форм, плотностью распределения разных по составу магматических и метаморфических образований и другими особенностями.

Таким образом, неоднородность земной коры и верхней мантии объясняется их блоковым строением. Сравнение блоков, выделенных по геофизическим и геологическим данным, показывает, что в большинстве случаев они близки или совпадают в своих границах. Следовательно проблема тектонического районирования земной коры сводится к выделению в ней однородных по строению, а также и по истории развития блоков.

Представление о сложном блоковом строении земной коры несовместимо с идеей ее всеобщего циклического развития, так как блоки, на которые она подразделяется, по своей разнородности не могут развиваться одновременно в одном направлении. Особенности строения каждого блока и истории его развития определяются тектоническим режимом, в условиях которого происходит его формирование. Тектонический же режим зависит главным образом от состояния вещества в земной коре и верхней мантии, которое в свою очередь определяет их строение. Отсюда следует, что различия в строении земной коры и верхней мантии являются теми главными признаками, которыми надо руководствоваться, начиная подразделение земной коры на отдельные регионы.

При современном состоянии наших знаний представляется, что наиболее крупными тектоническими подразделениями являются регионы с корой океанического, геосинклинального и континентального типа, характеризующейся различной степенью дифференциации вещества. Кора первых характеризуется сравнительно слабой дифференциацией вещества и состоит из «базальтового» слоя максимальной мощности до 25 км, в среднем 5—10 км и покрывающего его осадочного слоя. Для коры геосинклинального типа характерна резкая и интенсивная дифференциация вещества и чередование участков различной мощности, состоящих из «базальтового» и осадочных слоев с участками, сложенными «базальтовыми» и «гранитными» слоями. Кора континентального типа состоит из «гранитного» и подстилающего его «базальтового» слоев с максимальной общей мощностью до 70 км. Для нее также характерна сравнительно слабая дифференциация вещества, идущая на одних участках в сторону увеличения мощности земной коры, по-видимому, преимущественно за счет разрастания базальтового слоя, а на других — в сторону ее уменьшения за счет редукции гранитного слоя.

Регионы с океанической корой представляют собой океанические платформы, которые морфологически выражены впадинами, занятыми

океанами. Регионами с геосинклинальной корой являются геосинклинальные области, характеризующиеся сильно расчлененным рельефом с большой амплитудой высших и низких отметок. Регионы с континентальной корой образуют выступы земной коры, представляющие континенты, в пределах которых выделяются складчатые системы, койлогенные области и континентальные платформы. В пределах Советского Союза расположены главным образом регионы с корой континентального типа, поэтому им было уделено основное внимание при составлении тектонической карты.

ОКЕАНИЧЕСКИЕ ПЛАТФОРМЫ

О тектонической природе океанического дна можно судить по геофизическим данным, которые интерпретируются различными исследователями по-разному, и рельефу дна океанов. Для карты принята та точка зрения, что земная кора в области дна океанов ниже континентальной ступени состоит в основном из «базальтового» слоя, поэтому ее можно рассматривать как кору, дифференциация вещества в которой идет слабо и находится в начальной стадии. На карте выделено два региона слабо дифференцирующейся земной коры: Арктическая платформа, совпадающая в границах с дном впадины Северного Ледовитого океана, и Тихоокеанская платформа, занимающая у восточной рамки карты небольшую площадь.

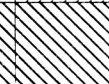
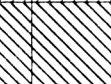
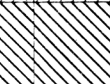
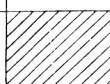
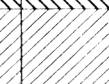
ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫЕ ОБЛАСТИ

В регионах с корой геосинклинального типа или геосинклинальных областях вследствие интенсивной дифференциации вещества коры и верхней мантии создается особый тектонический режим, выражающийся в движениях большой скорости, амплитуды и контрастности, благодаря чему возникают многочисленные разрывы глубокого заложения и большой протяженности, что приводит к раздроблению основания, на котором геосинклиналь закладывается, и перемещению отдельных блоков с образованием прогибов и поднятий. Вследствие этого в геосинклинальных областях идет интенсивное складкообразование, в результате чего в процессе своего развития они превращаются в складчатые области и системы.

Вследствие многочисленных разрывов и большой подвижности земная кора в пределах геосинклинальных областей обладает большой проницаемостью для подкорового вещества. Этим обусловлена различной интенсивности для разных геосинклиналей магматическая деятельность и особые геохимические процессы, приводящие к глубокому изменению вещественного состава фундамента геосинклинальных областей и к проявлению особой — эндогенной и отчасти экзогенной — минерализации, в результате чего образуются разнообразные месторождения полезных ископаемых.

Различный тип коры — от континентальной до океанической, — на отдельных участках обуславливает резкую дифференцированность гравитационного и магнитного полей в геосинклинальных областях, а большая подвижность — высокую сейсмичность с весьма интенсивной магнитудой землетрясений в очагах. При этом значительная часть последних расположена на больших глубинах в подкоровых слоях.

На карте выделены две геосинклинальные области, находящиеся на разных стадиях развития и подразделяющиеся на системы и срединные массивы. В пределах Советского Союза расположены только части этих областей. В альпийской области наряду с системами, закончившими стадию общей инверсии (карпатская, каракорумская) и находящимися на этой стадии развития (кавказская), сохранились глубоководные впадины с корой океанического типа (черноморская, южнокаспийская), где процесс

Возраст складчатости возраст пород		Архейский и протерозойский		Палеозойский		Мезозойский	Кайнозойский	
		Архейский	Рифейский	Каледонский	Варисцкий	Палеокавказский	Гималайский	Альпийский
		Дорифейский >1200 млн лет	Докембрийский 1200-600 млн лет	Додевонский 600-400 млн лет	Дотриасовый 400-225 млн лет	Дозоценовый 225-70 млн лет	Палеогеновый 70-30 млн лет	Неогеновый <30 млн лет
Крайевые прогибы								
Межгорные прогибы								
Кайнозой	неоген							А
	палеоген						Н	
Мезозой	виозцен					Р		
Палеозой	дотриас				У			
	додевон			С				
Протерозой и архей	докембрий		Р					
	дорифей	Ар						
А	Фон	Малиновый	Лиловый	Синий	Голубой	Темно- зеленый	Желто- оранжевый	Оранжевый

Оранжевый	Оранжево- красный	Красный	Красно- коричневый	Коричневый	Серо- коричневый	Серый	Синий	Синевато- серый	Синевато- голубой	Голубой	Голубовато- зеленый	Зеленый	Зелено- голубой	Желто- зеленый	Желтый	Желто- оранжевый	Оранжевый	Оранжево- красный	Красный	Красно- коричневый	Коричневый	Серо- коричневый	Серый	Синий	Синевато- серый	Синевато- голубой	Голубой	Голубовато- зеленый	Зеленый	Зелено- голубой	Желто- зеленый	Желтый	Желто- оранжевый	Оранжевый	Оранжево- красный	Красный	Красно- коричневый	Коричневый	Серо- коричневый	Серый	Синий	Синевато- серый	Синевато- голубой	Голубой	Голубовато- зеленый	Зеленый	Зелено- голубой	Желто- зеленый	Желтый	Желто- оранжевый	Оранжевый	Оранжево- красный	Красный	Красно- коричневый	Коричневый	Серо- коричневый	Серый	Синий	Синевато- серый	Синевато- голубой	Голубой	Голубовато- зеленый	Зеленый	Зелено- голубой	Желто- зеленый	Желтый	Желто- оранжевый	Оранжевый	Оранжево- красный	Красный	Красно- коричневый	Коричневый	Серо- коричневый	Серый	Синий	Синевато- серый	Синевато- голубой	Голубой	Голубовато- зеленый	Зеленый	Зелено- голубой	Желто- зеленый	Желтый	Желто- оранжевый	Оранжевый	Оранжево- красный	Красный	Красно- коричневый	Коричневый	Серо- коричневый	Серый	Синий	Синевато- серый	Синевато- голубой	Голубой	Голубовато- зеленый	Зеленый	Зелено- голубой	Желто- зеленый	Желтый	Желто- оранжевый	Оранжевый	Оранжево- красный	Красный	Красно- коричневый	Коричневый	Серо- коричневый	Серый	Синий	Синевато- серый	Синевато- голубой	Голубой	Голубовато- зеленый	Зеленый	Зелено- голубой	Желто- зеленый	Желтый	Желто- оранжевый	Оранжевый	Оранжево- красный	Красный	Красно- коричневый	Коричневый	Серо- коричневый	Серый	Синий	Синевато- серый	Синевато- голубой	Голубой	Голубовато- зеленый	Зеленый	Зелено- голубой	Желто- зеленый	Желтый	Желто- оранжевый	Оранжевый	Оранжево- красный	Красный	Красно- коричневый	Коричневый	Серо- коричневый	Серый	Синий	Синевато- серый	Синевато- голубой	Голубой	Голубовато- зеленый	Зеленый	Зелено- голубой	Желто- зеленый	Желтый	Желто- оранжевый	Оранжевый	Оранжево- красный	Красный	Красно- коричневый	Коричневый	Серо- коричневый	Серый	Синий	Синевато- серый	Синевато- голубой	Голубой	Голубовато- зеленый	Зеленый	Зелено- голубой	Желто- зеленый	Желтый	Желто- оранжевый	Оранжевый	Оранжево- красный	Красный	Красно- коричневый	Коричневый	Серо- коричневый	Серый	Синий	Синевато- серый	Синевато- голубой	Голубой	Голубовато- зеленый	Зеленый	Зелено- голубой	Желто- зеленый	Желтый	Желто- оранжевый	Оранжевый	Оранжево- красный	Красный	Красно- коричневый	Коричневый	Серо- коричневый	Серый	Синий	Синевато- серый	Синевато- голубой	Голубой	Голубовато- зеленый	Зеленый	Зелено- голубой	Желто- зеленый	Желтый	Желто- оранжевый	Оранжевый	Оранжево- красный	Красный	Красно- коричневый	Коричневый	Серо- коричневый	Серый	Синий	Синевато- серый	Синевато- голубой	Голубой	Голубовато- зеленый	Зеленый	Зелено- голубой	Желто- зеленый	Желтый	Желто- оранжевый	Оранжевый	Оранжево- красный	Красный	Красно- коричневый	Коричневый	Серо- коричневый	Серый	Синий	Синевато- серый	Синевато- голубой	Голубой	Голубовато- зеленый	Зеленый	Зелено- голубой	Желто- зеленый	Желтый	Желто- оранжевый	Оранжевый	Оранжево- красный	Красный	Красно- коричневый	Коричневый	Серо- коричневый	Серый	Синий	Синевато- серый	Синевато- голубой	Голубой	Голубовато- зеленый	Зеленый	Зелено- голубой	Желто- зеленый	Желтый	Желто- оранжевый	Оранжевый	Оранжево- красный	Красный	Красно- коричневый	Коричневый	Серо- коричневый	Серый	Синий	Синевато- серый	Синевато- голубой	Голубой	Голубовато- зеленый	Зеленый	Зелено- голубой	Желто- зеленый	Желтый	Желто- оранжевый	Оранжевый	Оранжево- красный	Красный	Красно- коричневый	Коричневый	Серо- коричневый	Серый	Синий	Синевато- серый	Синевато- голубой	Голубой	Голубовато- зеленый	Зеленый	Зелено- голубой	Желто- зеленый	Желтый	Желто- оранжевый	Оранжевый	Оранжево- красный	Красный	Красно- коричневый	Коричневый	Серо- коричневый	Серый	Синий	Синевато- серый	Синевато- голубой	Голубой	Голубовато- зеленый	Зеленый	Зелено- голубой	Желто- зеленый	Желтый	Желто- оранжевый	Оранжевый	Оранжево- красный	Красный	Красно- коричневый	Коричневый	Серо- коричневый	Серый	Синий	Синевато- серый	Синевато- голубой	Голубой	Голубовато- зеленый	Зеленый	Зелено- голубой	Желто- зеленый	Желтый	Желто- оранжевый	Оранжевый	Оранжево- красный	Красный	Красно- коричневый	Коричневый	Серо- коричневый	Серый	Синий	Синевато- серый	Синевато- голубой	Голубой	Голубовато- зеленый	Зеленый	Зелено- голубой	Желто- зеленый	Желтый	Желто- оранжевый	Оранжевый	Оранжево- красный	Красный	Красно- коричневый	Коричневый	Серо- коричневый	Серый	Синий	Синевато- серый	Синевато- голубой	Голубой	Голубовато- зеленый	Зеленый	Зелено- голубой	Желто- зеленый	Желтый	Желто- оранжевый	Оранжевый	Оранжево- красный	Красный	Красно- коричневый	Коричневый	Серо- коричневый	Серый	Синий	Синевато- серый	Синевато- голубой	Голубой	Голубовато- зеленый	Зеленый	Зелено- голубой	Желто- зеленый	Желтый	Желто- оранжевый	Оранжевый	Оранжево- красный	Красный	Красно- коричневый	Коричневый	Серо- коричневый	Серый	Синий	Синевато- серый	Синевато- голубой	Голубой	Голубовато- зеленый	Зеленый	Зелено- голубой	Желто- зеленый	Желтый	Желто- оранжевый	Оранжевый	Оранжево- красный	Красный	Красно- коричневый	Коричневый	Серо- коричневый	Серый	Синий	Синевато- серый	Синевато- голубой	Голубой	Голубовато- зеленый	Зеленый	Зелено- голубой	Желто- зеленый	Желтый	Желто- оранжевый	Оранжевый	Оранжево- красный	Красный	Красно- коричневый	Коричневый	Серо- коричневый	Серый	Синий	Синевато- серый	Синевато- голубой	Голубой	Голубовато- зеленый	Зеленый	Зелено- голубой	Желто- зеленый	Желтый	Желто- оранжевый	Оранжевый	Оранжево- красный	Красный	Красно- коричневый	Коричневый	Серо- коричневый	Серый	Синий	Синевато- серый	Синевато- голубой	Голубой	Голубовато- зеленый	Зеленый	Зелено- голубой	Желто- зеленый	Желтый	Желто- оранжевый	Оранжевый	Оранжево- красный	Красный	Красно- коричневый	Коричневый	Серо- коричневый	Серый	Синий	Синевато- серый	Синевато- голубой	Голубой	Голубовато- зеленый	Зеленый	Зелено- голубой	Желто- зеленый	Желтый	Желто- оранжевый	Оранжевый	Оранжево- красный	Красный	Красно- коричневый	Коричневый	Серо- коричневый	Серый	Синий	Синевато- серый	Синевато- голубой	Голубой	Голубовато- зеленый	Зеленый	Зелено- голубой	Желто- зеленый	Желтый	Желто- оранжевый	Оранжевый	Оранжево- красный	Красный	Красно- коричневый	Коричневый	Серо- коричневый	Серый	Синий	Синевато- серый	Синевато- голубой	Голубой	Голубовато- зеленый	Зеленый	Зелено- голубой	Желто- зеленый	Желтый	Желто- оранжевый	Оранжевый	Оранжево- красный	Красный	Красно- коричневый	Коричневый	Серо- коричневый	Серый	Синий	Синевато- серый	Синевато- голубой	Голубой	Голубовато- зеленый	Зеленый	Зелено- голубой	Желто- зеленый	Желтый	Желто- оранжевый	Оранжевый	Оранжево- красный	Красный	Красно- коричневый	Коричневый	Серо- коричневый	Серый	Синий	Синевато- серый	Синевато- голубой	Голубой	Голубовато- зеленый	Зеленый	Зелено- голубой	Желто- зеленый	Желтый	Желто- оранжевый	Оранжевый	Оранжево- красный	Красный	Красно- коричневый	Коричневый	Серо- коричневый	Серый	Синий	Синевато- серый	Синевато- голубой	Голубой	Голубовато- зеленый	Зеленый	Зелено- голубой	Желто- зеленый	Желтый	Желто- оранжевый	Оранжевый	Оранжево- красный	Красный	Красно- коричневый	Коричневый	Серо- коричневый	Серый	Синий	Синевато- серый	Синевато- голубой	Голубой	Голубовато- зеленый	Зеленый	Зелено- голубой	Желто- зеленый	Желтый	Желто- оранжевый	Оранжевый	Оранжево- красный	Красный	Красно- коричневый	Коричневый	Серо- коричневый	Серый	Синий	Синевато- серый	Синевато- голубой	Голубой	Голубовато- зеленый	Зеленый	Зелено- голубой	Желто- зеленый	Желтый	Желто- оранжевый	Оранжевый	Оранжево- красный	Красный	Красно- коричневый	Коричневый	Серо- коричневый	Серый	Синий	Синевато- серый	Синевато- голубой	Голубой	Голубовато- зеленый	Зеленый	Зелено- голубой	Желто- зеленый	Желтый	Желто- оранжевый	Оранжевый	Оранжево- красный	Красный	Красно- коричневый	Коричневый	Серо- коричневый	Серый	Синий	Синевато- серый	Синевато- голубой	Голубой	Голубовато- зеленый	Зеленый	Зелено- голубой	Желто- зеленый	Желтый	Желто- оранжевый	Оранжевый	Оранжево- красный	Красный	Красно- коричневый	Коричневый	Серо- коричневый	Серый	Синий	Синевато- серый	Синевато- голубой	Голубой	Голубовато- зеленый	Зеленый	Зелено- голубой	Желто- зеленый	Желтый	Желто- оранжевый	Оранжевый	Оранжево- красный	Красный	Красно- коричневый	Коричневый	Серо- коричневый	Серый	Синий	Синевато- серый	Синевато- голубой	Голубой	Голубовато- зеленый	Зеленый	Зелено- голубой	Желто- зеленый	Желтый	Желто- оранжевый	Оранжевый	Оранжево- красный	Красный	Красно- коричневый	Коричневый	Серо- коричневый	Серый	Синий	Синевато- серый	Синевато- голубой	Голубой	Голубовато- зеленый	Зеленый	Зелено- голубой	Желто- зеленый	Желтый	Желто- оранжевый	Оранжевый	Оранжево- красный	Красный	Красно- коричневый	Коричневый	Серо- коричневый	Серый	Синий	Синевато- серый	Синевато- голубой	Голубой	Голубовато- зеленый	Зеленый	Зелено- голубой	Желто- зеленый	Желтый	Желто- оранжевый	Оранжевый	Оранжево- красный	Красный	Красно- коричневый	Коричневый	Серо- коричневый	Серый	Синий	Синевато- серый	Синевато- голубой	Голубой	Голубовато- зеленый	Зеленый	Зелено- голубой	Желто- зеленый	Желтый	Желто- оранжевый	Оранжевый	Оранжево- красный	Красный	Красно- коричневый	Коричневый	Серо- коричневый	Серый	Синий	Синевато- серый	Синевато- голубой	Голубой	Голубовато- зеленый	Зеленый	Зелено- голубой	Желто- зеленый	Желтый	Желто- оранжевый	Оранжевый	Оранжево- красный	Красный	Красно- коричневый	Коричневый	Серо- коричневый	Серый	Синий	Синевато- серый	Синевато- голубой	Голубой	Голубовато- зеленый	Зеленый	Зелено- голубой	Желто- зеленый	Желтый	Желто- оранжевый	Оранжевый	Оранжево- красный	Красный	Красно- коричневый	Коричневый	Серо- коричневый	Серый	Синий	Синевато- серый	Синевато- голубой	Голубой	Голубовато- зеленый	Зеленый	Зелено- голубой	Желто- зеленый	Желтый	Желто- оранжевый	Оранжевый	Оранжево- красный	Красный	Красно- коричневый	Коричневый	Серо- коричневый	Серый	Синий	Синевато- серый	Синевато- голубой	Голубой	Голубовато- зеленый	Зеленый	Зелено- голубой	Желто- зеленый	Желтый	Желто- оранжевый	Оранжевый	Оранжево- красный	Красный	Красно- коричневый	Коричневый	Серо- коричневый	Серый	Синий	Синевато- серый	Синевато- голубой	Голубой	Голубовато- зеленый	Зеленый	Зелено- голубой	Желто- зеленый	Желтый	Желто- оранжевый	Оранжевый	Оранжево- красный	Красный	Красно- коричневый	Коричневый	Серо- коричневый	Серый	Синий	Синевато- серый	Синевато- голубой	Голубой	Голубовато- зеленый	Зеленый	Зелено- голубой	Желто- зеленый	Желтый	Желто- оранжевый	Оранжевый	Оранжево- красный	Красный	Красно- коричневый	Коричневый	Серо- коричневый	Серый	Синий	Синевато- серый	Синевато- голубой	Голубой	Голубовато- зеленый	Зеленый	Зелено- голубой	Желто- зеленый	Желтый	Желто- оранжевый	Оранжевый	Оранжево- красный	Красный	Красно- коричневый	Коричневый	Серо- коричневый	Серый	Синий	Синевато- серый	Синевато- голубой	Голубой	Голубовато- зеленый	Зеленый	Зелено- голубой	Желто- зеленый	Желтый	Желто- оранжевый	Оранжевый	Оранжево- красный	Красный	Красно- коричневый	Коричневый	Серо- коричневый	Серый	Синий	Синевато- серый	Синевато- голубой	Голубой	Голубовато- зеленый	Зеленый	Зелено- голубой	Желто- зеленый	Желтый	Желто- оранжевый	Оранжевый	Оранжево- красный	Красный	Красно- коричневый	Коричневый	Серо- коричневый	Серый	Синий	Синевато- серый	Синевато- голубой	Голубой	Голубовато- зеленый	Зеленый	Зелено- голубой	Желто- зеленый	Желтый	Желто- оранжевый	Оранжевый	Оранжево- красный	Красный	Красно- коричневый	Коричневый	Серо- коричневый	Серый	Синий	Синевато- серый	Синевато- голубой	Голубой	Голубовато- зеленый	Зеленый	Зелено- голубой	Желто- зеленый	Желтый	Желто- оран
-----------	----------------------	---------	-----------------------	------------	---------------------	-------	-------	--------------------	----------------------	---------	------------------------	---------	--------------------	-------------------	--------	---------------------	-----------	----------------------	---------	-----------------------	------------	---------------------	-------	-------	--------------------	----------------------	---------	------------------------	---------	--------------------	-------------------	--------	---------------------	-----------	----------------------	---------	-----------------------	------------	---------------------	-------	-------	--------------------	----------------------	---------	------------------------	---------	--------------------	-------------------	--------	---------------------	-----------	----------------------	---------	-----------------------	------------	---------------------	-------	-------	--------------------	----------------------	---------	------------------------	---------	--------------------	-------------------	--------	---------------------	-----------	----------------------	---------	-----------------------	------------	---------------------	-------	-------	--------------------	----------------------	---------	------------------------	---------	--------------------	-------------------	--------	---------------------	-----------	----------------------	---------	-----------------------	------------	---------------------	-------	-------	--------------------	----------------------	---------	------------------------	---------	--------------------	-------------------	--------	---------------------	-----------	----------------------	---------	-----------------------	------------	---------------------	-------	-------	--------------------	----------------------	---------	------------------------	---------	--------------------	-------------------	--------	---------------------	-----------	----------------------	---------	-----------------------	------------	---------------------	-------	-------	--------------------	----------------------	---------	------------------------	---------	--------------------	-------------------	--------	---------------------	-----------	----------------------	---------	-----------------------	------------	---------------------	-------	-------	--------------------	----------------------	---------	------------------------	---------	--------------------	-------------------	--------	---------------------	-----------	----------------------	---------	-----------------------	------------	---------------------	-------	-------	--------------------	----------------------	---------	------------------------	---------	--------------------	-------------------	--------	---------------------	-----------	----------------------	---------	-----------------------	------------	---------------------	-------	-------	--------------------	----------------------	---------	------------------------	---------	--------------------	-------------------	--------	---------------------	-----------	----------------------	---------	-----------------------	------------	---------------------	-------	-------	--------------------	----------------------	---------	------------------------	---------	--------------------	-------------------	--------	---------------------	-----------	----------------------	---------	-----------------------	------------	---------------------	-------	-------	--------------------	----------------------	---------	------------------------	---------	--------------------	-------------------	--------	---------------------	-----------	----------------------	---------	-----------------------	------------	---------------------	-------	-------	--------------------	----------------------	---------	------------------------	---------	--------------------	-------------------	--------	---------------------	-----------	----------------------	---------	-----------------------	------------	---------------------	-------	-------	--------------------	----------------------	---------	------------------------	---------	--------------------	-------------------	--------	---------------------	-----------	----------------------	---------	-----------------------	------------	---------------------	-------	-------	--------------------	----------------------	---------	------------------------	---------	--------------------	-------------------	--------	---------------------	-----------	----------------------	---------	-----------------------	------------	---------------------	-------	-------	--------------------	----------------------	---------	------------------------	---------	--------------------	-------------------	--------	---------------------	-----------	----------------------	---------	-----------------------	------------	---------------------	-------	-------	--------------------	----------------------	---------	------------------------	---------	--------------------	-------------------	--------	---------------------	-----------	----------------------	---------	-----------------------	------------	---------------------	-------	-------	--------------------	----------------------	---------	------------------------	---------	--------------------	-------------------	--------	---------------------	-----------	----------------------	---------	-----------------------	------------	---------------------	-------	-------	--------------------	----------------------	---------	------------------------	---------	--------------------	-------------------	--------	---------------------	-----------	----------------------	---------	-----------------------	------------	---------------------	-------	-------	--------------------	----------------------	---------	------------------------	---------	--------------------	-------------------	--------	---------------------	-----------	----------------------	---------	-----------------------	------------	---------------------	-------	-------	--------------------	----------------------	---------	------------------------	---------	--------------------	-------------------	--------	---------------------	-----------	----------------------	---------	-----------------------	------------	---------------------	-------	-------	--------------------	----------------------	---------	------------------------	---------	--------------------	-------------------	--------	---------------------	-----------	----------------------	---------	-----------------------	------------	---------------------	-------	-------	--------------------	----------------------	---------	------------------------	---------	--------------------	-------------------	--------	---------------------	-----------	----------------------	---------	-----------------------	------------	---------------------	-------	-------	--------------------	----------------------	---------	------------------------	---------	--------------------	-------------------	--------	---------------------	-----------	----------------------	---------	-----------------------	------------	---------------------	-------	-------	--------------------	----------------------	---------	------------------------	---------	--------------------	-------------------	--------	---------------------	-----------	----------------------	---------	-----------------------	------------	---------------------	-------	-------	--------------------	----------------------	---------	------------------------	---------	--------------------	-------------------	--------	---------------------	-----------	----------------------	---------	-----------------------	------------	---------------------	-------	-------	--------------------	----------------------	---------	------------------------	---------	--------------------	-------------------	--------	---------------------	-----------	----------------------	---------	-----------------------	------------	---------------------	-------	-------	--------------------	----------------------	---------	------------------------	---------	--------------------	-------------------	--------	---------------------	-----------	----------------------	---------	-----------------------	------------	---------------------	-------	-------	--------------------	----------------------	---------	------------------------	---------	--------------------	-------------------	--------	---------------------	-----------	----------------------	---------	-----------------------	------------	---------------------	-------	-------	--------------------	----------------------	---------	------------------------	---------	--------------------	-------------------	--------	---------------------	-----------	----------------------	---------	-----------------------	------------	---------------------	-------	-------	--------------------	----------------------	---------	------------------------	---------	--------------------	-------------------	--------	---------------------	-----------	----------------------	---------	-----------------------	------------	---------------------	-------	-------	--------------------	----------------------	---------	------------------------	---------	--------------------	-------------------	--------	---------------------	-----------	----------------------	---------	-----------------------	------------	---------------------	-------	-------	--------------------	----------------------	---------	------------------------	---------	--------------------	-------------------	--------	---------------------	-----------	----------------------	---------	-----------------------	------------	---------------------	-------	-------	--------------------	----------------------	---------	------------------------	---------	--------------------	-------------------	--------	---------------------	-----------	----------------------	---------	-----------------------	------------	---------------------	-------	-------	--------------------	----------------------	---------	------------------------	---------	--------------------	-------------------	--------	---------------------	-----------	----------------------	---------	-----------------------	------------	---------------------	-------	-------	--------------------	----------------------	---------	------------------------	---------	--------------------	-------------------	--------	---------------------	-----------	----------------------	---------	-----------------------	------------	---------------------	-------	-------	--------------------	----------------------	---------	------------------------	---------	--------------------	-------------------	--------	---------------------	-----------	----------------------	---------	-----------------------	------------	---------------------	-------	-------	--------------------	----------------------	---------	------------------------	---------	--------------------	-------------------	--------	---------------------	-----------	----------------------	---------	-----------------------	------------	---------------------	-------	-------	--------------------	----------------------	---------	------------------------	---------	--------------------	-------------------	--------	---------------------	-----------	----------------------	---------	-----------------------	------------	---------------------	-------	-------	--------------------	----------------------	---------	------------------------	---------	--------------------	-------------------	--------	---------------------	-----------	----------------------	---------	-----------------------	------------	---------------------	-------	-------	--------------------	----------------------	---------	------------------------	---------	--------------------	-------------------	--------	---------------------	-----------	----------------------	---------	-----------------------	------------	---------------------	-------	-------	--------------------	----------------------	---------	------------------------	---------	--------------------	-------------------	--------	---------------------	-----------	----------------------	---------	-----------------------	------------	---------------------	-------	-------	--------------------	----------------------	---------	------------------------	---------	--------------------	-------------------	--------	---------------------	-----------	----------------------	---------	-----------------------	------------	---------------------	-------	-------	--------------------	----------------------	---------	------------------------	---------	--------------------	-------------------	--------	---------------------	-----------	----------------------	---------	-----------------------	------------	---------------------	-------	-------	--------------------	----------------------	---------	------------------------	---------	--------------------	-------------------	--------	---------------------	-----------	----------------------	---------	-----------------------	------------	---------------------	-------	-------	--------------------	----------------------	---------	------------------------	---------	--------------------	-------------------	--------	---------------------	-----------	----------------------	---------	-----------------------	------------	---------------------	-------	-------	--------------------	----------------------	---------	------------------------	---------	--------------------	-------------------	--------	---------------------	-----------	----------------------	---------	-----------------------	------------	---------------------	-------	-------	--------------------	----------------------	---------	------------------------	---------	--------------------	-------------------	--------	---------------------	-----------	----------------------	---------	-----------------------	------------	---------------------	-------	-------	--------------------	----------------------	---------	------------------------	---------	--------------------	-------------------	--------	---------------------	-----------	----------------------	---------	-----------------------	------------	---------------------	-------	-------	--------------------	----------------------	---------	------------------------	---------	--------------------	-------------------	--------	---------------------	-----------	----------------------	---------	-----------------------	------------	---------------------	-------	-------	--------------------	----------------------	---------	------------------------	---------	--------------------	-------------------	--------	----------------

Платформа		Архейская	Рифейская	Каледонская	Варисцийская	Палеокавказская	Гималайская	Альпийская
Фундамент выходит на поверхность		А _р (Малиновый)	Р (Лиловый)	С (Синий)	У (Голубой)	Р (Темно-зеленый)	Н (Желто-оранжевый)	А (Оранжевый)
Отметки фундамента около 0 м								
" " 0-1000 м								
" " 1000-3000 м								
" " >3000 м								

Интрузивные <
--

Новые принципы раскраски тектонических карт

А — складчатые области и их подразделения, Б — платформенный чехол, В — интрузивные массивы

дифференциации вещества еще не привел к образованию «гранитного» слоя, и инверсия еще не развилась.

В тихоокеанской геосинклинальной области, включающей Камчатку (Корякский хребет), Командорские и Курильские острова, остров Сахалин, акватории Охотского, Берингова и Японского морей и прилегающей части Тихого океана, преобладают системы доинверсионного развития (Курило-Камчатская, Алеутская) или находящиеся в стадии инверсии (остров Сахалин). И лишь северную часть Корякского хребта можно рассматривать как регион, по-видимому, закончивший инверсионное развитие.

СКЛАДЧАТЫЕ СИСТЕМЫ И КОЙЛОГЕННЫЕ ОБЛАСТИ

Складчатые системы и области — это регионы земной коры, которые, вследствие закончившейся резкой дифференциации вещества в верхней мантии и нижних слоях коры, прошли геосинклинальный режим развития, но унаследовали некоторые особенности этого режима. Последнее выражается в том, что в них наряду с замедленными тектоническими движениями периодически проявляются движения повышенной скорости и большей амплитуды. Поэтому в развитии их отдельных частей наблюдается чередование периодов относительного покоя и интенсивных восходящих (орогенных) или нисходящих (койлогенных) движений. При этом несмотря на образование новых структурных форм план их распределения в целом сохраняется тот же, что и для геосинклинального периода. Общая закономерность в развитии складчатых систем выражается в том, что чем моложе по времени возникновения складчатая система, тем резче у нее проявляются черты унаследованности геосинклинального периода в проявлении тектонических движений и образовании структурных форм.

Унаследованность сказывается и в геофизическом отношении. Складчатым системам и областям свойственны сильно дифференцированные магнитные и гравитационные поля, план которых определен геосинклинальным периодом развития, и повышенная сейсмичность, особенно в период усиления орогенных движений, но в отличие от геосинклиналей, очаги землетрясений расположены в пределах земной коры.

Мощность земной коры в складчатых системах значительная, особенно на орогенных участках, вследствие того, что подкоровое вещество было раздифференцировано на большую глубину в период геосинклинального развития. В результате этого магматизм в складчатых системах проявляется слабо и только в периоды активизации тектонических движений, когда происходят излияния базальтовых и трахибазальтовых, редко трахитовых лав и лав щелочных базальтоидов, а также внедрение соответствующих субвулканических интрузий.

Господствующим видом тектонических движений в складчатых областях являются колебательные движения, проявляющиеся в ослабленной форме, а преобладающим типом тектонических нарушений — сводовые поднятия и разрывы, вдоль которых преимущественно и образуются складки. Поэтому складкообразование в этих областях выражено незначительно. При этом подвижки развиваются как по разрывам, возникшим в геосинклинальный период в результате их последующего оживления, так и по вновь образующимся разрывам.

В своем развитии складчатые системы и области связаны с примыкающими к ним геосинклиналями. Эта связь выражается главным образом в том, что в краевых частях некоторых складчатых систем под воздействием процессов, происходящих в примыкающей геосинклинальной системе, проявляется импозитивный магматизм в интрузивной и эффузивной формах и образуются импозитивные структурные формы, как, например, Чукотско-Охотский пояс.

Сравнение складчатых систем и областей различного возраста и одного и того же цикла показывает, что по особенностям тектонических структурных форм и слагающих их осадочных образований, а также магматизма и метаморфизма они сильно различаются между собой. Эти различия обусловлены ходом их геосинклинального развития. Менее четко выявляются особенности послегеосинклинального развития. В связи с этим на тектонической карте Советского Союза масштаба 1 : 2 500 000 в основу подразделения складчатых систем положен тип предшествовавшего геосинклинального развития как фактор, определяющий их внутреннее строение.

На тип или режим геосинклинального развития, в свою очередь, указывают особенности магматических проявлений. По ним можно составить представление о дифференциации вещества, о глубине разрывных нарушений, мощности земной коры, ее проницаемости и интенсивности тектонического движения в геосинклинальный период.

Поэтому складчатые системы и области по интенсивности и разнообразию магматизма подразделены на четыре типа: фемический, салический, салическо-фемический и фемическо-салический.

Для фемического типа характерны весьма интенсивные, неоднократно повторяющиеся и разнообразные по своему составу проявления магматизма в эффузивной и интрузивной форме в течение всего геосинклинального периода развития. К этому типу отнесена Уральская складчатая система.

Салический тип, противоположный фемическому, характеризуется слабым проявлением магматизма, главным образом в виде кислых интрузий, в один или два акта, отсутствием гипербазитов и малым распространением основных интрузий. Слабо также проявлены эффузивные формации (кислые и основные). К этому типу отнесены Верхоянская, Чукотская и Таймырская складчатые системы.

Промежуточное положение между этими крайними типами занимают складчатые системы с салическо-фемическим и фемическо-салическим типом развития магматизма. Интенсивность и разнообразие проявления магматизма у них постепенно убывает от фемического типа к салическому.

Салическо-фемический тип развития характерен для Казахстанской и Алтае-Саянской областей, Байкальской и Монголо-Амурской складчатых систем; фемическо-салический — для Тянь-Шанской, Зайсанской и Сихотэ-Алиньской систем.

После завершения геосинклинальных процессов развитие складчатых систем происходит по двум направлениям; одна часть системы или области, а иногда и вся система, испытывает длительное поднятие, а другая ее часть — длительное погружение.

В первой из них развивается особый тип структурных форм — межгорные впадины и прогибы, возникающие в грабенах, разделенных горстами и сводовыми поднятиями. Вследствие преобладания восходящих движений накопление осадков, преимущественно континентальных, происходит во впадинах и прогибах. Для этих областей характерна повышенная сейсмичность, особенно в периоды усиления орогенных движений. Такие регионы следует называть орогенными областями или орогенами. К ним относятся Тянь-Шань, Байкальская горная страна, Забайкалье, Восточный Саян и другие, находящиеся в стадии интенсивного поднятия, и в стадии слабого поднятия — Урал, Таймыр, Казахстан.

Койлогенные области возникают при длительном опускании отдельных частей нескольких складчатых систем различного типа и разделяющих их срединных массивов, в результате чего в пределах этих областей формируется мощный осадочный покров. Складчатое основание койлогенных областей имеет тот же возраст, что и окружающие складчатые системы, которые спокойно погружаются под осадочный покров. Поэтому по краям койлогенов отсутствуют зоны глубинных разломов. Это накла-

дывает свой отпечаток на формирование структурных форм осадочного покрова, в котором развиваются обширные впадины и валобразные поднятия, осложненные локальными складками. Развитие койлогенных областей идет от участков наибольшего погружения, приуроченных к срединным массивам, над которыми обычно образуются впадины, к разделяющим их складчатым системам, где мощность покрова наименьшая.

На карте выделены три койлогенные области: Обская, Скифско-Туранская и Баренцевская. Для них характерны меньшая мощность земной коры, чем в орогенных областях, и ее быстрая изменчивость вследствие разнородности фундамента, а также чередование мозаичных и линейных аномалий магнитного и гравитационного полей.

КОНТИНЕНТАЛЬНЫЕ ПЛАТФОРМЫ

Континентальные платформы резко отличаются по истории своего развития, генезису и тектоническому режиму от описанных регионов. Они возникают на ранее сформированном складчатом основании, в результате его раздробления геосинклинальными процессами, и представляют собой длительно развивающиеся регионы земной коры, состоящие из складчатого фундамента, сохранившегося от раздробления, и слабо дислоцированного покрова, сложенного осадочно-вулканогенными породами. Фундамент платформы имеет глыбовое строение вследствие того, что в состав его входят отдельные части, сохранившиеся от разрушения складчатых систем.

Платформы всегда окружены в начальной стадии развития геосинклинальными системами, а позднее возникшими на их месте складчатыми системами, более молодыми, чем складчатое основание платформы. Вследствие раздробления основания, на котором развивается платформа, по ее краям проходят зоны пересекающихся глубоких разрывов, отделяющие ее от складчатых систем и придающие ей угловатые очертания.

Платформы в своем развитии тесно взаимосвязаны с формирующимися по их окраинам геосинклинальными системами. Это выражается в проявлении тектонических движений одного знака в прилегающей к геосинклинали части платформы, распределении мощностей и фаций осадочного покрова и образовании передовых прогибов.

Для платформы характерны меньшая амплитуда и скорость тектонических движений по сравнению с геосинклинальными и складчатыми системами, особый комплекс структурных форм (антеклизы и синеклизы, передовые и предгорные прогибы, поперечные прогибы), не наследующих структурные формы фундамента, разрывные нарушения в форме сбросов, незначительное складкообразование (преимущественно вдоль разрывов), меньшая в целом мощность осадочно-вулканогенного покрова и плавное изменение мощностей и фаций этого покрова в плане, особый тип магматизма (платформенный) — основной и щелочно-ультраосновной, — образующий нередко пластовые и трубчатые тела.

Иногда по краям платформы под воздействием развивающихся геосинклинальных систем проявляется импозитивный магматизм сложного состава.

В геофизическом отношении платформы характеризуются незначительной сейсмичностью, спокойными, особенно в области развития осадочного покрова, гравитационными и магнитными полями, отражающими строение фундамента и имеющими мозаичный вид. Мощность земной коры в пределах платформ меньше, чем в складчатых системах, и более равномерная.

Особенности тектонического режима и магматизма показывают, что на платформах дифференциация вещества в верхней мантии и нижних слоях коры идет весьма слабо и в сторону уменьшения мощности «гра-

нитного» слоя. Она более интенсивна в ее краевых частях, и то лишь в тех участках, где сильно проявляется воздействие геосинклинальных процессов.

На тектонической карте выделены две платформы: Сибирская и Русская. Первая полностью расположена в пределах СССР, вторая — почти полностью, за исключением ее западной части.

СРЕДИННЫЕ МАССИВЫ

В пределах суши и моря как особые регионы выделены крупные срединные массивы. Одни из них, которые расположены на континенте, имеют кору континентального типа. Это массивы Колымо-Омолонский, Буреинский, Центрально-Охотский и Карский. Другие, лежащие в области океанического дна, имеют кору океанического типа. К ним относятся массивы, расположенные к северу от Алеутской дуги, а также массивы, лежащие в основании Черноморской и Южно-Каспийской впадин.

Наиболее изучены Колымо-Омолонский и Буреинские срединные массивы. Они имеют много общих черт с платформами, но в то же время резко отличаются от них проявлением складчатости в осадочно-вулканогенном покрове и интенсивным магматизмом, что сближает их со складчатыми системами.

Колымо-Омолонский и Буреинский массивы имеют двухъярусное строение. Их фундамент представляет остатки древнего складчатого основания, раздробленного и переработанного позднее заложившимися геосинклинальными системами, поэтому его структурные формы имеют более древний возраст, чем окружающие массив складчатые или геосинклинальные системы. Залегающий на фундаменте слабо складчатый осадочно-вулканогенный покров сформировался в период развития окружавших массивы геосинклинальных систем, но его структура отличается по степени дислоцированности от структуры складчатых систем. Некоторые структурные формы срединных массивов по своему генезису сходны с платформенными.

Для перечисленных срединных массивов весьма характерен интенсивный магматизм геосинклинального типа, проявляющийся в интрузивной и эффузивной форме, что указывает на высокую проницаемость коры в пределах массива и сильную дифференциацию вещества в период, когда вокруг него развиваются геосинклинальные системы. Все это позволяет рассматривать Колымо-Омолонский и Буреинский массивы как регионы, отличные от обычных срединных массивов, подлежащие выделению в особую тектоническую единицу с собственным названием.

ИСТОРИЯ ТЕКТОНИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ РЕГИОНОВ

История развития регионов показана на карте изображением на ней структурных подразделений этих регионов. Такими подразделениями являются структурный комплекс, структурный ярус и подъярус. По времени им соответствуют период, этап, стадия. Структурные подразделения представляют собой совокупность структурных форм, сложенных осадочными, магматическими и метаморфическими породами и сформировавшимися в определенный отрезок времени. Выделение возрастных тектонических подразделений базируется на изменении тектонического режима, что влечет за собой изменения в формировании структурных форм, а следовательно, перестройку тектонического плана региона, поэтому границы структурных подразделений фиксируются по перерывам в накоплении осадков и по резким изменениям фаций.

Выделяя структурные подразделения и отражая тектонический режим, существовавший во время их образования, можно восстанавливать не

только историю развития регионов, но и определять генетические условия, в которых происходило их зарождение и формирование, а также отдельные структурных форм, составляющих эти регионы.

Для сравнения истории тектонического развития отдельных регионов возрастные тектонические единицы сопоставлены с геохронологической шкалой, что позволяет восстанавливать историю развития земной коры. При этом выяснилось, что не совпадают по времени не только структурные комплексы, ярусы и подъярусы отдельных регионов, но также начало и конец развития таких крупных регионов, как геосинклинальные и складчатые области и платформы.

В истории развития геосинклинальных областей и систем выделяются два или три периода, резко различающихся тектоническим режимом — период формирования структур фундамента, на котором геосинклиналь закладывается, и один или два периода геосинклинального развития. В складчатых системах дополнительно выделяется период постгеосинклинального развития, в течение которого проявляется орогенный или койлогенный режим. Комплекс структурных форм фундамента после его раздробления и переработки сохраняется в виде отдельных изолированных глыб и блоков, ограниченных чаще всего разрывными нарушениями. Ориентированы они обычно в другом плане, чем структурные формы переработавшей их геосинклинали, но иногда их простирание совпадает с простиранием последних. Метаморфизм пород, слагающих фундамент, обычно более интенсивный, а возраст — от архея до позднего докембрия, в некоторых случаях, возможно, ранний кембрий. Складчатые структурные формы фундамента, по-видимому, сформировались в условиях особого геосинклинального режима, на что указывает интенсивный региональный метаморфизм пород.

Примером сохранившегося фундамента является Муйская глыба и более мелкие блоки в Байкальской складчатой системе, Уссури-Ханкайская в Сихотэ-Алиньской системе, Памирская глыба в Альпийской геосинклинали, структурные формы Тараташского комплекса на Урале и др.

Размеры глыб также различны; можно проследить переходы от мелких, которые наиболее переработаны, до крупных, сохранивших свою структуру, являющихся уже небольшими срединными массивами.

Периоды геосинклинального развития различаются между собой тем, что на границе их происходит резкая перестройка тектонического плана, хотя режим развития в целом сохраняется. Это видно на примере развития Альпийской геосинклинальной области, Уральской складчатой системы и других. До конца верхнего палеозоя или раннего триаса Донецкий бассейн, Мангышлак, все Предкавказье и Причерноморье входили в Альпийскую геосинклинальную область и составляли с ней одно целое. Начиная с юры или позднего триаса, когда в Альпийской области вновь возродились геосинклинальные процессы, эти участки выпали из сферы геосинклинального развития и составили Донецко-Мангышлакскую складчатую систему.

Аналогичная история, но для более древнего времени, наблюдается в развитии Уральской складчатой системы и Тимана. В первый период до раннего кембрия Тиман и Урал составляли единую геосинклинальную область.

После завершения этого периода развития, начиная с ордовика или несколько раньше, когда на Урале вновь резко усилились геосинклинальные процессы, Тиман от него отчленился и стал развиваться как складчатая система.

В период послегеосинклинального развития в зависимости от тектонического режима в складчатых областях происходит формирование орогенных и койлогенных структурных комплексов.

Отдельно в развитии складчатых систем выделено время образования комплекса импозитивных структурных форм и магматизма, которое надо рассматривать как самостоятельный период. Обычно этот комплекс возникает в краевой части системы или области в результате бурно развивающихся геосинклинальных процессов в примыкающей геосинклинальной области. Примером такого комплекса является комплекс структурных форм Чукотско-Охотского эффузивного пояса.

В истории тектонического развития срединных массивов можно выделить период образования структур фундамента, период развития импозитивных структурных форм, соответствующий по времени формированию геосинклинальных структурных форм в примыкающих геосинклиналях, и период орогенного, или койлогенного развития.

В истории платформ выделяется период платформенного развития, когда происходит формирование комплекса структурных форм осадочно-вулканогенного покрова, и весьма продолжительный отрезок времени, распадающийся на несколько периодов, в течение которых образовались складчатые системы, образующие основания платформы. Так, в составе фундамента Русской платформы хорошо различаются Саамская, Беломорская и Карельская складчатые системы, история развития которых подразделяется в свою очередь на структурные комплексы и ярусы, а в составе фундамента Сибирской платформы — Алданская, Анабарская, Оленекская и Становая складчатые системы.

Более подробное отражение истории развития геосинклинальных областей складчатых систем и областей срединных массивов и платформ произведено при подразделении периодов на этапы с выделением соответствующих им структурных ярусов. Последние характеризуют изменения режима тектонических движений и магматизма в рамках тектонического периода: геосинклинального, орогенного и платформенного. Между структурными ярусами обычно наблюдаются несогласия, хотя общий план структурных форм в складчатых системах при переходе от яруса к ярусу сохраняется, на платформах план структурных ярусов различный.

В разных геосинклинальных областях, складчатых областях и системах и на платформах комплексы структурных форм распадаются на разное число структурных ярусов: от трех до пяти, а в некоторых системах (Верхоянская) структурные комплексы на ярусы не подразделяются. В таких случаях приходится выделять подъярусы. Орогенные комплексы одних складчатых систем на ярусы не подразделяются, в других разделены на два яруса.

Комплекс платформенных структурных форм на Русской платформе делится на четыре структурных яруса, на Сибирской платформе — на пять.

Следует отметить, что недостаточная изученность развития основных регионов не позволила выяснить особенности тектонических режимов геосинклинальных, орогенных и платформенных периодов и отразить на карте генетические условия образования структурных ярусов, поэтому пришлось ограничиться их перечислением.

ТЕКТОНИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ В ПРЕДЕЛАХ ОСНОВНЫХ РЕГИОНОВ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Тектоническое районирование в пределах платформ и койлогенных областей достигается передачей изопахитами мощностей отложений, слагающих структурные ярусы и подъярусы, и соответствующей закрашкой расстояний между изопахитами от светлых тонов к темным по мере возрастания мощности.

Этот метод позволяет добиваться объемного изображения структурных форм и, таким образом, получать представление о их морфологии. Генезис последних передан цветным крапом.

В складчатых системах и областях структурные формы изображаются контурами по границам стратиграфических подразделений (свиты, горизонты, толщи). Такой метод дает отчетливое представление о морфологии складок и об особенностях их сочленения.

Кроме складок, на карте различными знаками показаны флексуры, куполовидные и другие локальные структурные формы, имеющие большое значение для прогноза нефтеносности и газоносности, и соляные купола.

Разрывные нарушения

Разрывные нарушения являются важнейшим тектоническим элементом, определяющим границы регионов и контролирующим распределение магматизма, полезных ископаемых, особенно эндогенных, и осадконакопления. общепринятой классификации разрывных нарушений нет. На составленной тектонической карте выделены нарушения в геосинклинальных областях, складчатых системах и на платформах, как структурные формы, формирующиеся при различных режимах.

По своему значению они подразделены на глубинные и поверхностные. Под глубинными разрывами или разломами понимаются разрывы, достигающие нижних слоев коры и даже подкоровых слоев и длительно развивающиеся. Часто вдоль глубинных разрывов проявляются процессы магматизма и нередко метаморфизма. Такие разрывы развиваются по границам разнородных тектонических регионов платформ и геосинклинальных областей, различных типов геосинклинальных и складчатых систем и областей, по границам срединных массивов, а также внутри складчатых систем между структурно-фациальными зонами. Поэтому глубинные разрывы подразделены по структурному положению. Особым знаком показаны сдвиги.

Поверхностные разрывы развиваются в пределах верхних слоев земной коры и в течение более короткого времени, чем глубинные. Протяженность их небольшая. Магматическая деятельность вдоль них обычно не проявляется. Такие разрывы возникают на платформах, в складчатых системах и областях особенно с усилением процессов орогенеза и в заключительный этап геосинклинального развития.

Из-за недостаточной изученности и невозможности дать их генетическую классификацию все разрывы неглубокого заложения показаны как сбросы.

Из других разрывов в складчатых системах нанесены надвиги и в отдельных местах разрывы, возникшие в орогенный период.

В пределах платформ разрывные нарушения подразделены на глубинные и поверхностные, а также по времени своего образования. К глубинным отнесены разрывы большой протяженности, выполненные дайками траппов, развитые на Сибирской платформе. Кроме этих разрывов, показаны разрывные нарушения, выделенные по геофизическим данным, по морфологическим данным на дне моря; разрывы, которые рассматриваются как рифтовые, и разрывы, образовавшиеся в результате соляной тектоники.

Магматизм

Магматические проявления в своем развитии тесно связаны с тектоническими движениями. Поэтому показ их на тектонической карте имеет большое значение не только для прогноза полезных ископаемых, но и для восстановления состояния земной коры и верхней мантии и диффе-

ренциации вещества в них, а следовательно, для восстановления тектонического режима прошлых эпох различных регионов.

Сравнение показывает, что магматические проявления на платформе, в складчатых и геосинклинальных областях различны. Различны они также и в каждом из этих регионов в зависимости от особенностей их развития. Для отражения этих особенностей на тектонической карте Советского Союза в каждом регионе выделены эффузивные формации и интрузивные массивы. Эффузивные формации подразделены по условиям образования на платформенные, геосинклинальные, орогенные и импозитивные. Для платформ характерны формации трапповая и щелочных базальтоидов, широко распространенные на Сибирской платформе.

Среди геосинклинальных формаций выделены раннегеосинклинальные — спилито-кератофировая, андезитовая и базальто-андезитовая — и позднегеосинклинальные — андезитовая, дацит-андезитовая, липаритовая и липарито-дацитовая. В складчатых системах в областях орогенного развития проявляются формации базальтовая, трахибазальтовая и щелочных базальтоидов.

Импозитивный эффузивный магматизм представлен андезито-дацитовый, липаритовой и дацито-липаритовыми формациями.

Интрузивные породы подразделены по составу на ультраосновные, основные, кислые и щелочные. Среди кислых выделены плагиограниты, граниты, гранодиориты и монцониты, гранит-порфиры и щелочные граниты. Все массивы интрузивных пород сопоставлены с одновременными им возрастными структурными подразделениями: структурными комплексами и ярусами. В результате этого наглядно выявились особенности плутонического магматизма различных регионов земной коры в процессе их тектонического развития.

Резко подчеркивается специфичность магматизма платформенного и геосинклинального режимов, а также орогенного режима в складчатых системах.

По-разному идет развитие магматизма в различных геосинклинальных системах, что значительно осложняет общую направленность процесса. Так, в развитии Уральской геосинклинали происходило с некоторыми изменениями повторение одних и тех же плутонических формаций от этапа к этапу. В то же время в отдельных складчатых системах некоторые плутонические и эффузивные формации выпадают или проявляются в зачаточном виде. Так, например, в Верхоянской и Чукотской системах отсутствуют гипербазиты, а основные породы образуют лишь дайки и небольшие массивы.

Наблюдается смещение эффузивных и плутонических формаций не только во времени, но и территориально, что обусловлено пространственной дифференциацией тектонического режима, приводящей к образованию структурно-фациальных зон с своим комплексом магматических пород.

Выяснение истории развития магматизма в процессе тектонического развития регионов позволило выявить широко распространенный импозитивный магматизм, для которого характерна особая ассоциация пород: габбро, диориты, граниты, гранодиориты, монцониты и щелочные граниты, нередко встречающиеся совместно в одном массиве. Это указывает на слабую дифференциацию магматического вещества на глубине.

Для составленной тектонической карты разработана особая индексация, состоящая из сочетания буквенных и цифровых символов, указывающих на режим, при котором шло формирование структурных форм, и на их принадлежность к определенному региону и структурному комплексу или ярусу.

ЛИТЕРАТУРА

- Архангельский А. Д. Геологическое строение и геологическая история СССР. Гостехиздат, 1941.
- Архангельский А. Д., Шатский Н. С., Меннер В. В. и др. Краткий очерк геологической структуры и геологической истории СССР. М., Изд-во АН СССР, 1937.
- Белоусов В. В. Основные вопросы геотектоники. Госгеолтехиздат, 1962.
- Спижарский Т. Н. Тектоническое районирование территории СССР. — Материалы годичной сессии Ученого Совета ВСЕГЕИ по результатам работ 1958 г. Л., Изд-во ВСЕГЕИ, 1960.
- Тектоническая карта СССР, м-б 1 : 4 000 000. Под ред. Н. С. Шатского, 1952.
- Тектоническая карта СССР и сопредельных стран, м-б 1 : 5 000 000. Гл. редактор Н. С. Шатский. Госгеолтехиздат, 1956.
- То же, объяснительная записка. Госгеолтехиздат, 1957.
- Шатский Н. С., Богданов А. А. О международной тектонической карте Европы, масштаб 1 : 2 500 000. — Изв. АН СССР, 1961, сер. геол., № 4.
- Шейманн Ю. М. Платформы, складчатые пояса и развитие структур Земли. — Труды ВНИИ-1, вып. 49, 1959.

*И. П. Атласов, Б. Х. Егизаров, В. Д. Дибнер,
Б. С. Романович, А. В. Зимкин, В. А. Вакар,
Р. М. Деменицкая, Д. В. Левин, А. М. Карасик,
Я. Я. Гаккель, В. М. Литвин*

ТЕКТОНИЧЕСКАЯ КАРТА АРКТИКИ И СУБАРКТИКИ

В 1963 г. в Научно-исследовательском институте геологии Арктики (НИИГА) впервые в мире была составлена Тектоническая карта Арктики и Субарктики масштаба 1 : 5 000 000. Она охватывает арктическую и субарктическую области СССР, полярные территории Финляндии, Швеции, Норвегии, Канады и полностью Исландию, Гренландию, почти всю Аляску, Алеутские острова, а также ложе Северного Ледовитого океана, Северной Атлантики и Берингова моря. Общая площадь земной поверхности, изображенной на карте, равна примерно 40 млн. кв. км. В 1964 г. Тектоническая карта дополнена новейшими материалами, полученными в 1963 и частично 1964 гг. и в некоторой мере переработана как по легенде, так и по содержанию.

Карту составили И. П. Атласов, В. Д. Дибнер, Б. Х. Егизаров, Б. С. Романович, А. В. Зимкин, В. А. Вакар, В. М. Литвин, Б. В. Ткаченко и К. О. Кратц. Интерпретация геофизических данных производилась Р. М. Деменицкой, А. М. Карасиком, С. М. Крюковым, Д. В. Левиным, Н. Н. Михайловым, В. Э. Волком и В. И. Розенбергом. Новейшие данные по батиметрии Арктического бассейна были подготовлены Я. Я. Гаккелем. Изготовленная в НИИГА географическая основа (под редакцией Р. П. Васильева) построена на четырех листах с использованием карты СССР масштаба 1 : 2 500 000, изданной в 1964 г. Главным управлением геодезии и картографии СССР и трансформированной до масштаба 1 : 5 000 000. Кроме того, учтены последние картографические материалы, опубликованные за рубежом.

Руководство работой, принципы построения карты и легенда для геоструктур континентальной части Арктики и Субарктики разработаны И. П. Атласовым, легенда — с участием Б. С. Романовича, а для структур океанического ряда — В. Д. Дибнером. Картографические работы выполнены Т. П. Власовой, А. Ф. Ивановой, И. В. Топорев и Н. Л. Козловой под руководством Н. Д. Шургаевой.

За последние 15—20 лет опубликовано множество очень мелкомасштабных (до 1 : 100 000 000) карт и схем (Архангельский, 1947; Белоусов, 1962; Сакс, 1958; Сакс и др., 1955; Ирдли, 1964; Штилле, 1964), на которых весьма приближенно охвачены основные геоструктурные элементы Арктической области Земли. В числе тектонических карт Арктики наибольшего внимания заслуживают две карты масштаба 1 : 10 000 000. Первая из них — «Карта тектонических элементов Арктики» — издана в 1959 г. Канадской нефтяной компанией «Шелл». Авторы этой карты в обобщенном виде изобразили области развития различных структур

в Евразии и Северной Америке и сделали попытку показать их соотношения, соединив разновозрастные складчатые образования континентов в значительной мере произвольными границами через Полярный бассейн. Вторая карта — «Тектоническая карта Арктики» — была составлена (по данным на 1959—1960 гг.) под руководством Ю. М. Пушаровского в Геологическом институте АН СССР и опубликована в 1963 г. Она отличается детальностью изображения структур на континентах и историческим подходом к расшифровке геоструктур Арктики. Однако и на этой карте геоструктуры ложа Северного Ледовитого океана и шельфовых морей не нашли своего отражения, если не считать нескольких общих контуров Гиперборейской платформы, подводного продолжения Русской платформы и некоторых второстепенных структурных элементов, не дающих целостного представления о тектоническом строении дна Полярного бассейна и взаимосвязях различных структурных областей обоих континентов.

На «Тектонической карте Арктики и Субарктики», составленной в Институте геологии Арктики, геоструктуры суши, шельфа и дна океана впервые изображены в единой системе условных знаков и в сравнительно близкой степени детальности контуров. Карта отличается разносторонностью охвата исходных геологических, геофизических и геоморфологических материалов. При этом использованы также многолетние личные наблюдения ее авторов в Советском секторе Арктики и за его пределами — в Арктическом и Норвежско-Гренландском бассейнах и в Северной Атлантике. При составлении тектонической карты использованы новейшие геологические карты как по советской, так и, по мере возможности, зарубежным территориям. Из сводных геологических и тектонических карт учтены такие источники, как Геологическая карта Арктики и Субарктики в масштабе 1 : 5 000 000, составленная под главной редакцией Ф. Г. Маркова в Институте геологии Арктики в 1964 г., Геологическая карта Канады в масштабе 1 : 7 000 000 (Геологическая служба Канады, 1962 г.), Международная тектоническая карта Европы в масштабе 1 : 2 500 000 (под главной редакцией Н. С. Шатского и А. А. Богданова), изданная в 1964 г., Палеонтологические карты Восточной Гренландии масштаба 1 : 1 000 000, составленные Дж. Халлером в 1960 г.; Тектоническая схема Канадского архипелага, опубликованная в 1960 г. Р. Торстейнссоном и Е. Тозером, Тектоническая схема Аляски, опубликованная в русском издании (Д. Миллер, Т. Пейн, Д. Грик) в 1961 г. Кроме того, в процессе составления Тектонической карты Арктики и Субарктики Б. Х. Егизаровым и картографом И. В. Топорев была составлена сводная геологическая карта Аляски (включая Алеутские острова) и Северо-Западной Канады, а В. Д. Дибнером и Б. С. Романовичем — геологическая карта дна Баренцева моря. Были также составлены корреляционные схемы формационных комплексов и стратиграфических перерывов (И. П. Атласов, Б. Х. Егизаров), схемы геологического строения дна арктических морей (В. Д. Дибнер), осуществлена геологическая интерпретация геофизических данных для ряда акваторий (В. Д. Дибнер, А. М. Карасик, Д. В. Левин), произведены расчеты глубин залегания кристаллического фундамента, а также подошвы отдельных структурных ярусов для платформ (И. П. Атласов, Ю. Н. Кулаков, Н. Н. Михайлов, В. И. Розенберг, Ю. Н. Шахов и др.), по геофизическим данным трассированы глубинные разломы на суше, шельфе и ложе океана (Д. В. Левин, А. М. Карасик, С. М. Крюков).

Для выявления характера тектонических структур на океаническом дне были привлечены геоморфологические и геофизические данные, а также результаты петрографических и палеонтологических исследований горных пород, поднятых со дна моря экспедициями советских научно-исследовательских организаций (ПИРО, ААНИИ и НИИГА). Специально составленная В. Д. Дибнером, Я. Я. Гаккелем и другими «Геоморфологиче-

ская карта Северного Ледовитого океана» масштаба 1 : 5 000 000, в совокупности с геофизическими, геологическими и палеогеографическими данными, позволила выделить различные типы структур океанического происхождения и уточнить границы разнородных геотектонических областей. Расшифровке геологических структур на дне северных морей, включая выявление различного рода дизъюнктивных нарушений, в значительной мере способствовали материалы аэромагнитной съемки, осуществлявшейся экспедициями НИИГА в Полярном бассейне, а также результаты других советских и зарубежных геофизических исследований.

ПРИНЦИПЫ ПОСТРОЕНИЯ КАРТЫ

При составлении Тектонической карты Арктики и Субарктики (вклейка) в основу положен принцип изображения геоструктурных областей в зависимости от их генезиса, возраста и стадии формирования, т. е. историко-генетический принцип.

Структуры, показанные на карте, подразделяются на два генетических ряда — континентальный и океанический, — соответствующие «гранитному» и «базальтовому» путям развития (Белоусов, 1962). Кроме того, выделяется особая промежуточная группа структур — парагеосинклинальные впадины¹, — образующиеся на континентах, вероятно, на первых этапах процесса океанизации континентальных структур. Эти структуры являются промежуточными и по тектоническому режиму, переходному от платформенного к геосинклинальному.

Структуры континентального ряда являются результатом процесса развития геосинклиналей, превратившихся в складчатые системы, возраст которых определяется по времени проявления последней складчатости геосинклинального типа. Как известно, история развития геосинклиналей характеризуется длительностью и многоэтапностью. Каждый из этих этапов обладает своими особенностями тектонического режима, с характерными для него формационными комплексами, интенсивностью и направленностью тектонических движений, магматизмом и минерогенезом. Поэтому история развития геосинклиналей со времени ее заложения и до завершения может быть разделена на ряд этапов, находящихся в морфотектоническом выражении в структурных ярусах или подъярусах, отделенных друг от друга поверхностями региональных несогласий. Совокупность структурных ярусов в пределах той или иной складчатой системы образует более высокую тектоническую категорию — структурный комплекс.

Материалы, отраженные на карте, по мнению большинства ее авторов (геологов), в целом скорее всего свидетельствуют в пользу теории океанизации, т. е. развития земной коры от континентального типа к океаническому (Шейнман, 1959; Белоусов, 1962; Панов, 1963). В общем процессе океанизации структур континентального ряда выделяется несколько тектонических этапов, в течение которых формировались следующие геоструктурные области: а) парагеосинклинальные впадины (структуры переходного типа); б) зоны тектоно-магматической активизации (массовые излияния платобазальтов); в) океанические впадины; г) океанические желоба (грабены); д) срединно-океанические вулканоргии (хребты); е) современные геосинклинали — островные вулканотектонические поднятия (островные дуги) и океанические рвы.

Все категории и группы структур континентального ряда показаны на карте различной расцветкой, отображающей их возраст и период формирования, а оттенками — структурные ярусы, характеризующие этапы

¹ В значении, близком термину В. В. Белоусова «внутренние парагеосинклинали».

развития структуры. Это придает карте структурность. При изображении платформ, прогибов и впадин структурность подчеркивается, кроме того, изолиниями различных значений (изогипсы поверхностей фундаментов платформ и отдельных структурных комплексов, изопакиты древних структурных ярусов, стратоизогипсы по подошве вулканогенного комплекса сибирских траппов и т. п.). Соответствующими знаками показаны оси антиклинориев и синклинориев (местами и второго порядка). Для изображения линейно-прерывистых и прерывистых структур использованы внемасштабные условные знаки.

При изображении континентальных структур в пределах шельфа и на блоках континентальной коры в океане цветовая гамма сохраняется, но дается в виде разнообразной штриховки, придающей этим структурам более светлые тона, чем на суше. Океанические структуры выдержаны в голубовато-фиолетовой гамме цветов.

В настоящее время не установлены принципиальные отличия тектонических разломов, развитых в пределах океанов, от разрывных нарушений на континентах. Сказанное также относится и к интрузивным образованиям. Поэтому тектонические разломы и интрузии рассматриваются вне указанных генетических рядов структур, что отражено в легенде к тектонической карте, и их характеристика дана ниже, после описания континентальных и океанических структур.

Вулканогенные образования (лавы и туфы) в строении структурных ярусов принимают такое же участие, как осадочные толщи. Они выделены на карте разнообразным черным крапом, указывающим их состав, — кислый, средний, основной и смешанный. Особым крапом показаны мигматиты и интрузии сибирских траппов.

Структуры континентального ряда

Среди структур континентального ряда выделяются:

1. Докембрийские (в основном дорифейские) складчатые системы, пережившие этап постгеосинклинального развития и перешедшие в платформы, которые местами преобразовались в срединные массивы.

2. Палеозойские, мезозойские и кайнозойские складчатые системы, находящиеся на этапе постгеосинклинального развития.

3. Краевые и перикратонные прогибы.

Докембрийские складчатые системы обнажаются преимущественно в глубоком денудационном срезе Восточно-Европейской, Восточно-Сибирской и Северо-Американской платформ. Возраст платформ устанавливается по возрасту складчатого фундамента, т. е. по времени начала стабилизации платформенного режима. Становление платформ с гетерогенным фундаментом происходит длительное время; например, на Восточно-Сибирской платформе оно определяется как эпиархейско-протерозойское, местами эпирифейское. Структурные образования фундаментов древних платформ на карте выделяются в виде нерасчлененных структурных комплексов. Исключением является протерозойско-рифейский комплекс, который иногда подразделяется на протерозойский и рифейский структурные ярусы. Комплексы платформенного чехла расчленяются на структурные ярусы по поверхностям структурных несогласий и показываются на карте различными оттенками цвета данного комплекса с указанием времени их формирования.

Среди древнейших структурных образований платформ выделяются катархейско-архейский, архейско-протерозойский и протерозойский комплексы Балтийского и Гренландско-Канадского щитов, а также массивов Восточно-Шпицбергенского, Анабарского, Геральда и Шатского. Складчатый фундамент байкальского возраста обнажается в Северо-Байкальском нагорье, Енисейском кряже, Тимане, на полуострове Канин и на острове

Медвежий. На северо-востоке Гренландии, вероятно, этого же возраста складчатая система представлена каролинидами (Koch, 1961; Haller, Kulp, 1962).

Докембрийские структурные комплексы, кроме того, слагают срединные массивы, расположенные внутри более молодых складчатых систем и в глубоко размытых ядрах некоторых антиклинорий. К ним относятся архейско-протерозойские и отчасти рифейские структуры среди каледонид Норвегии и Восточной Гренландии, герцинид Урала, поздних герцинид Таймыра и Северной Земли, мезозой и альпид северо-востока Азии и Аляски. Байкалиды слагают глыбы древнего фундамента среди мезозой Северо-Востока СССР (остров Большой Ляховский), а также ядра отдельных антиклинорий в ранних герцинидах северо-восточной Гренландии и северного побережья Земли Элсмira.

В платформенных регионах, характеризующихся на последних этапах своего развития устойчивой тенденцией к погружению, складчатые системы образуют консолидированный фундамент, перекрытый мощным осадочным или вулканогенным чехлом преимущественно мезозойского и кайнозойского возраста. К такого рода геоструктурам относятся Западно-Сибирская платформа с ее рифейским (местами палеозойским и даже раннемезозойским) складчатым фундаментом, Баренцево-Карская платформа с протерозойско-рифейским фундаментом, а также большая часть эпирхейско-протерозойской платформы Эриа.

На Восточно-Сибирской, Восточно-Европейской и Северо-Американской платформах, имеющих на последних этапах развития тенденцию к воздыманию, чехол представлен сравнительно маломощными, в основном рифейскими и палеозойскими образованиями.

Палеозойские, мезозойские и кайнозойские складчатые системы, находящиеся на этапе постгеосинклинального развития, характеризуются чередованием процессов пенепленизации и горообразования. Послескладчатые движения образуют выраженные в рельефе сводовые поднятия, горсты, грабены и наложенные впадины. Стабилизация дифференцированных постгеосинклинальных движений, а иногда и последующее региональное погружение последокембрийских складчатых систем фиксирует их переход в молодые платформы. Время формирования структур постгеосинклинального периода развития складчатых систем определяется интервалом от последней складчатости геосинклинального типа до перехода складчатой системы в платформу. Для рассматриваемой группы складчатых систем выделяется единый постгеосинклинальный среднепалеозойско-кайнозойский комплекс, подразделяемый на четыре структурных яруса: среднепалеозойско-мезозойский, верхнемезозойский, мезозойско-кайнозойский и кайнозойский.

Среди складчатых систем рассматриваемой группы выделяются каледониды, герциниды, поздние герциниды, мезозойды и альпиды.

Каледониды — рифейско-девонский структурный комплекс. Выделяются два яруса: нижний — рифейско-силурийский (ранние каледониды) и верхний — девонский (поздние каледониды). Рифейско-силурийский структурный ярус развит в Британско-Норвежских каледонидах, которые (судя по геологическим и геофизическим данным) прослеживаются в глубь шельфа Баренцева моря к северной оконечности Новой Земли и далее на соединение с каледонидами Северной Земли. Ранние каледониды выделяются также в Восточной Гренландии (Koch, 1961) и на Шпицбергене, где формация Гекла-Хук была смята в складки во время новофрисландской фазы каледонского тектогенеза (Harland, 1961). По всей вероятности, раннекаледонские структуры слагают отдельные участки в доколе подводного Атлантическо-Арктического хребта. Об этом свидетельствуют находки осадочных и метаморфических пород на севере Исландско-Янмайенского хребта и на

банке Луизы Бойд (хребет Мона), сходных с рифейско-нижнепалеозойскими породами норвежских и шпицбергенских каледонид. По всей вероятности, система Северо-Атлантических каледонид не огибает выступ Лаврентия (как предполагает Штилле, 1964), располагающийся к востоку от Юго-Восточной Гренландии до Британских островов, а протягивается через этот регион в виде трех складчатых зон — Восточно-Гренландской, Атлантическо-Арктической и Британско-Норвежско-Баренцевоморской, — разделенных жесткими массивами в доколе океанических впадин.

Ранние каледониды слагают также складчатый пояс (зону) Корнуоллиса — Хейберга. К северу и югу от своего погружения под бассейн Свердруп эта зона выступает среди раннегерцинских сооружений. Появление ее связано с движением по системе субмеридиональных глубинных разломов, предопределивших очертания седиментационных бассейнов Ланкастера, Виктории и других, расположенных на севере Канадской платформы. Судя по геофизическим данным, а также материалам драгирования, можно предполагать, что складчатый пояс Корнуоллиса — Хейберга был значительно шире; вероятно, он продолжается далее на север и, пересекая Арктический бассейн, образует зону Канадско-Сибирских каледонид. В эту зону входят хребты Ломоносова, Менделеева и плоскогорье Север, виргация которых, очевидно, обусловлена конфигурацией жестких глыб в доколе океанических впадин Толля, Макарова и Бофорта. Не исключена возможность, что Канадско-Сибирские каледониды по простиранию сменяются рифейским и ниже-среднепалеозойским структурными ярусами мезозой Новосибирских островов, а также рифейско-нижнепалеозойским ярусом Анадыро-Сьюрдского массива, хребта Брукса и восточной части рокид Аляски и Северо-Западной Канады.

Поздние каледониды (девонский структурный ярус) характеризуются структурами верхней части каледонского комплекса Восточной Гренландии, Шпицбергена (свальбардские структуры, по Харланду) и юго-запада Норвегии (Geology of Norway, 1960; Наливкин, 1963).

Герциниды — рифейско-верхнепалеозойский структурный ярус. Наиболее полно этот ярус выражен в Урало-Новоземельской складчатой области, разделяющей Восточно-Европейскую и Западно-Сибирскую платформы. Данная область состоит из двух складчатых систем: Уральской и Пайхойско-Новоземельской, в которых выделяются три структурных яруса — рифейско-нижнепалеозойский, ниже-среднепалеозойский и средне-верхнепалеозойский.

Более ранние герциниды, представленные ниже-среднепалеозойским структурным ярусом, слагают Иннуитскую складчатую систему. Она протягивается от Земли Пири на Канадский архипелаг, где образует две ветви: южную — Франклина — Парри и северную — Элсмira — Бофорта, окаймляющие жесткий массив бассейна Свердруп (Berthelsen, 1961). Иннуитская складчатая система располагается вкрест простирания каледонид Корнуоллиса — Хейберга и Восточной Гренландии, а также, вероятно, системе субмеридиональных седиментационных бассейнов Северо-Американской платформы. Формирование Иннуитской складчатой системы, очевидно, знаменует значительную перестройку тектонического плана этой части Арктики.

Поздние герциниды — палеозойско-нижнемезозойский структурный комплекс — развиты в пределах Таймыро-Североземельской складчатой системы. Структурный комплекс состоит из трех структурных ярусов — ниже-среднепалеозойского, верхнепалеозойского и нижнемезозойского. Его формирование закончилось в верхнем триасе, что фиксируется резким угловым несогласием (на востоке Таймыра) между отложениями триаса и постгеосинклинальными образованиями юры — мела. Продолжение поздних герцинид Таймыро-Североземельской области, возможно, при дальнейших исследо-

ваниях будет прослежено по простирацию в северной части шельфа морей Лаптевых и Восточно-Сибирского — параллельно герцинидам складчатой зоны Элсмита—Бофорта.

Мезозойды — рифейско-мезозойский структурный комплекс, развитый на Северо-Востоке СССР и северо-западе Американского континента, расчленяется на четыре яруса: рифейский, нижне-среднепалеозойский, верхнепалеозойско-мезозойский и верхнемезозойский. Он слагает Верхояно-Чукотскую складчатую систему, отдельные зоны которой продолжаются на восток в мезозойды хребта Брукса и Кордильер. Пространственное положение и ориентировка мезозойд теснейшим образом связаны с конфигурацией Колымского, Омолонского, Анадыро-Сьюрдского и других срединных и остаточных массивов. Мезозойды сформировались как складчатые системы в середине нижнего мела и позднее в Верхоянье — в начале верхнего мела, а на Аляске — в конце мела.

В области развития мезозойд, в отличие от более древних складчатых систем, широкое развитие имеют постгеосинклинальные мезозойско-кайнозойские и кайнозойские структурные ярусы, среди которых большое значение имеют магматические образования: апт-альбские, верхнемеловые и палеогеновые гранитоиды и эффузивы, образующие Охотско-Чукотский вулканический пояс. Верхнемезозойские эффузивы, являющиеся северным звеном Восточно-Азиатского вулканического пояса, слагают своеобразную зону сочленения структур Верхояно-Чукотских мезозойд и Корякско-Камчатских кайнозойд, связанную с длительно развивавшимися мезозойско-кайнозойскими трансрегиональными разломами, фиксируемыми по геофизическим данным, а также полями эффузивов и интрузивных образований.

Альпиды — рифейско-кайнозойский структурный комплекс состоит из шести структурных ярусов, слагающих Корякско-Камчатскую и Южно-Аляскинскую складчатые системы, соединяющиеся вдоль южной периферии Беринговоморского шельфа. Это северные звенья альпид, образующих внутреннюю зону Тихоокеанского подвижного пояса на границе между мезозойдами и современными океаническими впадинами. Тектогенез в этой зоне особенно интенсивно проявился на юге Аляски и достиг своей кульминации в предпалеогеновое время, когда сформировался четвертый — верхнемезозойский — структурный ярус и закончился в основном в конце неогена, что зафиксировано пятым — палеоген-неогеновым структурным ярусом. Шестой — плиоцен-четвертичный — ярус является по своему режиму постгеосинклинальным. В Корякско-Камчатской складчатой системе к шестому структурному ярусу приурочены постгеосинклинальные излияния плиоцен-раннеплейстоценовых базальтов и андезитов, образующих самостоятельный вулканогенный пояс, располагающийся, в основном, по границе альпид и современной Камчатско-Курильской геосинклинальной зоны.

Краевые и перикратонные прогибы выражены структурными ярусами, слагающими периферические зоны складчатых областей, не подвергшихся инверсии геотектонических условий. К этой же группе геоструктур отнесены собственно краевые прогибы, а также передовые, предгорные и межгорные прогибы.

На карте выделены реликты Ладожского и Онежского межгорных прогибов (протерозойских — поздне-послекарельских), находящиеся на южной периферии Балтийского щита, рифейско-нижнекембрийский Кольский прогиб, рифейско-среднепалеозойские перикратонные опускания Пир и Элсмита—Девона, верхнепалеозойско-нижнемезозойский Предуральско-Предновоземельский передовой прогиб герцинид, верхнемезозойские (юрско-меловые), Предверхоянский (передовой) и Предтаймырский

(предгорный) прогибы. Наиболее молодыми — позднекайнозойскими — являются предгорные впадины — прогибы Южно-Аляскинских альпид — Якутат и Шелихова.

Парагеосинклинальные впадины — крупные внутриконтинентальные опускания изометрической формы, приуроченные к древним срединным массивам. Погружение их начинается одновременно с прилегающими геосинклиналями и сильно активизируется в процессе поднятия окружающих складчатых систем. Характерны сравнительно большие мощности полого залегающих толщ, а также проявления линейно-прерывистой складчатости и диапиризма. Наиболее типичными парагеосинклинальными впадинами являются бассейн Свердрупа (Thorteinsson, Tozer, 1961), обрамленный герцинскими сооружениями Иннуитской складчатой системы, а также впадины, заложенные на срединном Колымском и остаточном Омолонском массивах. Близкое строение имеют парагеосинклинальные впадины: Восточно-Сибирская и моря Лаптевых. К области развития мезозойд приурочены также Северо-Аляскинская и Анадыро-Сьюрдская впадины.

Структуры океанического ряда

Зоны тектоно-магматической активизации — области излияния (мезозойско-кайнозойские) существенно континентальных эффузивов в основном платобазальтов, проявившихся на огромных территориях, которые впоследствии в большей своей части погрузились на дно океана. На этом этапе океанизации все более активизирующийся процесс прогибания и растяжения земной коры приводит к компенсации самого прогиба за счет периодических излияний субцелочных базальтов, изливавшихся в Арктике еще в нижнем мелу (север Баренцева моря), но исключительно широкое распространение получил в палеогене, на что обратил внимание Харланд (Harland, 1961), поставивший это явление в один ряд с последующим — заключительным актом альпийского тектогенеза.

На Тектонической карте Арктики и Субарктики выделен «Трансарктический платобазальтовый пояс», состоящий из многочисленных изолированных полей эффузивов, сохранившихся на различных (по возрасту и происхождению) более древних структурах Гренландского щита, платформ Эриа, Северо-Атлантических каледонидах, мезозойдах и на расположенных внутри них срединных массивах. На Северо-Востоке СССР платобазальты слагают верхний (палеогеновый) ярус Охотско-Чукотского вулканогенного пояса (Сперанская, 1962; Гельман, Белый, 1963). Трансарктический платобазальтовый пояс указывает на широкую структурную связь, существовавшую между подвижными поясами Атлантики и Тихого океана накануне завершающего цикла альпийского тектогенеза.

Океанические впадины рассматриваются как области наиболее широкого активного проявления процесса океанизации, приводящих к полному перерождению (Белоусов, 1962) или, быть может, как это считает Г. Д. Афанасьев (1963), просто к глубокому погружению структур, сформировавшихся ранее на коре так называемого континентального типа. На тектонической карте океанические впадины выделяются в Северной Атлантике, Норвежско-Гренландском и Арктическом бассейнах (впадины Нансена и Амундсена), а также в Беринговом море (Западно- и Восточно-Беринговская впадины). Океанические впадины являются не только результатом главного этапа океанизации, но и ареной дальнейших, весьма активных проявлений этого процесса, выражающихся в повышенной сейсмичности всего океанического дна и региональном подводном вулканизме. Эти проявления процесса океанизации создают тектоно-магматические неоструктуры (морфоструктуры), которые либо

прямо выражены в современном рельефе, либо (на относительно стабилизовавшихся участках) в той или иной мере захоронены под неравномерным слоем донных осадков и проявляются сейсмичностью этих зон.

Океанические впадины Арктики и Субарктики образовались на древних жестких массивах — заключение, тождественное по сути дела с концепцией обрушения («Umbbruch»), неоднократно высказанной Штилле. Эти массивы начали прогибаться еще в субконтинентальных условиях в качестве парагеосинклиналей, которые прежде чем обрушились и стали дном океана, пережили этап тектоно-магматической активности.

Океанические желоба (грабены) — морфоструктуры, возникающие в связи с дифференцированными движениями по разломам, рассекающим дно новообразованных океанических впадин. Образование желобов сопровождается короткофокусными землетрясениями и андезитово-базальтовым вулканизмом. Желоба возникли в процессе активизации тектонических движений в древних складчатых системах, и в настоящее время приурочены к наиболее океанизированной — Атлантическо-Арктической — провинции Северного Ледовитого океана. К ним относятся желоба Гренландско-Исландский, Фареро-Шотландский и Лены. К этому же типу морфоструктур геологически еще совсем недавно относился Центральный грабен Исландии.

Срединно-океанические вулканории — приосевые вулканогенные зоны срединно-океанических хребтов. Это вулканические сооружения, сформировавшиеся на каледонидах, погруженных в Атлантический океан и Норвежско-Гренландский бассейн. Одним из звеньев Атлантическо-Арктического вулканоория является Центральный грабен Исландии, на примере которого наглядно видно возникновение вулканоория из океанического желоба за счет свойственной, видимо, только океаническому дну вулканической инверсии рельефа. К северу от Исландии в составных звеньях Атлантическо-Арктического вулканоория — хребтах Исландско-Ян-Майенском и Мона — подняты в большом количестве обломки горных пород вулканического происхождения. Это в основном палагонитовые базальты, андезиты и долериты, а также тефры (слабо сцементированный туффит) — породы, отвечающие палагонитовой формации («муберг»), слагающей плиоцен-антропогеновые вулканические сооружения сейсмически активного Центрального грабена Исландии.

Таким образом, это указывает на его единство с рифтовой зоной срединно-океанического хребта, о чем ранее можно было догадываться на основе только общих морфоструктурных данных (О. Делл, 1962; Муратов, 1963; Хейзен, 1963).

В настоящее время Центральный грабен Исландии, который с конца плиоцена является зоной опускания, компенсированного вулканическими извержениями, представляет собой вулканическое нагорье, возвышающееся над более древними (палеоген-миоценовыми) платобазальтами Западной и Восточной Исландии, которые являются, как уже указывалось выше, продуктами более раннего этапа океанизации.

Специфика неовулканизма Исландии заключается, как известно, в том, что преобладающим типом вулканических аппаратов здесь являются мелкие кратеры, вытянутые в ряды, субпараллельные оси Центрального грабена. Местами такие ряды кратеров, переходящие по простиранию в зияющие трещины (гьяры), которые, возможно, являются эмбриональными формами рифтовых трещин, выявленных в последние годы в осевых частях срединно-океанических вулканориев. По данным Я. Я. Гаккеля и В. М. Литвина, рифтовые образования глубиной до 2—3 км и шириной до 20—30 км присутствуют также и в вулканоориях Норвежско-Гренландского и Арктического бассейнов. Сюда относятся, кроме упомянутых выше вулканориев Исландско-Ян-Майенского и Мона, вулканории Книповича (к западу от Шпицбергена) и Арктический,

которые устанавливаются советскими и американскими исследователями (Heezen, Ewing, 1961; Деменичкая и др., 1962), а также и В. М. Литвиным по совокупности батиметрических, геофизических и других данных.

К современным геосинклиналям относятся островные вулканотектонические поднятия (островные дуги) и океанические рвы. Первые представляют собой существенно андезитовые сооружения, сопровождаемые региональными пологими надвигами (континента на океан) и обычно глубокофокусными (до 600—700 км) землетрясениями. Островные дуги отделяют область развития типично океанического — оливин-базальтового вулканизма Тихого океана от существенно андезитового новейшего вулканизма, свойственного восточной периферии Азии и ее окраинным морям. С вулканотектоническими поднятиями сопряжены повторяющиеся их внешние очертания океанические рвы, вместе с которыми они образуют современные геосинклинали — Алеутскую и Курило-Камчатскую. По исследованиям последних лет в обеих геосинклиналях намечается присутствие складчатого фундамента, к которому в Алеутской геосинклинале относится верхнепалеозойско-мезозойский ярус, вероятно связанный со структурой мезозойских, а в Курило-Камчатской дуге — более молодые альпийские образования.

Разрывные нарушения и интрузивные образования

Разрывные нарушения в зависимости от их протяженности, глубины заложения, длительности развития и структурного положения разделены на две крупные группы: глубинные и поверхностные, подразделяющиеся, в свою очередь, на разломы геосинклинальных, постгеосинклинальных и платформенных этапов развития. Примером глубинных разломов, функционировавших во время геосинклинальных этапов развития, служит разлом в осевой части Урала, разделявший мио- и эвгеосинклинальную зоны, который трассируется цепью разнообразных интрузий. Одним из глубинных разломов, связанных с платформенными этапами развития, является Удзинский разлом между Анабарским и Оленёкским поднятиями. К нему приурочены палеозойские щелочные интрузии и раннемезозойские кимберлитовые трубки.

Некоторые глубинные разломы резко выделяются своими размерами, как например, зона разрывных нарушений, предопределившая существование Срединно-Атлантического и Срединно-Арктического вулканориев и, возможно, продолжающаяся в структуре Верхоянско-Колымского региона. Не исключено, что эта зона простирается дальше на восток, проявляясь в виде поперечных разломов Камчатки, и обуславливает образование Алеутской островной дуги и других структур за пределами рассматриваемой территории. Крупный региональный разлом прослеживается от Енисейского кряжа в субмеридиональном направлении до желоба Святой Анны и далее по этому желобу, по-видимому, проходит через Северный полюс в Канаду. Некоторые глубинные разломы проявили себя как зоны гигантских сдвигов (Грейт Глен, Де-Геера и др.), другие же, в связи с процессом образования океанических впадин, нашли свое яркое выражение в рельефе (морфодизъюнктивы). Последние предопределили существование самых крупных на Земле континентальных склонов.

Особо выделяются на карте рифтовые образования срединно-океанических вулканориев и гьяры — в Центральном грабене Исландии и в бассейне Нансена—Амундсена, а также зоны погребенных глубинных разломов, развитых преимущественно на шельфах.

Магматические образования разделены на две категории: интрузивные и вулканогенные. Среди первых выделено 11 возрастных групп (от архейской до позднекайнозойской включительно).

Внедрившиеся тела разделены по составу пород на пять типов: массивы нерасчлененных кислых и средних пород, основных пород, ультраосновных пород, нерасчлененных базитов, ультрабазитов и щелочных пород. Принадлежность интрузий к определенной возрастной группе и петрохимическому типу для суши показана оттенками различных цветов, что в сочетании с соответствующими индексами указывает на связь интрузивных тел с тем или иным тектоническим этапом. Присутствие интрузий под морскими водами с известной долей вероятности устанавливается лишь для гранитоидов, которые на карте отмечены особым знаком.

Анализ тектонической карты Арктики и Субарктики позволяет наметить основные соотношения между геотектоническими областями Евразийского и Северо-Американского континентов, выявить в общих чертах пространственные и, вероятно, генетические связи между Атлантическим и Восточно-Азиатским вулканическими поясами, а также установить миграцию геосинклиналей от Атлантического к Тихоокеанскому сегменту Земли. Эти главные проблемы, возникшие при предварительном анализе тектонической карты, требуют своего разрешения в ближайшем будущем. Успешному решению их будет способствовать сравнительный анализ геотектонического строения Полярных областей Земли — Арктики и Антарктики, — обладающих как общими чертами, так и определенными различиями в истории развития и направленности тектонических движений. Вероятно, будет весьма полезным обсудить эти вопросы на Международном симпозиуме, посвященном тектонике и неотектонике Полярных областей Земли, который целесообразно созвать в ближайшее время.

ЛИТЕРАТУРА

- Архангельский А. Д. Геологическое строение и геологическая история СССР. Госгеолгиздат, 1947.
- Атласов И. П., Бондарев В. И., Вакар В. А. и др. Очерк тектонического строения центрального сектора Советской Арктики. — Труды НИИ геологии Арктики, т. 143. Госгеолгиздат, 1963.
- Афанасьев Г. Д. Геолого-петрографические предпосылки представлений о строении и развитии земной коры. (Тезисы докладов теор. конф. филос. семинаров АН СССР.) М., 1963.
- Белоусов В. В. Основные вопросы геотектоники. Изд. 2-е. Госгеолгиздат, 1962.
- Вашилов Ю. Я. Глубинные разломы юга Яно-Колымской складчатой зоны и Охотско-Чайнского вулканического пояса и их роль в образовании гранитных интрузий и формировании структур (по геофизическим данным). — Сов. геология, 1963, № 4.
- Гельман М. Л., Белый В. Ф. Петрохимические особенности меловых и раннепалеогеновых эффузивов северо-западной Чукотки. — В кн.: Петрохимические особенности молодого вулканизма. М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Геология Советской Арктики. — Труды Института геологии Арктики, т. 81, 1957.
- Деменицкая Р. М., Карасик А. М., Киселев Г. Г. Итоги изучения геологического строения земной коры в Центральной Арктике геофизическими методами. — Проблемы Арктики и Антарктики, вып. 11, 1962.
- Егiazаров Б. Х. Геологическое строение архипелага Северная Земля. — Труды Ин-та геологии Арктики, т. 94, Л., 1959.
- Егiazаров Б. Х. Основные черты геологического строения Корякского нагорья. — Труды Ин-та геологии Арктики, сб. статей. М., 1963.
- Ирдли А. Дж. История геологических знаний о происхождении Арктического бассейна. Геология Арктики. Доклады на 1 Международном симпозиуме по геологии Арктики. Перевод с английского. М., изд-во «Мир», 1964.
- Кленова М. В. Геология Баренцева моря. М., Изд-во АН СССР, 1960.
- Красильников А. М. Новые данные по геологии северной части архипелага Шпицбергена. — Тезисы докл. Конф. по геол. архип. Шпицберген, 26—28 марта 1964 г. Инст. геол. Арктики. Л., 1964.
- Матвеев В. Т., Шаталов Е. Т. Разрывные нарушения, магматизм и оруденение Северо-Востока СССР. М., Изд-во АН СССР, 1958.
- Мартин А. Дж. Тектоническое строение Северной Канады. Геология Арктики. Доклады на 1 Международном симпозиуме по геологии Арктики. Перевод с английского. М., изд-во «Мир», 1964.

- Миллер Д., Пейн Т., Грик Дж. Геология нефтегазоносных провинций Аляски. Перев. с англ. М., ИЛ, 1961.
- Муратов М. В. О тектоническом строении и положении Исландии. — Сб.: Проблемы геологии на XXI сессии Международного геологического конгресса АН СССР. М., 1963.
- Наливкин В. Д. Каледониды Западной Норвегии. — Сб.: Проблемы геологии на XXI сессии Международного геологического конгресса. М., Изд-во АН СССР, 1963.
- О'Делл Э. Скандинавия. М., ИЛ, 1962.
- Павловский Е. В. Геологическая история нагорий Шотландии в докембрии и нижнем палеозое и роль глубинных разломов. — Изв. АН СССР, сер. геол., 1958, № 7.
- Панов Д. Г. Морфология дна Мирового океана. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1963.
- Пейве А. В. Общая характеристика, классификация и пространственное расположение глубинных разломов. Статья 1. Изв. АН СССР, сер. геол., 1956, № 1.
- Пейве А. В. Связь осадконакопления, складчатости, магматизма и минеральных месторождений с глубинными разломами. Главнейшие типы глубинных разломов. Статья 2. Изв. АН СССР, сер. геол., 1956, № 3.
- Паттерсон Дж. Р. и Стори Т. П. Каледонские движения в Западной Канаде. Перев. с англ. Труды XXI сессии МГК, вып. II, М., ИЛ, 1963.
- Пушаровский Ю. М. Некоторые общие проблемы тектоники Арктики. — Изв. АН СССР, сер. геол., 1960, № 9.
- Сакс В. Н. Некоторые соображения о геологической истории Арктики. — Проблемы Севера, 1958, вып. 1.
- Сакс В. Н., Белов Н. А., Лапина Н. Н. Современные представления о геологии центральной Арктики. — «Природа», 1955, № 7.
- Сперанская И. М. Кайнозойская формация платобазальтов северного побережья Охотского моря. — Геология и геофизика, 1962, № 2.
- Сперанская И. М. К вопросу о стратиграфическом расчленении меловых вулканических формаций юго-западной части Охотско-Чукотского пояса. — Материалы по геол. и полезн. ископ. Северо-Востока СССР, вып. 16, 1963.
- Тектоническая карта Арктики м-ба 1 : 10 000 000 под редакцией Ю. М. Пушаровского. М., ГИН АН СССР, 1963.
- Тектоническая карта СССР и сопредельных стран м-ба 1 : 5 000 000 под главной редакцией Н. С. Шатского. Госгеолтехиздат, 1956.
- Удинцев Г. В. Рельеф дна и тектоника западной части Тихого океана. — В кн.: Доклады советских геологов на XXI сессии Международного геологического конгресса. Проблема 10. Морская геология. М., Изд-во АН СССР, 1960.
- Хайн В. Е. Глубинные разломы: основные признаки, принципы классификации и значение в развитии земной коры (исторический обзор). — Геол. и разв., 1963, № 3.
- Хейзен Б. К. Рифтовая долина на дне океана. — Океанология, 1963, т. III, вып. 1.
- Хольтедаль У. Геология Норвегии, т. 1. М., ИЛ, 1957.
- Шейнманн Ю. М. Платформы, складчатые пояса и развитие структур Земли. — Труды ВНИИ, 1. Магадан, 1959.
- Штилле Г. Избранные труды. М., ИЛ, 1964.
- Be rthelsen A. Canada — Grenland en geologisk Sammenligning. Medd. fra Dansk Geologisk Forening, Bing 14, N. 14 Kobenhavn, 1961.
- Circum-Arctic Tectonic Elements Shell Oil Company of Canada Limited 1959.
- Haller F., Kulp F. Absolute Age determinations in East Greenland. — Medd. im Grnl., Bd. 171, Nr. 1, 1962.
- Harland W. B. An outline of structural History of Spitsbergen. Geology of the Arctic, vol. I. University of Toronto Press, 1961.
- Heezen B. C., Ewing M. The Mid-Oceanic Ridge and its Extension through the Arctic Basin. Geology of the Arctic. Univ. of Toronto press, vol. I, 1961.
- Geology of Norway. Editor Høltedahl et al. Norges geologiske undersøkelse, Nr. 208, Oslo, 1960.
- Koch L. Precambrian and Early Palaeozoic structural Elements and Sedimentation; North and East Greenland. Geology of the Arctic. Univ. of Toronto Press, vol. I, 1961.
- Munck S. and Nøe-Nygaard A. Age Determinations of the various Stages of the Tertiary Volcanism in the West Greenland basalt Province. — Vulcanologia del Cenozoico, t. I, Session I, Congress Geol. Intern., XX session, 1956. Mexico, 1957.
- Ostenson N. A. Geophysical Investigations of the Arctic Ocean Basin, University of Wisconsin, Geoph. Polar Res. Center, Res. Rep., Series, № 4, 1962.
- Thorsteinsson R. and Tozer E. Summary Account of structural History of the Canadian Arctic Archipelago since Precambrian Time. — Geol. Surv. of Canada, Paper 60—7, 1960.

А. Л. Яншин

ТЕКТОНИЧЕСКАЯ КАРТА ЕВРАЗИИ

Те или иные тектонические схемы, обычно дополняющие геологические карты или иллюстрирующие текст статей и монографий, составляются и публикуются с очень давних пор, но специальные тектонические карты отдельных стран и материков начали появляться только в последние 20 лет. Их составление стало возможным после резкого увеличения объемов глубокого бурения и геофизических исследований на платформах, а также после детального изучения морфологии и истории развития структуры многих складчатых областей.

В СССР первая тектоническая карта всей страны в масштабе 1 : 4 000 000, составленная под руководством академика Н. С. Шатского, была издана в 1952 г., а вторая в масштабе 1 : 5 000 000 под редакцией Н. С. Шатского, Н. А. Беляевского, А. А. Богданова и М. В. Муратова — в 1956 г. После обсуждения второй тектонической карты СССР на XX сессии Международного геологического конгресса в Мексике было решено приступить к составлению Тектонической карты Мира, и с этой целью была организована Подкомиссия при Комиссии по Геологической карте Мира. Первым результатом работ Подкомиссии является доложенная на XXI сессии Конгресса в Копенгагене, а сейчас уже изданная Международная тектоническая карта Европы в масштабе 1 : 2 500 000. Успешно развернулась работа по составлению тектонических карт ряда других материков.

Картографические обобщения материалов по тектонике обширных областей земной коры имеют сейчас исключительно большое теоретическое значение. В области тектоники, как и в других областях геологии, существует много положений, правильность которых должна быть проверена на новом огромном фактическом материале. Многие наши тектонические представления были разработаны на материалах Европы и Северной Америки и недостаточно учитывают новые данные по другим континентам. Анализ этих данных, неизбежный при составлении тектонических карт различных континентов, должен помочь нам понять общие закономерности строения и развития земной коры.

Европа представляет собой лишь западный выступ наиболее обширного материка нашей планеты. Строение восточных окраин Азии резко отлично от строения Европы. Поэтому представляло большой интерес составить тектоническую карту всей Евразии. Поскольку международная работа над такой картой пока не была организована, за составление ее взялся коллектив Геологического института Академии наук СССР. Работой руководила редакционная коллегия в составе А. Л. Яншина (главный редактор), Ю. М. Пушаровского (заместитель главного редактора), Н. С. Зайцева, М. В. Муратова, А. В. Пейве, Г. Б. Удинцева и Н. П. Херакова. К составлению тектонической карты Евразии были привлечены геологи ряда учреждений. Перечень авторов карты дан на врезке в ее нижнем левом углу.

Работа по составлению карты производилась с 1958 по 1963 г. Для территории СССР учтены все новейшие материалы глубокого бурения, геофизических работ и геологических съемок.

В основу изображения тектоники Европы была положена Международная тектоническая карта этого материка в масштабе 1 : 2 500 000. Однако в нее был внесен ряд редакционных изменений для структуры поверхности фундамента Восточно-Европейской платформы, проведения ее юго-западной границы, изображения Тимана, внутренней структуры Балтийского щита, оценки возраста складчатости Армориканского, Центрально-Французского и Чешского массивов и ряда других вопросов.

Тектоника территории Китая изображена по опубликованным на 1962 г. данным, перечень которых указан на карте.

Карта Евразии составлена в масштабе 1 : 5 000 000 в азимутальной равновеликой проекции Ламберта.

В основу тектонического районирования Евразии при составлении карты был положен принцип расчленения территории по возрасту главной складчатости, заканчивающей геосинклинальное развитие. Этот принцип, намеченный еще в работах М. Бертрана, Э. Зюсса и Э. Аргана, потом с успехом был развит А. Д. Архангельским и особенно Н. С. Шатским при составлении тектонических карт СССР и Европы. Для карт мелкого масштаба, охватывающих обширные территории, он, несомненно, является наилучшим. Сейчас этот принцип даже более обоснован, чем в 1933 г., когда А. Д. Архангельский и Н. С. Шатский применили его для составления первого наброска тектонической схемы СССР. За прошедшие с тех пор более 30 лет собрано много фактов, которые позволяют утверждать, что структура земной коры развивается направленно и характер тектонических процессов в истории Земли необратимо изменяется. Поэтому геосинклинали разных эр и складчатые сооружения, возникшие в разные эпохи, существенно отличаются друг от друга. Конечно, и разновозрастные складчатые сооружения достаточно резко различаются между собой в зависимости от истории своего развития, структурного положения и ряда других причин. Однако эти пространственные различия не мешают нам устанавливать общие для всей земной коры различия одновременных тектонических процессов, которые в значительной мере определяют распределение полезных ископаемых. Надо сказать, что и платформенный чехол в структурном отношении развивается различно, в зависимости от возраста складчатого основания. Поэтому, принимая принцип тектонического районирования по времени завершающей геосинклинальное развитие складчатости, мы не только придаем карте определенную историчность и сохраняем возможность изображать на ней крупные этапы формирования современной структуры земной коры, но и сразу сообщаем некоторую характеристику ее различных областей в отношении ассоциаций горных пород, морфологии структур, магматизма и металлогении.

Внутри областей складчатости определенного возраста на карте выделены выступы более древних складчатых структур или же платформенного основания геосинклиналей и различные структурные ярусы геосинклинальных формаций. Вопрос о выделении этих ярусов очень сложен и для ряда конкретных случаев спорен, потому что любые их границы, установленные по перерывам, несогласиям или смене ассоциаций горных пород, обычно не прослеживаются в пределах целой складчатой системы, а если и прослеживаются, то никогда не бывают строго одновременными. Однако, используя главным образом метод формационного анализа, такие ярусы, а иногда и подъярусы, выделить можно. Изображение их на карте позволяет показать стадийность в развитии геосинклинальных областей, а также крупные антиклинории и синклинории, поднятые и опущенные блоки и т. д.

Допалеозойские складчатые сооружения, выходящие в пределах поднятий на древних платформах, разделены на карте по возрасту на четыре группы. За основу их расчленения принята лучше изученная история тектонического развития Балтийского щита. Во-первых, выделены саамиды и близкие им по возрасту зоны древнейших складчатостей с возрастом более 2200 миллионов лет. В Индии с саамидами Балтийского щита сопоставлен наиболее древний дарварский складчатый комплекс. Вторую группу составляют беломориды и близкие им по возрасту зоны складчатости с возрастом от 1900 до 2200 миллионов лет. В третью выделены карелиды и более или менее синхронные им складчатые сооружения с возрастом от 1500 до 1900 миллионов лет. В Индии с карелидами сопоставлен Восточногатынский складчатый комплекс. Отдельно пришлось выделить четвертый сатпурский комплекс севера Декана, возраст которого, несомненно, моложе карелид.

Вдоль северо-восточной окраины Русской платформы, на значительном протяжении периферии Сибирской платформы, в широтной полосе от восточной окраины Тянь-Шаня до окрестностей Пекина, на Корейском полуострове, к северо-западу от Араваллийских гор в Индии и во внутренних частях Аравии различными оттенками темно-серого цвета показаны зоны байкальской складчатости. К ним отнесены складчатые сооружения, возникшие в конце докембрия, а иногда продолжавшие формироваться в самом начале кембрия. В Траванкоре и на юго-западе Цейлона складчатость этого возраста выделена условно на основании находок в прибрежных россыпях ториевых минералов с возрастом от 500 до 900 миллионов лет.

Большие трудности возникали при разделении по возрасту палеозойских складчатых сооружений. В Европе каледониды и герциниды четко отделены друг от друга как по времени образования, так и в пространстве. Иное дело в Азии. Там каледониды очень часто представляют собой ядра более древней стабилизации внутри герцинид, как бы начальные этапы единого процесса палеозойского складкообразования. При этом возраст их меняется в очень широких пределах, а критерий их отделения от герцинид далеко не всегда бесспорен. Возраст гранитного магматизма таким критерием служить не может, ибо в каледонидах Азии всегда встречается большое количество герцинских интрузий. Степень дислоцированности средне- и верхнепалеозойских отложений также не может быть принята за такой критерий, потому что она очень плавно изменяется в пределах единых по предшествующей истории развития структурных зон.

Нами за основу разделения по возрасту палеозойских складчатых сооружений принят формационный характер девонских отложений. Те складчатые области и зоны, в пределах которых девон целиком или в значительной своей части представлен континентальными красноцветными или красноцветно-эффузивными формациями, отнесены к каледонидам, а те, в пределах которых девонские отложения имеют морской геосинклинальный характер, даже если они залегают с несогласием на силуре и на более древних отложениях, отнесены к герцинидам.

Выделенные, таким образом, каледониды разделены еще на ранние и поздние. Геосинклинальный разрез первых, как правило, кончается средним кембрием; у вторых он охватывает весь ордовик, а во многих случаях и значительную часть силура.

Верхнепалеозойские складчатые сооружения Евразии также не однообразны. Наиболее древние из них — широтные герциниды Европы. В них геосинклинальный разрез кончается нижним карбоном, краевые прогибы формировались в течение среднего и верхнего карбона, а покрывающий платформенный чехол начинается с нижней перми. Более молодыми являются уралиды, у которых геосинклинальный разрез кончается средним карбоном, краевые прогибы начали формироваться в верхнем карбоне, а платформенный чехол — только во второй половине среднего

триаса. Еще более молодыми следует считать некоторые герциниды северо-востока Китая, где геосинклинальными формациями представлен не только весь карбон, но и значительная часть перми. Наконец, внутри герцинской складчатой области есть отдельные межгорные прогибы, в которых непрерывное осадконакопление продолжалось до начала верхнего триаса, а интенсивная складчатость произошла в норийский век. Таков Мангышлак на восточном берегу Каспийского моря. Однако практически разделить герциниды на отдельные возрастные группы оказалось очень трудно, и на карте они показаны нерасчлененными.

Мезозойские зоны складчатости востока Азии развились из геосинклиналей, которые заложились в среднем или верхнем карбоне, частью на древних докембрийских платформах или похожих на них структурных образованиях, частью на складчатых сооружениях более ранних эпох палеозоя. Заложившись в разные эпохи верхнего палеозоя, они имели и разную длительность развития. Мезозойды Северо-Тибетской ветви и Индокитая, складчатость которых происходила в конце триаса или в конце лейаса, выделены особыми оттенками зеленого цвета и особыми индексами. Это — ранние мезозойды, или индосиниды. Поздними мезозойдами мы называем такие, складчатость которых происходила от конца юры до конца мела. Они развиты частью на юге Тибета, а главным образом на северо-востоке Азии.

Среди кайнозойских складчатых сооружений выделены альпийские, или средиземноморские, и камчатские, или тихоокеанские. В пределах тех и других имеются участки несколько различного возраста, но в целом области альпийской складчатости древнее, чем области тихоокеанской складчатости. Последние сейчас проходят примерно те стадии тектонического развития, которые для альпид были характерны в начале миоцена.

Платформенный чехол на байкальском складчатом фундаменте показан различными оттенками розового или буровато-красного цвета, на байкальском складчатом основании — лиловым цветом и на палеозойском складчатом основании — серым. Глубина залегания складчатого фундамента изображена оттенками перечисленных выше цветов. На древней Русской платформе, в приподнятых частях Сибирской платформы, на северо-западе Африки, в Печорской синеклизе эпибайкальской платформы и на большинстве молодых платформ с палеозойским складчатым основанием данные бурения и геофизики позволили провести изолинии глубин залегания фундамента через 1000 м, а в ряде случаев и через 500 м. Однако для погруженных частей Сибирской платформы, для северо-востока Африканско-Аравийской платформы, для Индийской платформы и платформ Китая таких данных было недостаточно. Здесь оттенки розового цвета отвечают не глубинам залегания фундамента, а определенным структурным комплексам осадочного чехла, начиная с рифейско-нижнепалеозойского и кончая неоген-четвертичным.

Для изображения поздних этапов развития структуры платформ использованы стратозиогипсы по разным горизонтам, а в некоторых случаях — линии изопакит.

Особыми условными знаками изображены структуры, которые не могут быть отнесены ни к группе геосинклинальных, ни к группе платформенных. Это прежде всего впадины, развивавшиеся в среднем и верхнем палеозое в областях каледонской и отчасти в областях байкальской складчатости. Они представляют собой совершенно специфические структурные образования, не повторявшиеся в другие эпохи развития земной коры. Во-вторых, это развивавшиеся преимущественно в континентальных условиях глубокие наложенные мезозойские впадины восточной окраины Азиатского материка, выполненные вулканогенными, молассовыми и угленосными отложениями мощностью до 7 км. В-третьих, это впадины, связанные с эпиплатформенным орогенезом неотектонического

этапа развития. И, наконец, в-четвертых, это вулканогенно-осадочная зона Чукотско-Катазиатского пояса разломов на крайнем востоке Азиатского материка, которая не только в формационном, но и в структурном отношении заслуживает выделения в самостоятельную категорию.

Несколько иначе, чем на других тектонических картах, дано на карте Евразии расчленение и изображение интрузивных магматических комплексов. Многочисленными исследованиями установлено, что особенности петрографического состава и металлогении гранитоидов в большей мере определяются не их абсолютным возрастом, а отношением времени их образования ко времени складчатости вмещающих отложений. Поэтому в каждой области складчатости определенного возраста на карте выделены гранитоиды синорогенные, интрузии которых формировались в процессе геосинклинального развития и на ранних этапах складкообразовательных движений, и гранитоиды позднеорогенные, интрузии которых по времени были связаны с заключительными этапами складчатости и общим поднятием бывшей зоны геосинклинальных опусканий. Для областей каледонской и более древних складчатостей пришлось выделять также посторогенные гранитоидные интрузии, достаточно широко в них распространены, иногда с разделением их по возрасту.

Гранитоидные интрузии закрашивались в гамме цветов той складчатости, которой по возрасту они соответствовали. Исключение было сделано для широко развитых на востоке Азии платформенных гранитоидов, интрузии которых закрашены ярко-красным цветом. Они формировались главным образом в конце юры и начале мела, т. е. в эпоху главной складчатости мезозой, но в областях герцинской, каледонской и более древних складчатостей, а также в мезозойдах, — начиная с верхнего мела.

Что касается гипербазитов, то они показаны без разделения по возрасту или по отношению времени их внедрения ко времени складчатости. Сделано это отчасти в силу того, что гипербазиты, как правило, бывают приурочены к длительно развивающимся зонам глубинных разломов и поэтому сами во многих зонах своего распространения разновозрастны.

С известными трудностями составители карты встретились при разработке условных обозначений для тектонического районирования и изображения структур морского и океанического дна. Полностью перенести на подводные участки земной коры принципы изображения тектоники материков оказалось невозможным из-за резко иного характера фактического материала. О геологическом строении морского и океанического дна мы можем судить главным образом на основании геофизики и данных о рельефе. Однако рельеф и геофизическая характеристика того или иного участка морского дна и вообще земной коры отражают не столько всю историю его тектонического развития, сколько самый последний, новейший этап этой истории. Поэтому структуры, которые мы можем выделить на морском дне, — это структуры, по сути дела, неотектонические, хотя многие из них, возможно, имеют длительную историю развития. Мы их можем разделить по морфологии, по особенностям связанного с ними вулканизма, но разделять их по времени возникновения, как мы делаем на материках, в большинстве случаев невозможно. Возрастные критерии тектонического районирования могут быть применены для морского дна лишь в очень ограниченных размерах.

Принимая во внимание батиметрию, рельеф и геофизические данные, мы выделяем в пределах морской части карты Евразии три основные категории структур: континентальные платформы, или затопленные неглубоким морем области докайнозойских складчатостей, подводные части кайнозойских складчатых и геосинклинальных областей и глубоко погруженные океанические платформы.

В пределах подводных континентальных платформ по данным геофизики, по расположению некоторых подводных структур, которые мы счи-

таем унаследованными, и по данным геологии прилегающих участков суши сделана попытка провести границы складчатых областей различного возраста. Кроме того, по геофизическим данным о мощности рыхлых осадков в их пределах выделены молодые прогибы, которые, вероятно, в какой-то мере соответствуют более древним синеклизам.

В подводных частях кайнозойских складчатых и геосинклинальных систем выделены участки донеогеновой складчатости, лишенные «гранитного слоя» молодые глубоководные котловины и глубоководные желоба. Последние генетически, несомненно, связаны именно с кайнозойскими геосинклинальными и складчатыми областями и располагаются вдоль зон активных новейших поднятий, часто совпадая с границами океанических платформ, или некоторых внутренних массивов более ранней консолидации.

В области океанических платформ выделены различного рода крупные положительные структуры. Это сводовые поднятия большого радиуса кривизны, до некоторой степени гомологичные антеклизам материковых платформ. Далее это краевые валы, обычно сопровождающие с «океанической» стороны глубоководные желоба, хребты глыбовой структуры и так называемые срединно-океанические хребты с мощным, преимущественно базальтовым вулканизмом и обязательными рифтовыми долинами вдоль свода. Участки между этими крупными положительными структурами показаны как океанические плиты. Разными цветами закрашены древние плиты Тихого океана и более молодые, образовавшиеся с конца палеозоя до начала кайнозоя, плиты Индийского, Атлантического и Северного Ледовитого океанов.

В итоге, при работе над картой Евразии отчетливо выявились различия зон складчатости разного возраста. Для зон байкальской складчатости характерно, например, постепенное уменьшение интенсивности дислокаций и мощности геосинклинальных отложений в сторону платформы и отсутствие в большинстве случаев резкой границы с ней. Именно в это время развивались типичные перикратонные опускания, описанные Е. В. Павловским. У каледонид никогда не бывает краевых прогибов, но в области их развития в среднем и верхнем палеозое формировались особого рода унаследованные прогибы и наложенные впадины, которые можно называть «эпигеосинклинальными», но которые еще не являются платформенными структурами. Для герцинской складчатости характерно первое в истории земной коры появление типичных краевых прогибов. Мезозойды довольно часто, а иногда и альпиды располагаются на месте геосинклиналей, возникших в результате раскалывания и опускания отдельных участков платформ. Вероятно, именно поэтому только для них характерны типичные срединные массивы.

Если к этому добавить существенные различия ассоциаций горных пород в разновозрастных геосинклиналях, то можно прийти к выводу, что распространенное представление об однотипных повторяющихся «циклах» геосинклинального развития, к тому же еще приблизительно равной длительности в 150—170 миллионов лет, следует считать неправильным. В действительности таких «циклов» не существует и можно говорить лишь о качественно различных и различающихся по продолжительности этапах развития земной коры.

Изучение материалов по тектонике Евразии приводит также к убеждению об отсутствии не только общепланетарных фаз складчатости, но и общепланетарных кратковременных эпох складчатости, представление о которых лежит в основе многих теоретических выводов литологов и астрогеологов.

Хронологические границы между складчатостями разного возраста не являются такими четкими, как это считалось раньше. Формирование складчатых сооружений, относимых к каледонидам, герцинидам и альпи-

дам, если изучать их на всей территории Евразии, было гораздо более длительным, чем предполагали выделявшие эти эпохи складчатости для территории Европы Марсель Бертран и Эдуард Зюсс.

Байкальская складчатость в одних местах происходила значительно раньше начала кембрия (Енисейский кряж), а в других продолжалась до конца нижнего кембрия (Прибайкалье). Уже перед верхним кембрием возникли наиболее древние массивы ранних каледонид (Тува). Складчатые и горообразовательные движения в некоторых зонах каледонид еще продолжались, когда в других областях уже началось формирование наиболее ранних сооружений, относимых к герцинидам. Последние в разных местах имеют плавно изменяющийся возраст от конца среднего девона до начала верхнего триаса, но уже в послекарнийский век началась главная складчатость древних мезозойских Индокитая и провинции Сикан (Китай). Она местами затянулась до лейасового и послелейасового времени, а с конца средней юры началась главная складчатость мезозойских северо-востока Сибири. В Сихотэ-Алине, по крайней мере на севере его, складчатость мезозойских имела место в самом конце верхнего мела, но в верхнем эоцене уже происходила активная альпийская складчатость в Восточных Пиренеях.

Таким образом, хронологических разрывов между эпохами складчатости — планетарных эпох тектонического покоя — в истории развития земной коры, по-видимому, не было, так же как не было эпох повсеместной одновременной складчатости. Представление о чередовании в истории Земли таких эпох является типичным примером не критического перенесения закономерностей, установленных в «маленькой» Европе, на всю поверхность земного шара.

Вывод об отсутствии резких хронологических границ между эпохами складчатости подтверждается и другими данными. При работе над картой Евразии было установлено, что зона складчатости одного возраста может по простиранию, постепенно удревянеть или омолаживаться, сменяться зоной складчатости другого возраста. Такая постепенная смена, несомненно, имеется между байкальскими Забайкальем и каледонидами Саяно-Алтайской области, между герцинидами южного Таймыра и мезозойскими Верхоянья, между мезозойскими восточного Кунь-Луна и герцинидами Циньлина, между альпидами Гималаев и более молодыми «тихоокеанскими» складчатыми сооружениями Индонезии.

Во всех этих случаях вдоль простирания складчатого сооружения постепенно меняется возраст верхней, а иногда и нижней границы однотипных формаций, а в ряде случаев также время окончания вулканической деятельности, возраст гранитного плутонизма и время формирования компенсационных краевых прогибов. Существование таких участков переходной по возрасту складчатости особенно подчеркивает отсутствие общепланетарных эпох повышенной тектонической активности и эпох тектонического покоя.

Тектонические процессы меняют свой характер не только во времени, но и в пространстве. Особенно четко выделяются принципиальные отличия в строении и развитии Тихоокеанского сегмента земной коры, в значительной мере определяющие особенности его металлогении. Возраст главных эпох складчатости здесь иной, чем в более западных областях. Времени герцинского горообразования в Европе на востоке Азии соответствовала эпоха больших геосинклинальных прогибаний и отложения мощных осадочных серий, лишенных региональных перерывов и несогласий. Наоборот, эпохам наиболее сильной складчатости востока Азии — раннемезозойской, позднемезозойской и плиоценово-четвертичной — в Европе явно соответствуют эпохи опусканий и некоторого ослабления тектонических движений, во всяком случае, складкообразующих.

Платформы на востоке Азии не всегда обрастают складчатыми зонами и увеличиваются по площади, как это мы привыкли видеть в более запад-

ных областях, но в ряде случаев по краям обламываются и вовлекаются в геосинклинальное развитие. Только на востоке Азии на обширных площадях распространена своеобразная иеншанская складчатость, которой не предшествовало геосинклинальное развитие и которая проявляется в областях распространения типично платформенных формаций. Гранитный магматизм и связанная с ним металлогения здесь широко проявляются в условиях платформенного тектонического режима.

Своеобразие востока Азии подчеркивается тем, что только здесь существуют некоторые структуры, которые отсутствуют в более западных областях. Это наложенные мезозойские впадины тихоокеанского типа, выполненные мощными толщами континентальных частично вулканогенных формаций, и Великий Чукотско-Катазиатский вулканогенный пояс, формировавшийся с апта до палеогена и протянувшийся на 11 тысяч км вдоль грандиозной зоны разломов восточной окраины Азиатского материка. Общеизвестны особенности кайнозойской тектонической зоны Тихоокеанского пояса: островные дуги, глубокофокусные землетрясения и интенсивный вулканизм.

Таким образом, работа по составлению тектонической карты Евразии подтвердила и углубила давно уже существовавшие представления о дисимметрии строения земной коры, о принципиальных различиях в истории и в характере структурного развития ее «Тихоокеанского» и «Атлантического» сегментов.

Анализ тектонической карты Евразии позволяет говорить об огромной роли разломов в развитии земной коры, о ее блоковом, по существу, строении. Сеть глубинных разломов разной протяженности пересекает материк Евразии, а многие из них прослеживаются и в омывающих ее океанах. Для большинства этих глубинных разломов можно доказать длительное существование, часто на протяжении нескольких эр. Нередко они являются границами зон складчатости разного возраста и вообще границами областей, тектонический режим которых был различен в течение всей доступной изучению геологической истории.

В ряде случаев установлено, что по обе стороны глубинных разломов меняется общая мощность земной коры, что говорит о проникновении их в мантию ниже поверхности Мохоровичича.

Вдоль многих глубинных разломов установлены сдвиговые смещения блоков земной коры, обычно развивающиеся длительно и в одинаковом направлении. Во фронтальных частях сдвигающихся блоков нередко развиваются смещения по поверхностям, близким к горизонтальным, пологие надвиги и шарьяжи. Они, несомненно, существуют во многих каледонских, герцинских и альпийских складчатых сооружениях Евразии.

Судя по материалам Евразии, площади с геосинклинальным тектоническим режимом в истории земной коры все время сокращались, и сейчас их осталось очень немного. Однако, это не значит, что развитие идет только от геосинклинального режима, через складчатость к платформенному. В разное время истории Земли возникали новые геосинклинали на таких территориях, которые перед тем не только испытали складчатость, но длительное время имели платформенный режим развития.

Следует заметить, что геосинклинали, возникшие на платформенном основании, отличаются рядом особенностей. За исключением зон глубинных разломов вдоль краев этих геосинклиналей, в них нет интрузий ультраосновной магмы, очень слабо развит эффузивный вулканизм, в соответствующих складчатых сооружениях сравнительно полого изгибается зеркало складок, в силу чего отложения одной системы нередко занимают на карте широкие полосы. Словом, это типичные миеосинклинали. Настоящие эвгеосинклинали, по крайней мере после начала рифейской эры, на платформенном основании в пределах Евразии не возникали.

ТЕКТОНИЧЕСКАЯ КАРТА МИРА

Некоторые закономерности в отношении тектоники осадочного чехла платформ стали известны из карты Евразии. Интенсивность дислокаций этого чехла возрастает с уменьшением размера платформы и увеличением общей мощности платформенных отложений. Кроме того, она зависит от возраста складчатости фундамента и его внутренней структуры. Чем меньше промежуток времени между складчатостью фундамента и возрастом изучаемых отложений чехла, тем интенсивнее платформенные дислокации. В пределах одной плиты они более интенсивны над внутренними эвгеосинклинальными зонами погребенных складчатых систем, становятся менее активными над миогеосинклинальными зонами и затухают над краевыми прогибами. На эти закономерности накладывается влияние крупных разломов, пересекающих фундамент платформ. Вдоль зон таких разломов протягиваются шовные антиклинали, флексуры и другого типа интенсивные дислокации даже в районах, которые по сочетанию других факторов должны были бы характеризоваться слабой нарушенностью залегания платформенного чехла.

Древние и молодые платформы лишь в редких случаях (и то, как правило, на окраинах) становятся местом регенерации геосинклинального процесса, однако и они являются конечным структурным результатом направленного развития земной коры. Следствием постепенного увеличения ее консолидации является возникновение на поздних стадиях ее развития новых форм тектонических движений и новых типов крупных структур, которые не возникали в более ранние времена земной истории. Это прежде всего структуры эпиплатформенного орогенеза — глыбовые горные сооружения и сопровождающие их наложенные впадины, возникшие в неоген-четвертичное время на обширных пространствах Евразии в областях мезозойской, герцинской, каледонской и даже карельской (Становой хребет) складчатости.

Сравнительно «молодым» является, по-видимому, противоположный эпиплатформенному орогенезу процесс крупных глыбовых опусканий и «океанизации» земной коры. Находясь под некоторым гипнозом геофизических и батиметрических данных, мы нередко рассматриваем океаны как нечто в структурном отношении единое и противопоставляем их материкам. На самом деле разные океаны имеют различное тектоническое строение и происхождение. Впадины Тихого океана (внутри «андезитовой» линии), несомненно, принадлежат к числу древнейших структур земной коры и, вероятно, возникли на самых ранних стадиях ее формирования. Они образовались не в результате «океанизации» коры материкового типа. Однако впадины Индийского, Атлантического и Северного Ледовитого океанов представляют собой тектонические новообразования, возникшие в течение времени от конца палеозоя до начала кайнозоя. По морфологии и деталям строения своего дна они во многом отличаются от Тихоокеанского «талассократона».

*А. А. Богданов, Ф. Б. Кинг, М. В. Муратов,
С. Дж. Стаблфилд, К. Х. Стоквелл,
Г. Б. Удинцев, Р. В. Фейрбридж, В. Е. Хаин,
В. С. Хейзен, С. В. Черноок, Ю. А. Шуберт*

ПРОЕКТ СОЗДАНИЯ ПЕРВОЙ МЕЖДУНАРОДНОЙ
ТЕКТОНИЧЕСКОЙ КАРТЫ ЗЕМЛИ

Последние годы развития геологии знаменуются все более усиливающимся вниманием к вопросам региональной тектоники и, в частности, к составлению региональных и общих тектонических карт¹. Эти вопросы, еще недавно разрешавшиеся отдельными специалистами или их небольшими группами, теперь все чаще становятся сферой деятельности крупных коллективов геологов, геофизиков, океанологов. Подобные коллективы теперь созданы практически во всех странах мира обычно с задачей составления национальных тектонических карт.

Одновременно все шире разворачиваются подобного же характера исследования и в рамках международного сотрудничества геологов (Комиссия по Геологической карте Мира, Ассоциация геологических служб Африки, Геологическое общество Америки и др.) с целью создания общих тектонических карт материков. Подобные работы уже успешно завершились изданием ряда достаточно подробных тектонических карт. На различных стадиях подготовки к печати находятся карты практически всех материков Земли. В настоящее время для территории Европы, Северной Америки, Африки, Австралии и в значительной степени Азии и Южной Америки созданы тектонические карты различной степени детальности. Начаты и с большим успехом развиваются исследования по региональной тектонике дна океанов. В этом отношении многообещающие достижения отмечают деятельность Ламонтской геологической обсерватории Колумбийского университета (США), Института океанологии АН СССР и ряда других организаций.

Все сказанное позволяет начать работы по созданию первой международной тектонической карты всей Земли, общая степень тектонической изученности которой является достаточной для начала этих исследований².

В процессе изучения региональной тектоники различных континентов, а также частично и морей, достигнуты значительные успехи в разработке принципов составления общих тектонических карт и установления содер-

¹ В публикуемый текст внесены некоторые изменения и дополнения, отвечающие решениям, принятым на последней сессии Комиссии по Геологической карте Мира (Париж, июнь, 1966 г.) и рекомендациям Международного colloquium по тектоническому расчленению докембрийских образований Балтийского щита (Стокгольм, август, 1966 г.).

² В предварительном виде этот проект был опубликован в № 11 журнала «Советская геология» за 1964 г.

жания их легенд, пригодных для графического изображения результатов синтеза тектоники не только отдельных тектонических зон, но и всей поверхности Земли. В этом отношении теперь наблюдается определенное сближение взглядов исследователей, принадлежащих к достаточно различным тектоническим школам и направлениям. Конечно, при этом состояние тектонического картирования еще во многом отличается от геологического картирования. Если со времени II Международного геологического конгресса в Болонье (1882 г.) методика составления геологических карт достигла степени возможных унификаций и даже стандартизаций, то приемы создания общих тектонических карт еще значительно слабее разработаны и, что главное, менее согласованы.

Исследованиями, выполненными различными геологами и их группами, уже созданы предпосылки, приближающие нас к созданию единой (международной) легенды общих тектонических карт, и, вероятно, теперь нужны уже относительно небольшие совместные усилия для того, чтобы эту работу с успехом завершить. В основу этих исследований, прежде всего, конечно, должно быть положено создание общего тектонического языка, выражающееся в разработке единой, общей, одинаково всеми толкуемой легенды.

ПЛАН РАБОТЫ

Создание Международной тектонической карты Земли проектируется в плане работ Комиссии по Геологической карте Мира (Подкомиссия по Тектонической карте Мира) Международного геологического конгресса как одно из мероприятий по международному сотрудничеству геологов. Оно может быть согласовано с международными исследованиями по проекту верхней мантии, осуществляемому МГГС.

Предполагается, что участниками работ явятся региональные тектонические комитеты, возглавляемые координаторами по материкам. Общая координация работы, вероятно, будет осуществляться Подкомиссией Тектонической карты Мира Международного геологического конгресса.

Предварительно намечается следующий порядок выполнения работы:

а) разработка проекта легенды и создание первого макета Международной тектонической карты Мира масштаба 1 : 15 000 000, в основу которой должны быть положены международные тектонические карты материков (как созданные, так и находящиеся в процессе составления);

б) реализация проекта началась после его утверждения на XXII сессии Конгресса и будет осуществляться в течение 1965—1968 гг., с представлением Тектонической карты Земли на следующей сессии МГК в 1968 г.;

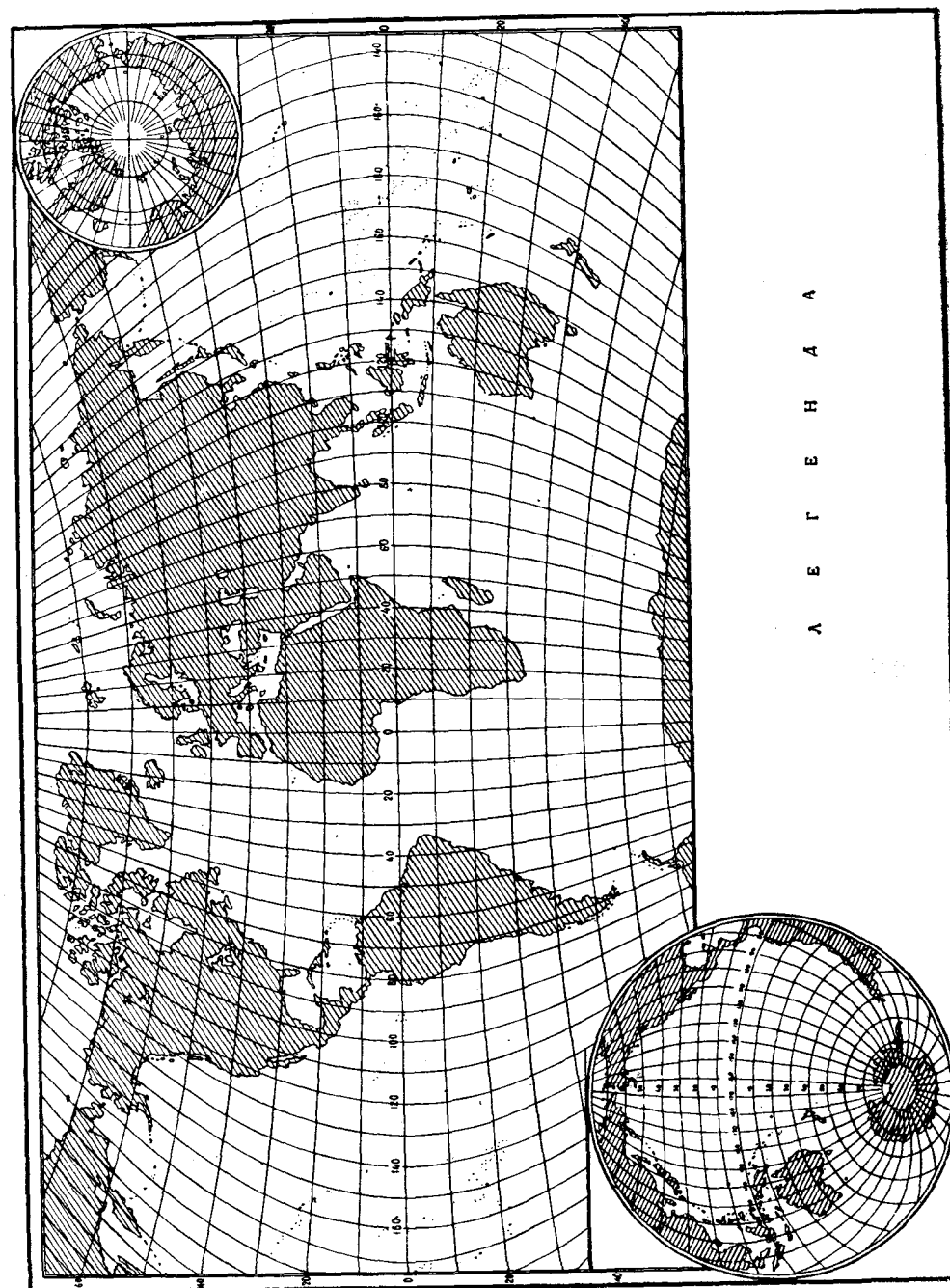
в) все необходимые предварительные материалы по мере их подготовки незамедлительно будут рассылаться участникам.

Вся последующая работа будет вестись с учетом получаемых замечаний.

ГЕОГРАФИЧЕСКАЯ ОСНОВА

Работа над проектом карты Мира начата с разработки и составления ее географической основы. Масштаб карты в соответствии с постановлением сессии Комиссии Геологической карты Мира (Париж, декабрь, 1962 г.) принят 1 : 15 000 000. Подкомиссией было подготовлено несколько вариантов возможного построения карты в разных проекциях и различной компоновке, как в виде единой обзорной карты, так и в виде полушарий. Эти варианты были разосланы на заключение значительному числу специалистов и обсуждены на специальном заседании Комиссии по международным тектоническим картам АН СССР.

При разработке окончательного проекта географической основы были учтены высказанные в ходе обсуждения замечания и пожелания. В ре-



Макет Международной тектонической карты Мира масштаба 1 : 15 000 000

зультате было принято решение изобразить земной шар в виде единой обзорной карты с врезками Арктического бассейна и Тихого океана с Антарктидой, что дает возможность создать цельную картину строения континентов и дна океана и соотношений всех структурных элементов Земли (рисунок).

Карта составляется в масштабе 1 : 15 000 000 в поликонической проекции. Сетка симметрична относительно среднего меридиана с долготой $+5^\circ$, который на карте не проводится. Врезка Арктического бассейна составляется в том же масштабе, что и основная карта, в прямой азимутальной равнопромежуточной проекции Постеля. Врезка Тихого океана дается в масштабе 1 : 30 000 000 в косой азимутальной равнопромежуточной проекции Постеля с центральной точкой, имеющей координаты $\varphi = -20^\circ$, $\lambda = -165^\circ$. Средний меридиан с долготой -165° на карте не проводится. Картографическая сетка на основной карте и врезках вычерчивается через 10° по широте и долготу.

Внизу под южной рамкой карты оставляется широкая полоса для размещения общей легенды и необходимых дополнительных данных (картограмма авторов и т. д.). Заголовок и масштаб даются над северной рамкой карты. Размеры карты по внутренним рамкам — $250,8 \times 178,5$ см. Общий размер по рисунку — $259 \times 191,7$ см. Карта составляется на 12 листах с размером каждого листа $63,9 \times 64,8$ см. В дальнейшем предполагается каждый лист сопровождать своей легендой, для размещения которой оставляются поля шириной 10 см — слева для 4, 8 и 12 листов и справа для всех остальных листов. Размер каждого листа по рисунку с включением легенды — $63,9 \times 74,8$ см.

Содержание географической основы складывается из следующих элементов:

Береговая линия изображается одним знаком; рисунок дается с детальностью, допускаемой масштабом карты.

Гидрографическая сеть. Наносятся реки длиной 1,5—2 см в масштабе карты; пунктирной линией выделяются пересыхающие реки, пересыхающие озера и шотты; показываются участки подземного течения рек.

Населенные пункты имеют в основном значение ориентиров; нагрузка минимальна, размером пунсона и шрифта подразделяются на три градации: свыше 1 млн. человек, от 100 000 до 1 млн. человек, менее 100 000 человек; независимо от числа жителей предпочтение отдается населенным пунктам, имеющим геологическое значение; столицы государств особым знаком не выделяются. Также не наносятся государственные границы и границы штатов и областей.

Рельеф морского дна показывается изобатами в следующей шкале сечения: 0, 200, 1000, 2000, 3000, 4000, 5000, 6000, 7000, 8000, 9000, 10 000 м и глубже. Перечисленные изобаты являются основными и проводятся на всей карте. Везде, где допускает масштаб карты, для лучшего отображения структурных особенностей в шкалу включаются дополнительные изобаты через 500 м.

Вулканы показываются как наземные, так и подводные, с подразделением их на действующие и потухшие.

На карте изображаются также материковые льды, шельфовые ледники, ледяные барьеры и коралловые рифы.

ЛЕГЕНДА ТЕКТОНИЧЕСКОЙ КАРТЫ

В качестве основных принципов содержания легенды принято: а) выделение на карте главных структурных элементов земной коры (складчатые области, океанические пространства); б) подразделение областей во

всех возможных случаях по времени их формирования (возраст завершающей складчатости); в) изображение на карте важнейших осадочных и магматических формаций; г) нанесение в соответствии с возможностями, определяемыми масштабом карты, различных по размеру и типу тектонических структур.

Складчатые области

Области докембрийских складчатостей

1) Беломорский комплекс Балтийского щита и его аналоги в фундаменте древних платформ (2600 млн. лет и древнее);

2) Предсвеко-фенно-карельские комплексы (2600—2100 ± 100 млн. лет); нерасчлененные древние ядра в пределах свеко-фенно-карельского складчатого комплекса Балтийского щита, буг-базавлукский комплекс Украины, инверский комплекс Великобритании, докетелидский комплекс Канадского щита и Гренландии, нижняя часть комплекса шегга и берберид Африканской платформы.

3) Свеко-фенно-карельский комплекс (2100 ± 100—1750 ± 50 млн. лет) Балтийского щита, криворожский комплекс Украины, раннелаксфордский комплекс Великобритании (1900—1650 млн. лет), верхняя часть кетелидского комплекса Канадского щита и Гренландии, верхняя часть комплекса шегга и берберид Африканской платформы.

4) Готский комплекс (1750 ± 50—1200 млн. лет); субсекветный магматический комплекс Восточно-Европейской платформы, отвечающий готской эпохе ее кратонизации, в том числе волинско-овручский комплекс Украины, позднелаксфордский комплекс Великобритании (1750 ± 50—1550 ± 50 млн. лет), нижняя часть кетелид Канадского щита и Гренландии (древнее 1600 млн. лет), западные анти-атласиды Африканской платформы.

5) Дальсландский комплекс (1200—850 млн. лет); дальсландий Балтийского щита, верхняя часть комплекса, отвечающего циклу Мона Великобритании, гренильский комплекс Канадского щита (1000—880 млн. лет), восточные анти-атласиды Африканской платформы.

Области байкальской и более молодых складчатостей

1) области байкальской (ассинтской, кадомской) складчатости. Более молодые складчатости выделяются различно в Атлантическом и Тихоокеанском сегментах.

Атлантический пояс

- 2) области каледонской складчатости,
- 3) области вариспийской (герцинской) складчатости,
- 4) области альпийской складчатости.

Тихоокеанский сегмент

- 2) области палеозойской складчатости,
- 3) области верхоянской («мезозойской») складчатости,
- 4) области тихоокеанской («кайнозойской») складчатости.

Предполагается, что в пределах складчатых областей могут быть выделены зоны с мио- и эвгеосинклинальным развитием.

Перечень выделяемых разновозрастных областей складчатостей должен быть уточнен в процессе работы над картой. Необходимо будет также проверить, выдерживается ли повсеместно несоответствие складчатостей по возрасту в Атлантическом и Тихоокеанском сегментах Земли.

Платформы

Древние платформы (кратоны), изображаемые: а) своими границами, б) различным возрастом складчатого основания там, где оно выступает на поверхность, в) площадями развития древних (дорифейских) чехлов на древних массивах (иотний, субиотний и его аналоги), г) площадями развития более молодых чехлов, с отражением возраста выполняемых ими впадин.

Молодые платформы и бассейны, изображаемые: а) различным возрастом складчатого основания там, где оно выступает на поверхность, б) площадями развития чехлов с указанием их возраста; в качестве особого типа выделяются складчатые чехлы.

В пределах как древних, так и молодых платформ изображается рельеф поверхности фундамента с помощью изогипс, проведенных через 1000 м, и ступенчатой послойной раскраски чехла.

Структурные элементы

В пределах складчатых областей и платформ могут быть выделены и изображены на карте: 1) срединные массивы, 2) области древней консолидации, затронутые позднейшей переработкой (дробление, гранитизация, метаморфизм), 3) крупные антиклинории с выделением в них древних ядер, 4) краевые и внутренние (межгорные) впадины, 5) авлакогены, 6) синеклизы и перикратонные прогибы, 7) антеклизы, 8) крупные валы, 9) зоны развития соляной тектоники. Важно изображать простирания складчатостей, в том числе и под чехлом, а также господствующую вергентность.

Разломы на карте предполагается дать с подразделением на:

- | | |
|--|--|
| 1) планетарные (глубинные разломы, линеаменты): | |
| а) с преобладающей горизонтальной составляющей сдвига, | |
| б) с преобладающей вертикальной составляющей перемещения; | |
| в) флексуры планетарного масштаба, к которым, возможно, относятся и материковые ступени; | |
| 2) региональные | |
| в) сбросы и взбросы, | } чрезвычайно важно фиксировать направления и размеры перемещения. |
| б) надвиги (в том числе шарьяжи) | |
| в) сдвиги | |
| г) флексуры. | |

Особым цветом важно выделять разломы, движения по которым происходили в современную эпоху.

3) элементы новейшей тектоники Земли выражаются:

а) молодыми внутренними (молассовыми) впадинами орогенических зон, краевыми прогибами, океаническими желобами и т. д.;

б) возможно, следует выделить контуром или особым структурным знаком области современного горообразования и обширные поднятия, созданные новейшими орогеническими движениями (особенно — случаи Африки и Центральной Азии).

Магматизм

Масштаб карты позволяет выделить только крупные проявления магматизма, такие, как:

- | | |
|--|---|
| а) офиолитовые пояса, | } с подразделением по приуроченности к определенным тектоническим эпохам, |
| б) гранитовые батолиты, | |
| в) крупные платформенные интрузивные массивы (с подразделением по составу) | |

г) области неоген-четвертичного вулканизма (с подразделением на «андезитовый» и «базальтовый» типы);

д) вулканы (действующие и потухшие, как надводные, так и подводные).

Магматические образования предполагается дать накладными цветными штриховыми знаками с различными рисунками контуров.

Формации

Масштаб карты крайне ограничивает возможности выделения формаций. По нашему мнению, все же следует выделить некоторые главнейшие из них, такие, как молассы, флиш, барьерные рифы и, как ранее говорилось, некоторые из магматических. Изображаться они могут штриховыми значками.

Изображение морских и океанических пространств

Ограниченность знаний о тектоническом строении дна морей и океанов¹ еще не позволяет проводить в их пределах достаточно обоснованное выделение структурных элементов, тем более столь детальное, как это предусматривает легенда для материковых частей карты. Вместе с тем очевидна большая важность сбора и изображения на тектонической карте мира данных, прямо или косвенно характеризующих тектоническое строение дна морей и океанов.

В настоящее время принято решение в пределах внутренних морей и областей шельфа выделять такие же структурные элементы, как и в пределах суши. Предполагается, что всесторонний анализ данных батиметрии, геофизических наблюдений и особенностей строения и развития сопредельных континентальных пространств может обеспечить возможность выделения и в пределах морей многих важных структурных элементов земной коры. При этом учитывается, что степень возможной обоснованности выделения и детальности изображения должна существенно отличаться от той, с какой это делается для суши.

Области океанов, отграниченные от материков и шельфов материковой ступенью, должны изображаться существенно иначе. В их пределах возможно выделение лишь некоторых важных данных.

К их числу можно отнести следующие:

- 1) батиметрия, 2) мелкие формы рельефа, не выраженные в изобатах (даются специальными значками), 3) толщина земной коры, 4) точки сейсмозондирования с указанием мощности слоев с различными скоростями прохождения сейсмических волн, 5) буровые скважины и данные об их разрезе, 6) результаты драгирования, 7) мощность новейших осадков в изолиниях, 8) разломы разных типов, 9) атоллы, 10) гайоты, 11) вулканы действующие и потухшие, 12) соляные и магматические купола, 13) эпицентры землетрясений, 14) данные магнитных наблюдений (нулевая изолиния и оси аномалий), 15) геотермический поток в точках наблюдений, 16) контуры «зон океанизации земной коры» на площадях внутриконтинентальных морей.

* * *

Все перечисленные элементы легенды в пределах континентов даются обычными, достаточно сочными красками и накладными значками с использованием цветов и знаков, уже вошедших в практику составления и издания тектонических карт.

¹ Перечень данных, изображаемых на Международной тектонической карте Мира, предложен на Международном коллоквиуме по методике тектонического картирования дна морей и океанов (Москва, 1966) и утвержден на сессии Подкомиссии по Тектонической карте Мира (Париж, 1966).

В пределах внутренних морей и шельфов континентов они же изображаются слегка погашенными цветами. При этом, вероятно, береговую линию нужно будет выделять более резко, чем это делается обычно.

Кратко изложенное содержание легенды отражает лишь ее главные черты. Сама легенда в настоящее время внимательно изучается участниками работы по составлению первой Международной тектонической карты Мира и проверяется на практике в процессе составления отдельных частей карты. Можно думать, что с результатами этой большой работы все интересующиеся смогут ознакомиться во время следующей сессии Международного геологического конгресса (Прага, август, 1968 г.).

СОДЕРЖАНИЕ

	Стр.
Часть I	
Общие вопросы деятельности Подкомиссии по Тектонической карте Мира	
<i>А. А. Богданов.</i> Общий обзор деятельности Подкомиссии по Тектонической карте Мира на XXII сессии Международного геологического конгресса (Нью-Дели)	5
Решения, принятые Комиссией по Геологической карте Мира по работам Подкомиссии по Тектонической карте Мира	15
Часть II	
Тектоническая карта Северной Америки	
<i>А. Бертельсен.</i> Тектоническая карта Гренландии	18
<i>К. Х. Стоквелл.</i> Тектоническая карта Канадского щита	25
<i>Ф. Б. Кинг.</i> Тектоническая карта Северной Америки	35
Часть III	
Тектонические карты Южной Азии	
<i>Дж. Б. Александер.</i> Ход работ по координации и составлению тектонической карты Азии и Дальнего Востока	61
<i>Д. К. Рей.</i> Тектоническая карта Индии	63
Часть IV	
Тектоническая карта Африки	
<i>Ю. А. Шуберт, А. Фор-Мюре.</i> Историческая справка	75
<i>Ю. А. Шуберт, А. Фор-Мюре.</i> Легенда карты	83
<i>Ю. А. Шуберт, А. Фор-Мюре.</i> Соавторы: <i>М. Алиа, Н. Н. Меньшиков, П. Ф. Бюролле.</i> Северо-Западная Африка	99
<i>Л. Дюбертре.</i> Северо-Восточная Африка и Аравийский полуостров	111
<i>Ж. Сужи.</i> Западная Африка	116
<i>Дж. У. Паллистер.</i> Восточная Африка	120
<i>Ж. Местро.</i> Центральная Африка	125
<i>Д. У. Бишоп.</i> Южная Африка	136
Часть V	
Тектонические карты СССР и сопредельных стран	
<i>Т. Н. Спизарский, Л. И. Боровиков.</i> Тектоническая карта территории СССР	142
<i>И. П. Атласов, Б. Х. Егизаров, В. Д. Дибнер, Б. С. Романович, А. В. Зимкин, В. А. Вакар, Р. М. Деменицкая, Д. В. Левин, А. М. Карасик, Я. Я. Гаккель, В. М. Литвин.</i> Тектоническая карта Арктики и Субарктики	154
<i>А. Л. Яншин.</i> Тектоническая карта Евразии	166
Часть VI	
Тектоническая карта Мира	
<i>А. А. Богданов, Ф. Б. Кинг, М. В. Муратов, С. Дж. Стаблфилд, К. Х. Стоквелл, Г. Б. Удинцев, Р. В. Фейрбридж, В. Е. Хаин, В. С. Хейзен, С. В. Черноок, Ю. А. Шуберт.</i> Проект создания первой Международной тектонической карты Земли	175

Тектонические карты континентов

XXII сессия Международного
геологического конгресса

*Утверждено к печати
Комиссией по Тектонической карте Мира*

Редактор издательства Л. В. Миравова
Технический редактор Г. Н. Шевченко

Сдано в набор 24/XI 1966 г. Подписано к печати
13/IV 1967 г. Формат $70 \times 108^{2/16}$ Бумага типо-
графская № 2. Усл. печ. л. 17,76. Уч.-изд. л.
14,8 + 1,0 (4 вкл.) = 15,8. Тираж 2200 экз. Т-05406.
Тип. зак. 1360

Цена 1 р. 26 к.

Издательство «Наука».
Москва, К-62, Подсосенский пер., 21

1-я типография издательства «Наука».
Ленинград, В-34, 9 линия, д. 12