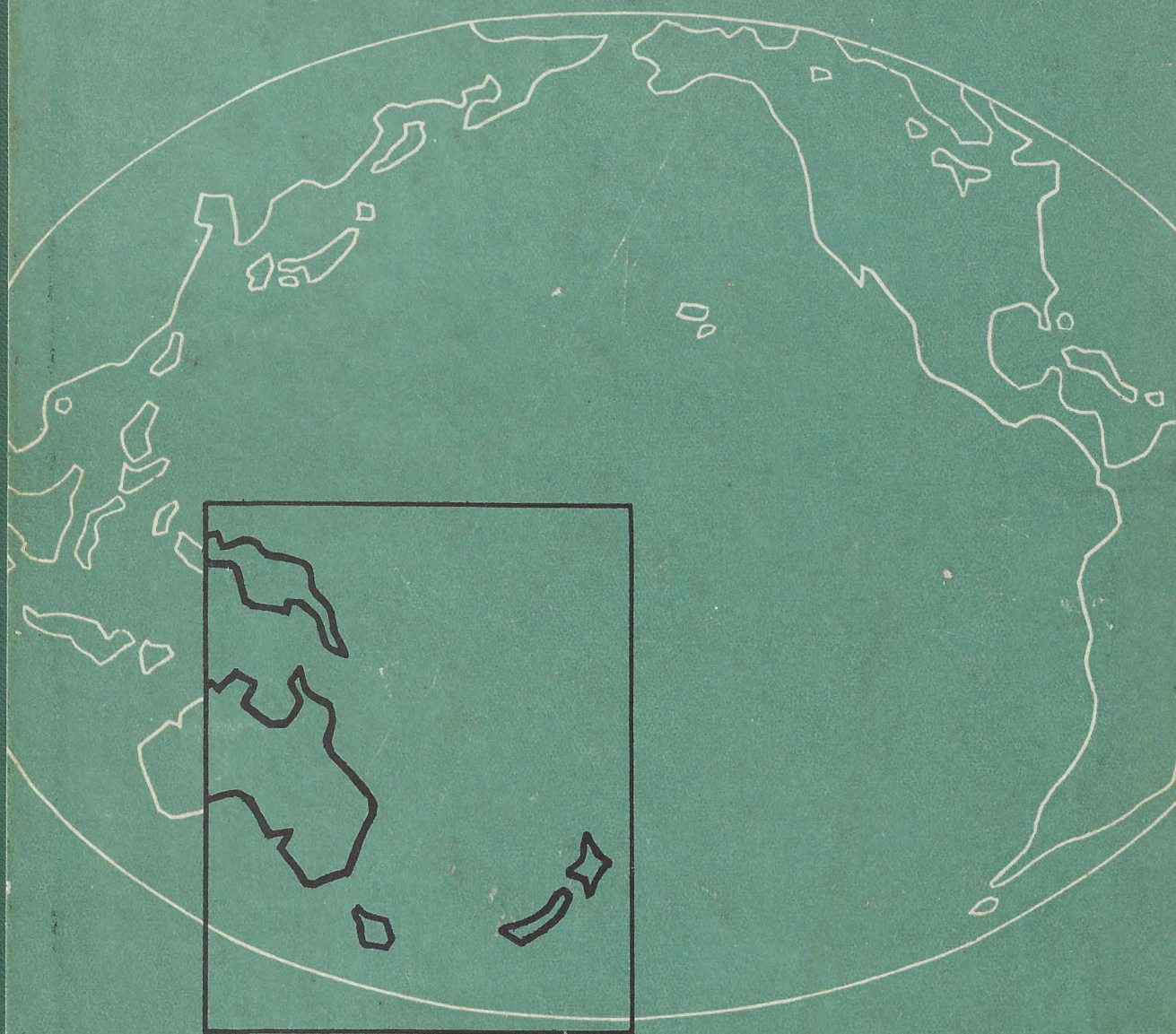




Н. А. БОГДАНОВ

**Палеозой
востока Австралии
и Меланезии**

ACADEMY OF SCIENCES OF THE USSR

GEOLOGICAL INSTITUTE

N. A. BOGDANOV

**PALEOZOIC
OF THE EASTERN AUSTRALIA
AND MELANASIA**

(Transactions, Volume 181)

PUBLISHING HOUSE «NAUKA»

MOSCOW 1967

А К А Д Е М И Я Н А У К С С С Р

ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ

Н. А. БОГДАНОВ

ПАЛЕОЗОЙ
ВОСТОКА АВСТРАЛИИ
И МЕЛАНЕЗИИ

(Труды, вып. 181)

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»

МОСКВА 1967

В работе рассматриваются вопросы тектонического развития Восточной Австралии и части островов Меланезии по материалам новейших исследований австралийских и новозеландских геологов и по наблюдениям автора. Детально характеризуются стратиграфия палеозойских отложений и тектоника рассматриваемой площади. Выясняется распределение геосинклинальных фаций, освещается история проявлений магматизма в складчатой области Восточной Австралии и Новой Зеландии. В работе изложены взгляды и выводы автора относительно последовательности формирования метаморфического слоя земной коры в этой части Тихоокеанского пояса, устанавливается сходство этой площади с северными областями пояса.

Книга рассчитана на геологов, интересующихся вопросами региональной геологии и тектоники. Библи. 312 назв. Иллюстраций 37.

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ:

академик *А. В. Пейве* (главн. редактор),

К. И. Кузнецова, академик *В. В. Меннер*, *П. П. Тимофеев*

ОТВЕТСТВЕННЫЙ РЕДАКТОР

Ю. М. Пушаровский

EDITORIAL BOARD:

Academician *A. V. Peive* (Chief Editor),

K. I. Kuznetzova, Academician *V. V. Menner*, *P. P. Timofeev*

RESPONSIBLE EDITOR

Yu. M. Puscharovsky

ВВЕДЕНИЕ

В советской геологической литературе до последнего времени уделялось недостаточно внимания геологии одной из крупнейших территорий суши — Австралии и прилегающих к ней островов. Если исследователи и касались геологического строения этого континента, то в основном как одной из частей гипотетического древнего материка Гондваны, осколками которого, по их мнению, являются современные материка Южного полушария.

Однако очень редко и в основном вскользь встречаются упоминания об Австралии как об элементе другой крупнейшей структуры Земли — Тихоокеанского тектонического кольца. Между тем складчатые структуры восточной Австралии представляют собой область распространения древнейших докембрийских и палеозойских складчатостей этого гигантского элемента Земли, не претерпевших в мезозойское и кайнозойское время существенной структурной перестройки. Эта часть пятого континента, составляющая почти треть его территории, в пределах которой расположены богатейшие месторождения полиметаллов, угля и других полезных ископаемых, с запада граничит с пустынной равниной Австралийской платформы (рис. 1).

Орографически восток Австралии представляет собой возвышенное плато, вершины которого редко превышают 1000 м. Оно расчленено крупными долинами рек, впадающих в Тасманово море, крутые склоны которых производят впечатление фронтов гор и создают определенные трудности для передвижения. Только на юге, на границе между штатами Виктория и Новый Южный Уэльс, расположен горный массив Австралийских Снежных Альп, высшая вершина которых, гора Косцюшко, достигает высоты 2230 м. К западу от этих районов простираются обширные равнины саванн и полупустынь, занимающих всю площадь Великого Артезианского бассейна. Если к этому добавить однообразие растительности и животного мира питатов Квинсленд, Новый Южный Уэльс, Виктория, Южная Австралия и Тасмания, то географическое единство этой страны окажется еще более характерным.

Ядра основных антиклинальных структур на самых крупных островах Меланезии слагаются палеозойскими образованиями. Отложения этого возраста обнажаются, как правило, на небольшой площади и интенсивно изменены. На мелких островах Соломоновой дуги и архипелагах Новых Гебрид и Фиджи возраст пород метаморфического основания датируется как мезозойский, в основном верхнемеловой. Нет сомнения, что структурный и фациальный анализ как палеозоя Австралии, так и разновозрастных пород на островных дугах Меланезии представляет особый интерес для понимания ранних этапов развития Тихоокеанского кольца и в связи с постановкой вопросов о возможных связях между этими районами в палеозойскую эру.

В предлагаемой работе делается попытка подойти к этой проблеме на основании анализа областей распространения и отчасти условий осадконакопления древнейших отложений, развитых в пределах этих районов. Она базируется на полевых наблюдениях, которые проводил автор в восточной Австралии и Новой Зеландии в течение 1964—1965 гг., а также на изучении обширного литературного материала. Основным методом полевых работ явились маршрутные пересечения. В пределах восточной Австралии в штате Квинсленд автором были проведены исследования по маршруту Брисбен — Банана — Рокгемптон — Брисбен, в штате Новый Южный Уэльс: Сидней — Ориндж — Батурст — Кобар — Брокен-Хилл, Ньюкастл — Тамуэрт, Канберра — Ясс — Уога-Уога, в штате Виктория: Хиткот — Мельбурн — Бухан, а в Тасмании — вдоль западного и северного побережий острова. В Новой Зеландии основным объектом полевых работ была территория Южного острова. Автором было сделано два поперечных пересечения острова от Денидена до фьорда Милфорд-Саунд и от Крайстчетча, через Нельсон и Титикака до Гринтауна. Во всех маршрутах вместе с автором были местные геологи, длительное время работающие в данных регионах. Эти работы являются частью коллективных научных исследований по тектонике Тихоокеанского кольца, проводимых Геологическим институтом АН СССР.

Учитывая различный характер послепалеозойского тектонического развития островных дуг и Австралийского континента, данные по стратиграфии и морфологии тектонических структур для них даются нами отдельно. Последняя часть работы посвящена анализу тектонической истории всего этого региона в целом.

На протяжении года работы в Австралии, в г. Сиднее, в качестве преподавателя Университета Нового Южного Уэльса автор пользовался советами и консультацией у Д. Д. Френкеля, А. Д. Лоренса, С. Мак Элроя, М. Макама и М. Круско (Университет Нового Южного Уэльса); Г. Пакама и Б. Хобса (Сиднейский университет); Т. Роуза (Геологическая служба Нового Южного Уэльса); М. Ф. Глесснера, Б. Дейли, Оффлайнра (Аделаидский университет); Б. Томсона (Геологическая служба Южной Австралии); А. Войзи, Л. Харрингтона (Университет Новой Англии); А. Вильсона, Д. Хилл (Квинслендский университет); П. Элиаса, А. Дапа, Дж. Твидейла (Геологическая служба Квинсленда); Э. Хилса, А. Сиглентона, Д. Томаса (Мельбурнский университет); Д. Талента (Геологическая служба Виктории); У. Кейри, М. Банка (Тасманский универси-

тет); К. Крука, М. Рикарда (Австралийский национальный университет); Д. Фишера, Л. Ноакса (Геологическая служба Австралии) и др. Автор приносит им глубокую признательность.

С искренней благодарностью автор вспоминает и гостеприимство, которое было оказано ему во время пребывания в Новой Зеландии сотрудниками Геологической службы У. Уиллетом, Б. Вудом, А. Беком, Д. Гриндли, П. Саггатом и Дж. Хили.

Автор пользуется случаем выразить свою благодарность Ю. М. Пущаровскому за замечания и помощь в процессе написания рукописи.

Глава I

ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ ВЗГЛЯДОВ НА ТЕКТОНИКУ ВОСТОЧНОЙ АВСТРАЛИИ

Тектоническое строение Австралии издавна привлекало к себе внимание геологов. Хотя Австралия представляет собой изолированный континент, а палеозойская складчатая область, охватывающая почти третью часть территории этого континента, не находит своего прямого продолжения ни к северу, ни к югу, описанию ее и структурному районированию посвятили свои работы не только австралийские ученые, но и исследователи из Европы, Азии и Америки.

Впервые С. Шухерт выделил всю палеозойскую складчатую область восточной Австралии под названием геосинклинали Тасман, которое впоследствии было принято подавляющим большинством австралийских геологов (W. Brown, 1947; David, 1950, и др.). Несколько позже Г. Штилле (1964) и Кольбель (Kolbel, 1945), а вслед за ними Файрбридж (Fairbridge, 1950) предложили выделять в пределах этой территории две обширные складчатые области — Палео-Австралию, закончившую свое развитие в нижнем палеозое и непосредственно обрамляющую докембрийскую Австралийскую платформу, и Мезо-Австралию, в пределах которой складчатость протекала в перми и карбоне. Последняя, по их мнению, прослеживается узкой полосой вдоль восточного побережья континента. Однако структурное районирование, предложенное Штилле и Кольбелем, не получило в дальнейшем широкого распространения, отчасти потому, что ими были употреблены не совсем удачные названия, частично же и потому, что границы между Палео- и Мезо-Австралией не совпадали с границами между естественными структурными зонами.

Еще до того, как были опубликованы эти работы по общей классификации основных структурных элементов восточной Австралии, австралийскими геологами были проведены многочисленные исследования по общим и региональным вопросам тектоники востока континента. К ним относятся работы Т. Девиды (David, 1911, 1950), Е. Андруса (Andrews, 1938), Э. Хилса (Hills, 1946, 1956a, 1956b), К. Коттона (Cotton, 1949), У. Брайна (W. Bryan, 1925, 1944) и многих других ученых. Одновременно и несколько позднее вышли в свет работы, в которых основное внимание уделялось внутреннему районированию палеозоя Тасманской складчатой области.

Подводя итоги детальным стратиграфическим и структурно-геологическим исследованиям в восточной части континента Южная Австралия и крайнего запада Нового Южного Уэльса, Р. Спригг (Sprigg, 1952) выделил эту часть складчатой области под названием геосинклинали Аделаиды, выполненной мощной (до 7 км по Mowson, Sprigg, 1952) толщей

терригенных пород верхнего докембрия и низов кембрия. Он особо подчеркнул, что складчатые процессы здесь закончились, вероятно, в конце нижнего или в среднем кембрии. Несколько ранее У. Браун (W. Browne, 1947) выделил в центральной и восточной частях Тасманской складчатой области две крупные структурные зоны. Западная — Лакланская, охватывающая о. Тасмания и территорию штата Виктория, прослеживается далее на север через западную половину штатов Новый Южный Уэльс и Квинсленд; основная эпоха складчатости (орогенез Табберабера — по Брауну) здесь произошла в начале среднего девона. Восточная зона — геосинклиналь Новой Англии, расположенная на северо-востоке штата Новый Южный Уэльс и юго-востоке Квинсленда, закончила свое геосинклинальное развитие в конце пермского времени. Это зональное расчленение палеозойд по возрасту основных складчатых движений, предложенное У. Брауном, использовалось в дальнейшем во многих работах по тектонике восточной Австралии и положено в основу тектонического районирования в данной работе.

В конце 60-х годов почти одновременно были опубликованы работы А. Войзи (Voisey, 1959) и С. Ната (Nath, 1958), в которых проводился анализ тектонического строения Тасманской складчатой области, базируясь на широко известной классификации геосинклиналей, предложенной М. Кэем (1955). Эти работы были подробно освещены В. Н. Соболевской (1965), поэтому мы не будем проводить их специального разбора. Укажу только, что как А. Войзи, так и С. Нат считали, что собственно геосинклинальный этап развития восточной части Тасманской области в среднем девоне сменился миеосинклинальным режимом, относя к нему формации орогенного этапа. Основное различие между схемами развития восточной Австралии, предложенными этими исследователями, заключается в том, что, по мнению С. Ната, в девонское и каменноугольное время в пределах Новой Англии были поднятия и собственно развитие эвгеосинклинали здесь закончилось в конце силура. А. Войзи предполагал, что для этой территории вплоть до перми был характерен эвгеосинклинальный тектонический режим, который завершился складчатостью в конце пермской эпохи. Последующие геологические исследования подтвердили правильность идеи А. Войзи. В заключение к разбору этих работ следует отметить, что они не получили дальнейшего развития в трудах других геологов.

В 1960 г. вышла в свет Тектоническая карта Австралии масштаба 1 : 5 000 000, а несколько позднее, в 1962 г. — объяснительная записка к ней, недавно переведенная на русский язык (Объяснит. записка к тектон. карте Австралии, 1965). Эта работа является самой крупной сводкой по структурной геологии всего Австралийского континента. До публикации ее для территории Австралии не было единой геологической карты, поэтому авторы вынуждены были уделить больше внимания выделению возрастных комплексов пород, нежели проблемам возраста складчатостей или структурным этапам. Очень важным дополнением этой схематической геологической основы явились структурно-морфологические элементы, такие как крупнейшие разрывные нарушения, структуры впадин, показанные изопакетами мощностей, и оси простираения антиклинальных складок.

В объяснительной записке к тектонической карте содержатся, к сожалению, весьма краткие сведения о вещественном составе стратиграфических комплексов, выделенных на карте, и сведения о главнейших эпохах складкообразования в пределах всей территории континента. Нет в записке структурного районирования как на области с различным возрастом складчатости, так и на основные тектонические элементы вне пределов Австралийской платформы, что, конечно, несколько уменьшает ее ценность для структурно-тектонического анализа.

В целом же появление этой работы как бы подвело первые итоги длительному и детальному изучению геологии континента.

Такими же итоговыми монографиями являются и выпуски трудов Геологического общества Австралии, посвященные региональной геологии ее штатов. Эта работа еще не закончена; опубликованы сборники по геологии штатов: Западная Австралия (*Journ. Geol. Soc. Aust.*, 1957, № 2), Южная Австралия (*Journ. Geol. Soc. Aust.*, 1958, № 2), Тасмания (*Journ. Geol. Soc. Aust.*, 1962, № 2) и Квинсленд (*Journ. Geol. Soc. Aust.*, 1960, № 1). Заканчивается подготовка к печати томов, посвященных геологии Нового Южного Уэльса и Виктории. В них имеются наиболее полные сведения по стратиграфии и структурной геологии площадей штатов. Эти работы, а также выходящие в свет листы геологической карты страны в масштабе 1 : 250 000 позволяют надеяться, что в скором будущем пятый континент будет одним из наиболее изученных материков земного шара.

Однако если западная и центральная части материка, т. е. почти вся территория Австралийской платформы, изучаются при участии и под общим руководством единого центра — Геологической службы страны, то исследование восточной Австралии или Тасманской складчатой области проводится четырьмя отдельными геологическими службами штатов Квинсленд, Новый Южный Уэльс, Виктория и Тасмания, что приводит к разной степени детальности в освещении и разной трактовке одних и тех же вопросов. Поэтому в данной работе в описании крупных структурных зон востока Австралии было трудно достичь одинаково подробного изложения.

Основываясь на материалах указанных выше исследований и результатах личных наблюдений к востоку от Австралийской платформы, нами выделяются следующие крупные тектонические элементы по возрасту складчатости.

I. Верхнедокембрийская складчатая область Аделаида (геосинклиналь Аделаида по Sprigg, 1952), прослеживающаяся в пределах хребтов Маунт-Лофти и Флиндерс на востоке штата Южная Австралия и далее огибающая с юга срединный массив Брокен-Хилл на западе штата Новый Южный Уэльс в Барьерном хребте. По направлению на север структуры области погружаются под впадину Великого Артезианского бассейна, под которым приблизительно на 24° ю. ш. срезаются под острым углом почти меридиональными складчатыми структурами палеозойск. Граница между аделаидами и более древними складчатыми сооружениями Австралийской платформы проходит по глубинным разломам. На востоке также по разломам она отделяется от палеозойских структур Тасманской палеозойской складчатой области.

II. Тасманская палеозойская складчатая область охватывает всю восточную часть Австралийского материка. Она прослеживается от мыса Мелвилл на востоке п-ова Кейп-Йорк, расположенного приблизительно на 20° ю. ш., до о-ва Тасмания, постепенно расширяясь по направлению на юг. По возрасту складчатости в пределах Тасманской складчатой области выделяются две системы.

1. Лахланская складчатая система (Лахланская геосинклиналь по W. Browne, 1947), расположенная на западе области, в пределах которой геосинклинальный режим развития закончился в конце нижнего или середине среднего девона. С запада структуры Лахланской системы граничат на юге с байкалидами Аделаиды, а на севере — непосредственно с Австралийской платформой по «линии Тасман» (Hill, 1960). В крайней северной и южной своих частях структуры Лахланской системы погружаются под воды Кораллового и Тасманова морей.

2. Складчатая система Новой Англии (геосинклиналь Новой Англии по W. Browne, 1947) прослеживается почти в меридиональном направле-

нии от троюшка Козерога на севере до 34° ю. ш. на юге вдоль края восточного побережья восточной Австралии. Наибольшей ширины эта складчатая система достигает приблизительно на 30° ю. ш., где она измеряется 350 км. На западе, как уже указывалось выше, граница между верхнепалеозойскими и среднепалеозойскими структурами проходит по Сиднейско-Боуэнскому краевому прогибу, выполненному угленосной сероцветной молассой верхов нижней и верхней перми, а на востоке, юге и севере структуры герцинид погружаются под воды Тасманова моря. Возможно, по направлению на север они находят свое продолжение под восточной частью Папуасской впадины, слагая ее складчатый фундамент. Заключительная эпоха складчатости в пределах системы Новой Англии датируется серединой нижнепермского времени. В эту же эпоху происходило внедрение крупных гранитных батолитов.

Складчатые структуры Тасманской области палеозойд, так же как и восточные окраины докембрийской платформы, перекрываются мезозойским чехлом Великого артезианского бассейна и эпипалеозойским чехлом впадины Марри. По своей структуре и характеру мезозойских отложений от эпипалеозойского платформенного чехла резко отличаются две впадины — Кларенс-Моретон и Марибара, которые выполнены постгеосинклинальными вулканогенными толщами. Они расположены на герцинском складчатом фундаменте. К эпипалеозойским платформенным образованиям относятся, кроме того, долеритовое плато Тасмании и покровы третичных плато-базальтов в пределах восточного и юго-восточного краев континента.

Описание тектопического строения востока Австралии мы начнем со складчатой области Аделаида, непосредственно примыкающей к структурам архейского и нижнепротерозойского фундамента Австралийской платформы.

Глава II

АДЕЛАИДСКАЯ СКЛАДЧАТАЯ ОБЛАСТЬ

В центральной части Южной Австралии, на границе между Австралийской платформой и геосинклинальными структурами восточной части материка расположена крупная раннепалеозойская складчатая область, получившая в литературе название геосинклиналь Аделаида (Sprigg, 1952). Она прослеживается от южной части Индийского океана от о. Кенгуру на север в пределах хребтов Маунт-Лопти и Флиндерс. Приблизительно на 33° ю. ш. от основного ствола складчатой области отделяется зона хребта Олари, имеющая северо-восточное простирание и с юга огибающая срединный массив Брокен-Хилл. К востоку от этого массива зона Олари вновь изменяет свое простирание на меридиональные и постепенно переходит в структуры складчатой зоны Барьерного хребта. На юго-западе и западе последняя граничит со срединным массивом Брокен-Хилл, на севере и северо-востоке перекрывается мезо-кайнозойским чехлом Великого артезианского бассейна. На северо-востоке под верхнедевонскими, а на юге под мезо-кайнозойскими отложениями она граничит с палеозойской Тасманской складчатой областью. В северной части хребта Флиндерс, в районе горы Пантеры, на 30° ю. ш. Аделаидская система складок вновь разделяется на две ветви. Одна из них, основная, имеет северо-восточное простирание и, с севера огибая массив Брокен-Хилл, погружается под отложения Великого артезианского бассейна. Другая имеет северо-западное направление с постепенным затуханием складчатости по простиранию и прослеживается в хребтах Пик и Денисон. Эта ветвь Аделаидской складчатой области представляет собой как бы аппендикс огромной складчатой области, прослеживающейся вдоль зоны разломов в пределы центральной части Австралийской платформы. Длина центральной части области Аделаида от о. Кенгуру до оз. Бланш на севере хребта Флиндерс достигает 650—700 км, а максимальная ширина ее от границы платформы на западе до впадины Марри на востоке изменяется от 30 (на юге п-ова Флерио) до 600—650 км на 32° ю. ш. (рис. 2). Орографически эта область представляет собой мелкосопочник, среди которого выделяются горные гряды или хребты с вершинами, обычно не превышающими 1000 м, разделенными долинами рек, как правило, пересыхающих в условиях длинного и жаркого австралийского лета. В большинстве мест Аделаидская система характеризуется прекрасной обнаженностью, особенно на севере хребта Флиндерс, и изучена несравненно лучше, чем другие крупные складчатые элементы Австралии.

Пожалуй, ни один из районов восточной Австралии не имеет такой длительной истории геологического изучения, как срединный массив Брокен-Хилл. Во время первой экспедиции в глубь материка здесь в 1844 г. было

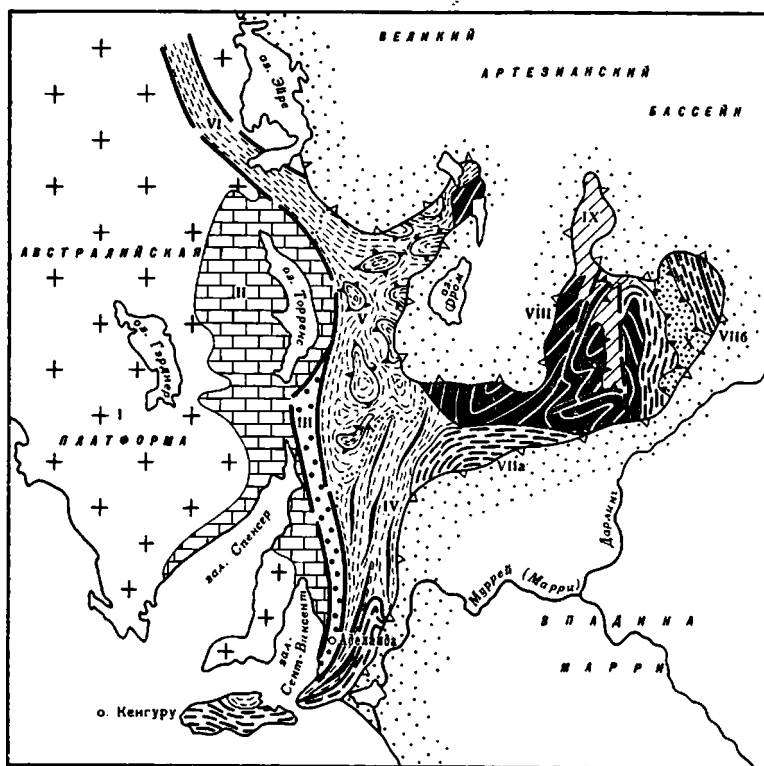


Рис. 2. Структурная карта Аделаидской складчатой области

Австралийская платформа: I — щит Гуилер, II — плита Стьюарт. Аделаидская складчатая область: III — зона Сент-Винсент, IV — авлакоген Виллоуран-Хилл, V — зона Флиндерс, VI — зона Флерио, VIIa — зона Канмантуу-Олари, VIIb — зона Барьерного хребта, VIII — срединный массив Брокен-Хилл, IX — грабен-синклиналь Папс, выполненная верхнепротерозойскими отложениями, X — наложенные впадины верхнего девона

открыто месторождение серебра и золота, а в дальнейшем цинка и свинца, известное и теперь как одно из крупнейших в мире. С этого времени началось изучение рудных тел в его пределах, но только в 1892—1893 гг. Ж. Джакет завершил первую сводку его геологического строения. Исследования почти тех же лет Р. Тейма и У. Хаушина (Howchin, 1904, 1906) были посвящены геологическому строению хр. Маунт-Лофти и других районов, расположенных вблизи г. Аделаиды. В последующие годы в лице Д. Моусона (Mawson, 1912, 1925) эти исследователи нашли энергичного преемника. Д. Моусон не ограничился изучением только хр. Маунт-Лофти, но и начал исследования в более отдаленных и пустынных районах штатов Южная Австралия и Новый Южный Уэльс, таких как центральная и северная части хр. Флиндерс и Барьерный хребт. Им была дана первая структурная характеристика Аделаидской области и подробно изучены геологические разрезы (Mawson, 1942, 1947). Одновременно с Д. Моусоном в этих районах изучением докембрийских и нижнепалеозойских отложений занимались Е. Андрюс (Andrews, 1922), Е. Кенни (Kenny, 1934), Р. Спригг (Sprigg, 1946, 1949), Б. Кампана (Campana, 1954, 1955), Д. Густафссон (Gustafson a. oth., 1950) и ряд других геологов. В результате этих исследований была создана стратиграфическая схема расчленения верхнедокембрийских и

нижнепалеозойских отложений и описаны общие черты геологического строения юга области (Glaessner, Parkin, 1958).

В последнее десятилетие геологи Южной Австралии, занимающиеся изучением Аделаидской складчатой области, составили корреляционную стратиграфическую схему верхнего докембрия (Thompson a. oth., 1964) и одновременно с Геологической службой штата Новый Южный Уэльс проводили геологическое картирование в масштабе 1:250 000 горных территорий.

Автор благодаря любезной помощи сотрудников Университета Аделаиды М. Ф. Глейсснера, Д. Дейли, Р. Оффлайра и А. Хоскинга, а также Б. Томсона имел возможность ознакомиться с основными чертами геологического и тектонического строения хр. Маунт-Лофти.

Кроме того, совместно с Т. Роузом, К. Мак Элроем и Н. Макамом автор познакомился в течение двух недель с основными стратиграфическими комплексами и сделал структурное пересечение вкрест простирания срединного массива Брокен-Хилл и Барьерного хребта. Полученные во время полевых экскурсий результаты личных наблюдений, а также новейшие данные геологического картирования были использованы в данной работе.

Стратиграфия

Складчатую область образуют отложения докембрия и кембрия, которые несогласно перекрываются породами нижнего и верхнего палеозоя и третичными образованиями, слагающими платформенный чехол. Рассматривая стратиграфию и фации пород складчатого комплекса, мы остановимся лишь на основных толщах стратиграфического разреза. Многие из крупных стратиграфических единиц в настоящее время детально изучены и расчленены на горизонты местного значения, не играющие принципиальной роли для целей данной работы. Наиболее полно и детально описаны докембрийские образования.

Докембрий

Породы докембрийского возраста распространены в пределах всех горных хребтов Аделаидской складчатой области. Они различаются не только по возрасту и степени метаморфизма, но и по своему вещественному составу, типу и характеру фациальных изменений. Долгое время в пределах описываемой области в толще докембрийских образований выделялись два основных комплекса: а) комплекс Хаутон для района хр. Маунт-Лофти и серия Уллиама для массива Брокен-Хилл, сложенные гнейсами, возраст которых в этих районах, как и в других местах, считался архейским, и б) группа Аделаида и серия Торреванджи, в составе которых преобладают мелководные осадочные отложения верхнепротерозойского возраста. Однако в результате исследований последних лет (Thompson, 1964) на севере хр. Флиндерс была установлена промежуточная толща между этими двумя комплексами, которую Б. Томсон первоначально отнес к низам группы Аделаида. Кроме того, изучение комплекса Хаутон показало (Talbot, 1963), что значительная часть его пород ретроградно метаморфизована и, по-видимому, расчленение его по данным абсолютного возраста и степени метаморфизма является очень условным. Поэтому, чтобы избежать грубых ошибок в определении возраста толщ, по мнению автора, правильнее расчленить докембрийские образования, распространенные в пределах складчатой области Аделаиды, на докембрий «А», «В» и «С». Весьма вероятно, что первый из этих комплексов соответствует нижнему, второй — среднему и третий — верхнему протерозою. Последний можно рассматривать как стратиграфический аналог рифейских отложений Евразии.

Наиболее древние метаморфические образования Аделаидской складчатой области составляют срединный массив Брокен-Хилл и ядра крупных антиклинальных структур, образуя кристаллический фундамент верхне-докембрийского геосинклинального комплекса. Эти метаморфические породы повсеместно неоднородны, что в значительной мере объясняется степенью метаморфизма, а также наложившимися позднее процессами ретроградного метаморфизма.

Наиболее широко образования этого комплекса распространены в пределах срединного массива Брокен-Хилл, где они впервые были выделены Моусоном (Mawson, 1912) в серию Уллиама. Породы ее составляют большую часть срединного массива и обнажаются от хр. Флиндерс на северо-востоке и хр. Олари на юге вплоть до Барьерного хребта на востоке.

По данным Е. Андруса (Andrews, 1922), Ф. Кинга и Б. Томсона (King, Thomson, 1953), Б. Томсона (Thomson, 1964) и других, отложения этой серии сложены преимущественно кристаллическими сланцами с редкими прослоями амфиболитов, мраморов, гематитовых кварцитов и линзами интенсивно метаморфизованных конгломератов. Почти все образования серии содержат такие высокотемпературные минералы, как силлиманит, гранат, биотит, кордиерит, андалузит, ставролит и др.

К сожалению, стратиграфический разрез этой серии остается слабо изученным несмотря на то, что в различных районах массива распространены литологически резко различающиеся образования. Следует лишь отметить, что наиболее распространенными породами являются метаморфизованные терригенные отложения — силлиманитовые кристаллические сланцы и гранатовые гнейсы. Имеющиеся среди них амфиболиты, мощность которых обычно не превышает 3—5 м, в значительной части представляют собой метаморфизованные прослои эффузивов. Общая мощность серии Уллиама, по мнению Б. Томсона (Thomson, 1964), более чем 15 км.

Метаморфические породы прорваны интрузивными телами гранито-гнейсов, аплитов, пегматитов, горблендитов, серпентинитов и долеритов. Большинство этих пород также сильно метаморфизовано и дислоцировано, поэтому Е. Андрус (Andrews, 1922) высказал предположение, что все дающие интрузии были доскладчатыми. Однако, в отличие от них, в пределах массива располагаются и относительно неметаморфизованные граниты, прорывающие гнейсы и кристаллические сланцы, названные Е. Андрусом гранитами «Мянди-Минди». Они расположены в центре массива Брокен-Хилл. Определения абсолютного возраста этих пород, сделанные Ж. Ричардсом и Р. Пиджеоном (Richards, Pidgeon, 1963), равняются 1350—1360 млн. лет.

В южной части хр. Маунт-Лофти метаморфические породы докембрия «А» обнажаются в осевых частях крупных антиклинальных структур Хаутон, Алдгейт и Компасс. Они были выделены У. Хаушином (Howchin, 1906) в единый метаморфический комплекс Хаутон. Он сложен преимущественно ортогнейсами и кристаллическими сланцами, прорванными небольшими по размерам интрузиями гранито-гнейсов.

Гнейсы представлены кварцево-полевошпатовыми разновидностями, местами слюдистыми, с ориентированными по сланцеватостям мусковитом и в значительно меньшей степени биотитом. Очень часто эти породы содержат силлиманит и гранат.

Встречающиеся в этом комплексе кристаллические сланцы представлены кварцево-серпидитовыми, кварцево-хлоритовыми и плагиоклазо-кварцево-серпидитовыми разновидностями. Иногда среди них встречаются прослои кнаантовых и силлиманитовых сланцев. Дж. Талбот (Talbot, 1963), детально изучавший эти сланцы в ядре антиклинали Хаутон, пришел

к выводу, что большинство из них было неоднократно ретроградно метаморфизовано, и описал их как бластомилониты и филлониты.

В пределах хр. Олари метаморфические образования докембрия «А» обнажаются также в ядрах антиклинальных структур. Они отличаются по составу от метаморфического комплекса Уллиама (Mawson, 1912), слагающего древний массив Брокен-Хилл. В составе этой группы метаморфических пород провинции Олари преобладают серицито-мусковитовые сланцы с хризотилом. С ними чередуются эпидото-диопсидовые кварциты, диопсид-скаполитовые и актинолитовые мраморы и магнезиальные мраморизованные известняки, а также массивные и топкослоистые слюдястые и гематитизированные кварциты. Последние очень хорошо выделяются в рельефе (Glaessner, 1958). Все эти породы очень часто встречаются в виде крупных ксенолитов в гнейсированных гранитах. Кроме гранитов (обычно это по периферии массивов — граодиориты, а в центральных частях — гранулиты) в метаморфических толщах докембрия «А» широко распространены аплиты, аляскиты и адамелиты, а также пегматитовые жилы, содержащие урановые слюды.

В хр. Флиндерс обнажаются подобные образования этой группы. Но среди пород этой толщи встречаются амфиболиты, здесь, впрочем, в меньшей степени, чем в провинции Олари, которые образовались за счет метаморфизма в основном габбро-диабазовых даек и силл. Видимая мощность древних метаморфических пород остается не определенной. В целом она превышает первые километры. К сожалению, возраст пород этого комплекса остается точно не установленным. Для образований серии Уллиама срединного массива Брокен-Хилл сделанные Вильсоном и другими (Wilson a. oth., 1960) определения абсолютного возраста изотопов свинца из районов Радлум-Хилл и Брокен-Хилл дают цифры 1660—1500 млн. лет, однако повторные определения калиево-аргоновым методом по биотиту из метаморфических пород показали, что возраст последнего метаморфизма этих образований 500—600 млн. лет, т. е. кембрийский. Несомненно лишь, что породы серии Уллиама по своему облику моложе архейских образований Австралийской платформы и в то же время несогласно перекрываются заведомо докембрийскими отложениями серии Торреванджи, базальные конгломераты которой содержат гальку самых «молодых» гранитов Мишди-Мишди.

Более определенно датируются древнейшие отложения хребтов Маунт-Ллофти и Флиндерс. Абсолютный возраст этих пород устанавливался по радиоактивным минералам пегматитовых жил, которые пересекают все изверженные и осадочные образования комплекса и равняются 1500 млн. лет (Wilson a. oth., 1960). Как будет видно ниже, эти цифры скорее всего соответствуют только времени внедрения пегматитов, которое, видимо, было связано с эпохой среднедокембрийской складчатости. Возраст гранитов этих районов по калиево-аргоновому методу сейчас определен в 1700—1640 млн. лет, что соответствует, возможно, досреднепротерозойскому времени.

Докембрий «В» (средний протерозой)

Во время первых геологических экскурсий в пределы хр. Флиндерс Д. Мовсон (Mawson, 1927) установил, что непосредственно на кристаллических породах докембрия «А», или «архея», залегает толща косослоистых кварцитов, которая в свою очередь несогласно перекрывается базальными слоями верхнепротерозойского разреза. Он условно отнес ее к «архею», подчеркнув локальное распространение этой толщи. В последующие годы этой точки зрения придерживались Т. Девид (David 1950), М. Глейсснер (Glaessner, 1958) и др. Однако Р. Спринг (Sprigg, 1952), а вслед за ним и геологи Геологической службы Южной Австралии (Thompson a. oth., 1964) высказали предположение, что толща докембрия «В».

которую они выделяли как серию Виллоуран, представляет базальные горизонты верхнего докембрия (группы Аделаида). Вопрос о стратиграфическом положении этой толщи остается дискуссионным, однако структурные взаимоотношения с подстилающими и перекрывающими комплексами и фациальный состав этих отложений скорее всего свидетельствуют о ее промежуточной позиции, и поэтому в данной работе она описывается отдельно от тех и других.

Образования докембрия «В» распространены в антиклинальных структурах, диапировых куполах всего обширного региона хр. Флиндерс. В центре штата Южная Австралия в горах Виллоуран она представлена в нижней видимой части разреза черными сланцами и доломитизированными алевролитами, переслаивающимися с песчаниками. На них залегают черные пиритизированные известковые сланцы. Венчают разрез толщи докембрия «В» в этом районе известково-глинистые сланцы, которые образуют диапировые структуры. В сланцах в виде глыб были встречены вулканогенные породы. Видимая мощность всего разреза этих образований около 2500 м.

В пределах хребтов Пик и Денисон на северной границе штата Южная Австралия отложения серии Виллоуран распространены наиболее широко. Здесь, по данным Р. Котса (см. Thomson a. oth., 1964), они представлены в основании переслаиванием алевролитов и тонкослоистых песчаников с желтыми доломитами, линзами красноцветного галита и черными пиритизированными сланцами. Р. Котс отмечает, что по всему разрезу толщи встречаются соленосные и эвапоритовые образования. Венчают разрез тонкослоистые и косослоистые песчаники.

Общая видимая мощность разреза докембрия «В» в хребтах Пик и Денисон достигает 3500 м. Они трансгрессивно и несогласно перекрываются базальными кварцитами верхнего докембрия.

На севере хр. Флиндерс на том же стратиграфическом уровне в районе горы Пантера Д. Моусоном (Mawson, 1927), а вслед за ним А. Крауфордом (см. Thomson a. oth., 1964) была описана толща, с резким угловым несогласием залегающая на гнейсах докембрия «А» и в свою очередь несогласно перекрывающаяся конгломератами верхнего протерозоя. Она сложена тонкослоистыми темноцветными и красноцветными песчаниками и конгломератами, которые перекрываются актинолитовыми сланцами, мраморами, переслаивающимися с вулканогенными породами, красноцветными косослоистыми песчаниками, желтыми сланцами и филлитами мощностью около 800 м.

Таким образом, стратиграфическое положение толщи докембрия «В» устанавливается однозначно. Определения абсолютного возраста гранитов складчатого основания дают цифры порядка 1700—1640 млн. лет. Среди пород, непосредственно перекрывающих образования докембрия «В», имеются прослой вулканогенных пород, абсолютный возраст которых был определен калиево-аргоновым методом как 1360 млн. лет. Следовательно, эпоха осадконакопления этой толщи продолжалась около 300 млн. лет. Таким образом, по возрастной шкале докембрийских пород, принятой в Австралии, она может быть отнесена к среднему протерозою.

Докембрий «С» (верхний протерозой)

Основную часть разреза Аделаидской складчатой области составляют осадочные отложения, впервые описанные У. Хоушином (Howchin, 1904, 1906) как группа, или система, Аделаида (докембрий «С»). Эти породы прослеживаются от о. Кенгуру, через хребты Маунт-Лофти, Флиндерс и другие в меридиальном направлении и с резким угловым несогласием залегают на образованиях докембрия «А» и «В» и в свою очередь соглас-

но перекрываются без следов перерывов нижнекембрийскими известняками.

Аналогичное структурное и стратиграфическое положение к востоку от срединного массива Брокен-Хилл в пределах Барьерного хребта занимает мощный комплекс литологически несколько отличных образований, описанный впервые Д. Моусоном (Mawson, 1912), а за ним Е. Андрусом (Andrews, 1922), Е. Кенни (Kenny, 1934) и другими как серия Торревандж.

Для удобства понимания мы вначале рассмотрим стратиграфический разрез группы Аделаида, а уже потом перейдем к описанию отложений Торреванджи.

Группа Аделаида

Детальное изучение стратиграфии группы Аделаида было проведено для различных районов Д. Моусоном (Mawson, 1946), Р. Сприггом (Sprigg, 1946) и рядом других исследователей. В последующем Д. Моусоном и Р. Сприггом (Mawson, Sprigg, 1950) была предложена схема стратиграфического расчленения пород этой группы, которая используется и сейчас для геологического картирования. Опорным разрезом этой группы служит разрез хр. Маунт-Лофти. Здесь, в нижней части разреза ее, залегают породы серии Торренс.

Серия Торренс. В опорном разрезе серии на западном склоне хр. Маунт-Лофти непосредственно на гнейсах докембрия «А», с базальными конгломератами или грубозернистыми аркозовыми песчаниками в основании, залегают косослоистые песчаники, алевролиты и конгломераты, содержащие хорошо окатанную гальку кварца и кварцитов. В основном, по мнению Б. Кампана (см. Glaessner, Parkin, 1958), это — мелководные образования. Они согласно сменяются зелеными сланцами, тонкозернистыми песчаниками и доломитами, которые содержат ильменит и магнетит осадочного генезиса. Мощность серии Торренс в районе г. Аделаиды достигает 1800 м. Следует отметить, что на незначительных расстояниях в пределах хр. Маунт-Лофти мощность серии меняется, уменьшаясь по направлению на юго-запад на п-ове Феллурия до 600 м, и резко возрастает по простиранию на северо-восток.

Здесь, в районе Барра, в южной части хр. Флиндерс, по данным Р. Мираме и Б. Форбес (см. Thomson a. oth., 1964), разрез серии сложен в основании аркозовыми и блотитовыми песчаниками, которые вверх по разрезу вначале сменяются чередованием алевролитов, мраморизованных известняков и глинистых сланцев, а затем кварцевыми песчаниками. Венчается разрез серии в этом районе пачкой глинистых доломитов, чередующихся со сланцами. Общая мощность серии Торренс в районе Барра достигает 3000—3700 м. Подобный разрез серии был описан Р. Сприггом (Sprigg, 1953) на севере хр. Флиндерс. Однако здесь повсеместно возрастает в разрезе роль терригенных пород, главным образом аркозовых песчаников, которые очень часто косослоисты. Мощность серии здесь также достигает 3500 м.

Характер залегания пород серии на эродированной поверхности кристаллических пород фундамента, косослоистый терригенный комплекс и эвапоритовые горизонты доломитов указывают на то, что она сложена моральскими и континентальными отложениями. В заключение следует отметить, что вкрест простирания, на западном склоне хр. Маунт-Лофти, породы этой серии метаморфизованы. Как правило, песчаники серии Торренс в этой части хребта представлены слюдистыми разностями, а карбонатные образования мраморами. Однако существенных фациальных изменений вкрест простирания не наблюдается.

Серия Стеттан. Повсеместно на отложениях серии Торренс согласно и трапегрессивно залегают тиллиты и тиллитоподобные образования серии

Стётнан. Эта толща представляет особый интерес, так как северная часть хр. Флиндерс является, пожалуй, одним из немногих мест в мире, где для тиллитовых конгломератов верхнего докембрия доказано ледниковое происхождение. Поэтому мы остановимся на ее описании несколько более подробно. В целом серия Стётнан представлена ледниковыми и флювиогляциальными отложениями, мощность которых часто резко меняется, что вообще характерно для пород этого типа. Эти отложения свидетельствуют о резких изменениях климатических условий в период их осадконакопления.

В опорном разрезе серии, в долине р. Стёт, на западном склоне хр. Маунт-Лофти совершенно согласно на породах серии Торренс залегают тонкослоистые лептоточные глинистые сланцы и кварциты серого и синевато-серого цветов, мощность которых достигает 300—350 м. Выше по разрезу на них без каких-либо следов деятельности ледников залегают тиллитоподобные образования. Они представлены толщей валунных конгломератов, галька которых характеризуется плохой окатанностью. Последняя в большей своей части представлена гнейсами, кварцитами, кварцем и другими породами фундамента. Значительно реже в гальке встречаются обломки пород серии Торренс. Эти горизонты хорошо стратифицированы, и между ними имеются прослойки лептоточных глин, песчаников и мелкогалечных конгломератов, мощности которых обычно измеряются несколькими сантиметрами (рис. 3). По мнению А. Хоскинга (личное сообщение), наличие стратифицированных тиллитоподобных конгломератов в хр. Маунт-Лофти свидетельствует об их осадочном происхождении. Несомненно, что эти толщи не представляют отложения конечных морен ледниковых покровов. Мощность конгломератов в этом районе изменяется от 170 до 350 м.

Вверх по разрезу тиллитоподобные конгломераты перекрываются горизонтом аркозовых кварцитов мощностью до 3—5 м. Согласно на кварцитах залегают лептоточные пестроцветные сланцы Таплей-Хилл. Сланцы в хр. Маунт-Лофти образуют толщу, мощность которой с юго-запада на северо-восток постепенно увеличивается от 1000 до 5000 м. Весь разрез ее образован тонкими миллиметровыми прослоями синих, белых, зеленоватых и розовых глинистых сланцев и серых алевролитов. Иногда в песчанистых породах удается наблюдать признаки косой слоистости и следы волноприбойной деятельности. По мнению Д. Моусона (Mawson, 1942), Р. Спринга (Sprigg, 1946), Б. Кампана (Campana, 1958) и других геологов, они представляют собой, по-видимому, послеледниковые образования. Венчают разрез серии Стётнан известняки Брайтон мощностью до 20 м, характеризующиеся оолитовой структурой. Общая суммарная мощность отложений Стётнан в хр. Маунт-Лофти изменяется от 1500 до 6000 м. По направлению на север в хребтах Олари и Флиндерс при не изменившемся в целом характере разреза серии Стётнан мощность его резко возрастает.

В хр. Олари, по данным Б. Кампана (Campana, 1958), пачка стратифицированных тиллитоподобных конгломератов, чередующихся с линзами и прослоями кварцитов, доломитов и алевролитов, залегает непосредственно на эродированной поверхности метаморфизованных отложений среднего протерозоя. Эти образования, которые, по его мнению, не являются отложениями конечной морены, достигают здесь мощности 1200—1600 м. Выше они согласно меняются ламинаритовыми синими и пестроцветными известково-глинистыми сланцами Таплей-Хилл, чередующимися с редкими прослоями доломитов и тонкозернистых кварцевых песчаников, общей мощностью около 5000 м. В отличие от хр. Маунт-Лофти здесь венчают разрез серии не флювиогляциальные толщи, а новый горизонт тиллитоподобных конгломератов, гальки и валуны в котором представлены преимущественно интрузивными породами кристаллического основа-

пия. Мощность верхних тиллитов около 600 м. Общая площадь серии Стётнан в этом районе 7000—7500 м.

В хр. Флиндерс, особенно в его северной части, отложения серии Стётнан пользуются наиболее широким распространением. Здесь, по данным Б. Томпсона (Thomson, 1964), основание разреза серии слагают породы подсерии Юднамунтана, представленные флювиогляциальными образованиями. Весьма интересен контакт этих пород с подстилающими отложениями. Почти повсеместно в северной части хр. Флиндерс контакт между ледниковыми отложениями и породами серии Торренс эрозийный. В северной части района, на границе между этими толщами наблюдалась поверхность с ледниковой штриховкой и зеркалами скольжения. Таким образом, здесь имеются несомненные доказательства материкового оледенения и, видимо, отложения подсерии Юднамунтана представляют собой древнюю ледниковую морену. В основании ее разреза залегают крупновалунные тиллиты, валуны в которых представлены преимущественно докембрийскими гранитами, сцементированные грубозернистым обломочным материалом. В верхней части валунных тиллитов имеется прослой кварцевых галечников. Мощность базальных тиллитов около 150 м. Выше по разрезу их сменяет другой по составу горизонт тиллитов. В отличие от нижележащего, он имеет зеленую и темно-серую окраску. В валунах и гальке чаще всего встречаются основные эффузивы, и цемент этого горизонта имеет граувакковый состав. Венчают разрез подсерии сильные и зеленые шпритизированные ламинаритовые сланцы, чередующиеся с тонкими прослоями кварцитов и галечников и экзотическими валунами. Общая мощность подсерии, которую называют также нижним тиллитовым горизонтом, достигает 1000—1200 м (Mawson, 1942; Samraha, 1955 и др.). Залегающая на тиллитах свита сланцев Таплей-Хилл в основании представлена песчаниками и конгломератами, которые выше сменяются темными, почти черными известковистыми и шпритизированными ламинаритовыми глинистыми сланцами, слои в которых часто не превышают $\frac{1}{2}$ мм. В верхах разреза среди сланцев встречаются линзы желтых доломитов, известняков и темных граувакков. Мощность сланцев Таплей-Хилл резко меняется, от 1700—1800 до 3500 м.

В отличие от хр. Маунт-Лофти, на севере Флиндерс разрез серии Стётнан венчают не карбонатные прослои, а мощная толща тиллитоподобных конгломератов, получившая название верхнего тиллитового горизонта (Mawson, Sprigg, 1950). В основании его залегают массивные кварциты, которые перекрываются валунными тиллитами, литологически сходными с тиллитами нижнего горизонта. Выше тиллитов по разрезу обнажаются тонкослоистые доломиты, желтые на поверхности выветривания. Общая мощность этого горизонта достигает 300—1000 м. Таким образом, серия Стётнан, средняя часть разреза группы Аделаида, представленная ледниковыми и послеледниковыми образованиями, меняется по мощности в различных частях складчатой системы от 2500—3000 до 6000 м.

Д. Моусон, изучавший тиллиты Южной Австралии, считал, что в середине «эпохи Аделаида» в этой части Австралии существовал климат приблизительно такой же, как в настоящее время в Антарктиде. По его мнению, период оледенения этой территории продолжался около 10 млн. лет, причем льды имели локальное распространение и далеко не продвигались на север. Сменило эту эпоху время послеледниковья, когда происходило формирование отложений серии Мерипоан.

Серия Мерипоан. Образования серии Мерипоан, перекрывающие согласно как сланцы Таплей-Хилл, так и верхний горизонт кварцитов, представлены литологически иным комплексом.

Наиболее полно разрез серии обнажен в районе г. Аделаиды на западном склоне хр. Маунт-Лофти. Здесь согласно на известняках серии

Стётпан залегают розовые и красновато-бурые глинистые сланцы и алевролиты. Выше они сменяются вначале маломощной пачкой аркозовых песчаников с карбонатным цементом, а затем зелеными и красноцветными глинистыми сланцами и массивными косослоистыми кварцитовидными песчаниками. Верхнюю половину разреза свиты составляют красные и красновато-бурые тонкослоистые и хорошо отсортированные глинистые сланцы и алевролиты. Венчают разрез свиты серые и зеленые песчаники, чередующиеся с глинистыми сланцами. Для всей толщи характерны признаки мелководности. Почти повсеместно в алевролитах и песчаниках удается наблюдать косую слоистость, следы волноприбойной ряби и даже трещины усыхания и дождевую рябь. Мощность серии Меринюан в этом разрезе достигает 1500—1800 м.

В пределах хр. Флиндерс разрез серии Меринюан, так же как и серии Стётпан, фациально несколько меняется. В центральной части хребта, по данным Р. Котса (Thomson a. oth., 1964), в основании ее залегает горизонт ламинаритовых (мощность прослоев до $1/2$ мм) зеленых и, в меньшей степени, красных и серых глинистых сланцев, которые постепенно сменяются алевролитами с прослоями и линзами известняков. Мощность этой части разреза невелика — всего 50—100 м. На них совершенно согласно залегает пачка алевролитов и песчаников, характеризующихся тонкой косой слоистостью и наличием хорошо окатанных обломков древних пород. Песчаники вверх по разрезу сменяются валунно-галечниковым горизонтом, в котором галька и обломки пород представляют собой преимущественно кварциты, граниты и доломиты. Венчают разрез грубо-обломочного горизонта тонкослоистые песчаники. Общая его мощность около 300 м. Средняя часть разреза серии Меринюан в хр. Флиндерс наиболее полно распространена в его центральной части. Здесь на грубо-обломочных терригенных образованиях, описанных выше, залегают тонкослоистые доломиты, чередующиеся с красными сланцами. Постепенно доломиты исчезают из разреза и затем полностью замещаются тонкослоистыми красными и зелеными алевролитами. Мощность алевролитов и доломитов около 1500 м. На алевролитах залегают ортокварциты, постепенно сменяющиеся тонкослоистыми пестроцветными сланцами и песчаниками, в верхней части существенно известковистыми, мощностью до 900 м. Венчают разрез средней части свиты известковистые сланцы и доломитизированные известняки, местами характеризующиеся ленточным строением. Мощность карбонатных пород около 500 м.

Верхнюю часть разреза серии Меринюан в этом районе составляют кварцево-полевошпатовые и аркозовые песчаники с редкими прослоями известняков. Эта толща, мощность которой около 1000 м, известна в литературе под названием кварцитов Эднакра (Sprigg, 1949). В ней первоначально Р. Спрэггом, а затем М. Глесснером и Б. Дейли (Glaessner, Daily, 1959) была собрана большая коллекция бесскелетных организмов докембрия, являющаяся уникальной для отложений верхнего докембрия не только Австралии, но и всего мира.

Суммарная мощность серии Меринюан достигает 4000—4300 м. Таким образом, отложения серии Меринюан, верхней серии группы Аделаида, представлены преимущественно последниковыми ламинаритовыми образованиями, как правило, пестроцветными и мелководными. Д. Моусон и Р. Сейниг (Mawson, Segnit, 1949), изучавшие эти образования, пришли к выводу, что период ледниковья сменился резким потеплением и красноцветные отложения формировались в условиях теплого аридного климата.

Общая мощность отложений группы Аделаида достигает 12 000—14 000 м.

Серия Торреванджи была впервые выделена Д. Моусоном (Mawson, 1912), который высказал предположение, что она является стратиграфическим аналогом группы Аделиада в пределах массива Брокен-Хилл и Барьерного хребта. В дальнейшем эти породы были весьма подробно изучены Б. Томсоном (Thomson, 1964), полностью подтвердившим все положения Д. Моусона.

Собственно в пределах срединного массива Брокен-Хилл породы этой серии выполняют грабен-синклиналь Папс, прослеживающуюся с северо-запада на юго-восток, вдоль крупного тектонического шва Корона в северо-восточной части массива.

Разрез серии в пределах грабен-синклинали начинается с 60-метрового прослоя базальтов, обнажающихся в районе руч. Камбелл, в непосредственной близости от разлома Корона. Эти породы резко несогласно залегают на метаморфических образованиях серии Уллиама. Они трансгрессивно, но без углового несогласия выше по разрезу сменяются косослоистыми кварцитами и конгломератами, галька в которых представлена преимущественно кварцем. Мощность этого горизонта невелика — до нескольких десятков метров. В свою очередь косослоистые кварциты иногда переслаиваются с валунными тиллитоподобными конгломератами. По данным Б. Томсона (Thomson, 1964), гальки и валуны в последних, в отличие от подстилающих конгломератов, представлены различными породами. Среди них встречаются как граниты Мияди-Мияди, так и гранито-гнейсы, пегматиты, кристаллические сланцы, гематитовые кварциты и амфиболиты серии Уллиама. Кое-где на валунах сохранились следы ледниковой штриховки. Цемент конгломератов в основном песчанистый. Следует отметить, что эти прослои выдерживаются по простиранию и в целом стратифицируют всю толщу тиллитоподобных конгломератов, мощность которой в некоторых разрезах достигает 3000 м. Б. Томсон (Thomson, 1964) сопоставляет данные образования с тиллитами серии Стётиан и высказывается за их ледниковое происхождение. Экскурсии автора по разрезу толщи привели его к выводу, что значительная часть разреза грубообломочных пород представляет собой образования молассового типа, выполняющие грабен. Четкая стратификация горизонтов скорее свидетельствует о том, что одновременно с накоплением обломочного материала происходило и отложение осадков флювиогляциального типа, а не конечной морены.

Выше по разрезу тиллитоподобные конгломераты сменяются чередованием серых и серовато-зеленых средне- и тонкозернистых песчаников, алевролитов и сланцев, местами содержащих прослои мраморизованных известняков и доломитов, мощность которых в пределах грабена изменяется от 200 до 400 м.

В пределах юго-западной части складчатой зоны Барьерного хребта непосредственно к северо-востоку от срединного массива Брокен-Хилл (Thomson, 1964) обнажается полный разрез этой серии.

Основание разреза серии в районе руч. Киптелло-Крик составляют серицитовые сланцы, чередующиеся с андезитами и базальтами. Подобные породы известны, по данным Е. Кенни (Kenney, 1934), и на севере зоны, в районе г. Ароустит, где они обнажаются в ядре антиклинальной складки. Мощность этих образований не более 600 м.

Залегающие в других разрезах в основании серии косослоистые конгломераты, тиллитоподобные конгломераты и песчаники весьма сходны с базальными толщами грабен-синклинали Папс и содержат гальку и валуны различных более древних докембрийских образований. Однако мощность их несравненно меньше, чем в грабен-синклинали, и обычно изменяется от 60 до 200 м. С этими грубообломочными отложениями ассоциируются гематитовые песчаники и эффузивы, известные под названием железорудной формации. Стратиграфическое соотношение базальных конгломератов

и вулканогенных пород остается невыясненным. Выше по разрезу на конгломератах согласно залегают зеленоватые слюдястые песчаники, алевролиты и сланцы, чередующиеся между собой. Эта толща исключительно монотонна по своему характеру, и только наличие прослоев и линз известняков и доломитов, служащих маркирующими горизонтами, позволяет определить ее мощность. Она достигает 3000 м. Средняя часть разреза серии в районе Барьерного хребта на юго-западе складчатой зоны состоит преимущественно зеленовато-серыми, местами мусковитовыми грубозернистыми песчаниками и алевролитами. Среди них имеются тонкие прослои и линзы галечников и конгломератов, галька в которых представлена гранитами, кварцитами и мраморизованными известняками. Песчаники, в массе своей грубозернистые и аркозовые, содержат рассеянную гальку. Последняя встречается также и в доломитах. Мощность толщи 1000—1500 м.

Верхнюю половину разреза серии составляет толща, представленная монотонным чередованием зеленых и серовато-зеленых серпентизированных сланцев, алевролитов и песчаников. Местами характер чередования этих пород сходен с флишовой. Разрез флишовой очень однообразен. В. Томсон (Thompson, 1964) отмечает лишь красноцветные прослои в основании этой пачки и выделяет три прослоя желтоватых кварцитов, которые могут служить маркирующими горизонтами. Венчают разрез серии серые и зеленовато-серые глинистые сланцы, чередующиеся с темно-серыми песчаниками. Мощность верхней части разреза серии (к северо-востоку от фермы Эйри) около 3500 м.

Общая мощность серии Торреванджи не менее 8000—9000 м.

Довольно сходны разрезы серии и в других районах складчатой зоны. Однако эти разрезы имеют и существенное отличие — появление вулканогенных образований. Наиболее подробно они были описаны Е. Кенни (Kenney, 1934) еще более 30 лет назад, и только в последние годы были получены новые данные по стратиграфии докембрийских образований хребтов Коненберри и Моутвинджи, однако они еще не опубликованы. Следует отметить, что после детального картирования стратиграфия пород докембрия, предложенная Е. Кенни, не претерпела существенных изменений.

По данным Е. Кенни (Kenney, 1934), на севере складчатой зоны, в пределах хр. Уоррата, а также в районе пос. Тибобарра разрез серии Торреванджи сложен преимущественно серо-зелеными глинистыми сланцами и песчаниками. Среди них имеются прослои и линзы фельзитов и кварцевых порфиров. По мнению Е. Кенни, часть песчаников представляет собой туфогенные образования. Эти отложения интенсивно дислоцированы и прорваны кварцевыми жилами. Видимая мощность разреза серии здесь более 3000 м.

В районе Нутерунджи-Коненберри, охватывающем восточную и северо-восточную части складчатой зоны, по данным Е. Кенни, обширная территория складывается монотонной толщей, представленной чередованием зеленых и серо-зеленых сланцев и зеленовато-серых и зеленых граувакковых песчаников. Значительная часть мелкозернистых песчаников и алевролитов, по-видимому, представляет собой туфогенные образования. Пелловый и обломочный вулканогенный материал содержится и в грубозернистых граувакках. Характер чередования сланцев и песчаников весьма сходен с флишовой, хотя в толще трудно выделить четкие ритмы. Следует отметить, что по направлению вверх по разрезу количество прослоев граувакк постепенно возрастает. Видимая мощность серии Торреванджи в хр. Коненберри достигает нескольких тысяч метров. В целом же разрезы Тибобарра и Коненберри литологически мало отличаются друг от друга.

Возраст серии Торреванджи, как уже указывалось выше, определяется как верхний докембрий. Б. Томсон (Thompson, 1964) считает, что ее разрез можно сопоставлять с разрезами группы Аделанда. Он сопоставляет все маркирующие горизонты разреза последней на севере хр. Флиндерс с раз-

резами серии Торреванджи. Если с общим определением возраста серии нельзя не согласиться, то сопоставление в деталях разрезов этих двух различных зон можно поставить под сомнение. В действительности, в их разрезах больше различия, чем сходства. Так, например, в серии Торреванджи имеются вулканогенные породы, отсутствующие в разрезах группы Аделаида. Кроме того, верхняя толща песчаников и конгломератов серии Торреванджи может быть только условно сопоставлена с верхними тиллитами, так как они не имеют никаких признаков ледникового происхождения. И, наконец, необходимо отметить, что, в отличие от разрезов группы Аделаида, где во многих местах верхи верхнего докембрия совершенно согласно перекрываются нижнекембрийскими образованиями, в складчатой зоне Барьерного хребта между породами серии Торреванджи и нижним кембрием было установлено резкое угловое несогласие.

К е м б р и й

Кембрийские отложения в пределах складчатой области Аделаида были установлены впервые У. Хушпином (Howchin, 1897) и в дальнейшем описывались многими исследователями (Campana, 1954; Daily, 1956, 1963, и др.). Всеми геологами подчеркивалось наличие двух совершенно различных по фациям и мощностям обособленных разрезов — западного, преимущественно карбонатно-сланцеватого, хорошо фаунистически охарактеризованного, и восточного, сложного мощной толщей граувакков, не содержащих окаменелостей. Соотношение этих двух толщ и соответственно возраст последней остаются пока дискуссионными. Однако нет сомнения, что оба принадлежат к единой структурной зоне — Аделаидской складчатой области.

Западный из кембрийских разрезов прослеживается на северном побережье о. Кенгуру и на западном склоне хр. Маунт-Лифтин, на п-ове Флерио. В пределах северной части о. Кенгуру, по данным Р. Спригга (Sprigg, 1955) и Б. Дейли (Daily, 1956), основание разреза слагают пестроцветные — красные, зеленые, белые и серые песчаники и сланцы, чередующиеся с подчиненными прослоями граувакков. Эти породы характеризуются косой слоистостью, а местами путапой слоистостью, являющейся результатом подводных оползней. В них были собраны трилобиты низов нижнего кембрия. Мощность этой пачки около 700 м. Выше по разрезу песчаники сменяются чередованием пестроцветных сланцев Смит-Бей с редкими прослоями красных аркозовых песчаников суммарной мощностью до 400 м.

Совершенно согласно сланцы сменяются конгломератами Вайж-Поинд, мощность которых 400 м. Конгломераты содержат гальку гранитов, кристаллических сланцев и археоциатовых известняков, характерных для низов более северных разрезов кембрия складчатой области Аделаида. Цементом песчаников служит аркозовый материал. Они чередуются с красными и зелеными песчано-глинистыми сланцами. Венчает разрез нижнего кембрия о. Кенгуру толща мощностью до 1000 м чередующихся между собой песчаников, обычно красных, и косослоистых сланцев. Изредка среди этих пород встречаются прослой конгломератов. В этих отложениях была собрана обильная фауна верхов нижнего кембрия и, по мнению Б. Дейли, возможно, низов среднего кембрия. Общая мощность нижнего кембрия на севере острова около 2500 м.

На юго-западе п-ова Флерио, к северо-востоку от о. Кенгуру, в разрезе нижнего кембрия существенную роль играют фации карбонатных отложений. По данным Б. Дейли (Daily, 1963), основание разреза в районе Селлик-Хилл слагают песчаники и сланцы, которые сменяются вначале песчанстыми и глинистыми известняками, а далее — массивными археоциатовыми известняками. Верхи разреза здесь слагают темные сланцы с

линзами фосфоритонесущих известняков. Следует отметить, что в этих разрезах на темных сланцах залегают зеленые сланцы и граувакки, видимая мощность которых незначительна. Общая суммарная мощность нижнего кембрия на юго-западе полуострова около 1000 м.

Совершенно иной разрез кембрийских отложений обнажается на восточном склоне хр. Маунт-Лофти и на юго-ю. Кенгуру. Здесь распространена мощная толща терригенных образований, известная в литературе под названием сери́и Канмантуу (Sprigg, Campa, 1953). По данным А. Клемана и Б. Скиннера (Kleeman, Skinner, 1959), на западном склоне хр. Маунт-Лофти, в районе Страсталбиш — Харропайт, в основании серии Канмантуу залегает горизонт пружовернистых биотитовых песчаников, прослеживающийся на значительное расстояние. Выше по разрезу он сменяется метаморфизованными тонкозернистыми, часто косослоистыми граувакками, алевролитами и кварцево-полевопшатово-слюдистыми сланцами. Эти породы ритмично чередуются между собой, в целом образуя мощную (до 3—5 км) толщу, весьма сходную с флишем. В ритмах серии наблюдается одна последовательность — от массивных прослоев граувакк до сланцев. Мощность ритмов обычно не превышает 1—2 м. Постепенно вверх по разрезу граувакковые песчаники начинают играть меньшую роль и сменяются граувакковыми алевролитами. Отложения серии Канмантуу существенно метаморфизованы и содержат слюды, преимущественно биотит, а также андалузит, ставролит и альбит. В западной части района часто преобладают андалузитовые сланцы. Изучение характера метаморфизма этих образований показало, что большая часть метаморфических минералов образовалась в эпоху складкообразования (Kleeman, White, 1956).

Возраст серии Канмантуу остается не установленным. Большинство геологов, изучавших Аделаидскую складчатую область, считают, что возраст серии Канмантуу — кембрийский (Claessner, Parkin, 1958). Б. Дейли (Daily, 1963) определяет его более конкретно — как верхи нижнего, среднего и верхнего кембрия. По мнению же А. Клемана и Б. Скиннера, породы серии Канмантуу относятся по возрасту к верхам докембрия.

По мнению автора, ознакомившегося с отложениями Канмантуу в нескольких разрезах и характером сочленения этой толщи с подстилающими образованиями, более логичной является первая точка зрения, т. е. возраст серии Канмантуу, по-видимому, кембрийский. Более подробно на этом вопросе мы остановимся в разделе, посвященном тектонической истории складчатой области.

В отличие от хр. Маунт-Лофти, в более восточных районах Аделаидской складчатой области, в Барьерном хребте, кембрийские отложения представлены платформенными фациями и с резким угловым несогласием перекрывают образования докембрия.

Кембрийские отложения в Барьерном хребте были установлены лишь в последние годы. Они выполняют палеозойские структуры, прослеживающиеся вдоль крупных разрывных нарушений.

В 10—15 милях к северо-западу от г. Уайт-Клифф с резким угловым несогласием на порогах серии Торреванджи залегают песчаники, чередующиеся с мергелями и известняками, содержащими археоцитарные гнезда кембрия (Т. Роуз, устное сообщение). Они перекрываются также глинисто-карбонатными породами, возраст которых по редким окаменелостям определяется как средне- и верхнекембрийский. Общая мощность кембрия здесь достигает 100—150 м. Несколько севернее этого района, в 15 км к юго-востоку от Гнапта-Хоместед, по данным Р. Уорнера и Д. Харрисона (Wagner, Harrison, 1961), пологая синклиналь сложена белыми известковыми сланцами, чередующимися с конгломератами и песчаниками. На них согласно залегают алевролиты и известняки с трилобитами, гастроподами, брахиоподами и пелелиподами, среди которых Флетчер определил *Pagetia*

significans и *Dorypyge*, датирующих возраст пород как среднекембрийский. Общая видимая мощность разреза здесь не превышает 60 м.

Очень сходные образования были описаны Е. Кенни (Kenney, 1934), а затем и другими исследователями в хр. Коненберри, где конгломераты, алевролиты и известняки, общей мощностью около 150 м, верхнего и, возможно, среднего кембрия несогласно залегают на метаморфических образованиях серии Торреванджи и в свою очередь согласно перекрываются породами ордовика.

О р д о в и к

Ордовикские образования были установлены в двух разрозненных выходах — на востоке складчатой области в хребтах Коненберри и Моутвинджи. В первом из них породы ордовика согласно залегают на кембрийских отложениях и представлены чередованием желтых и серых мергелей и известняков с многочисленными окаменелостями очень плохой сохранности. По определению Б. Дейли, они датируются как нижне- и среднеордовикские. Видимая мощность ордовика не более 50—70 м.

В хр. Моутвинджи отложения ордовика выполняют ядро шологой ступенчатой и, по данным Т. Роуза и К. Мак Элроя (личное сообщение), представлены глинистыми сланцами, алевролитами и известняками, содержащими окаменелости среднеордовикского возраста. Мощность их также не превышает 50—100 м. На отложениях нижнего палеозоя трансгрессивно, но без углового несогласия залегают красочветные песчаники и конгломераты, содержащие остатки рыб верхнего девона. Они слагают западную крылу Ранкинской мульды, а также образуют разрозненные останцы платформенного чехла на раннепалеозойском складчатом основании. Мощность их обычно не превышает 100—300 м. Более подробно стратиграфии этих отложений мы коснемся при описании Тасманской складчатой области. По направлению на север, юг и восток отложения палеозоя и докембрия погружаются под мезо-кайнозойские отложения платформенных впадин.

Морфология тектонических структур

Аделаидская складчатая область, расположенная непосредственно рядом с Австралийской платформой, в крайней западной части восточной Австралии, характеризуется чрезвычайно различным тектоническим строением отдельных ее частей. Особенности ее структуры определяются довольно сложным строением зон сочленения со средним массивом Брокен-Хилл и Лахланской складчатой системой на востоке. Изучением общего плана тектонических структур, а также конкретных складчатых форм занимались многие геологи, в том числе Р. Спригг (Sprigg, 1949), Б. Кампана (Campana, 1955; Glaessner, Parkin, 1958), Б. Томсон (Thomson, 1963, 1965) и многие другие исследователи. Б. Томсон (Thomson, 1965) составил схему общего структурного районирования этой территории, на которой он выделяет в пределах Австралийской платформы шит Гоуилер и шельф Стюарт, а в пределах Аделаидской складчатой области — зону шельфа Сент-Винсент, собственно геосинклиналь Аделаиды и трог Канмантуу. Такое расчленение уже сейчас не отвечает полной картине тектонической структуры складчатой области.

Анализ структур позволяет автору предложить несколько более подробную схему морфологического расчленения складчатой области (см. рис. 2). На границе между Аделаидской складчатой областью и докембрийской платформой прослеживается зона разлома Пара, вдоль которого расположена зона Сент-Винсент. По мнению автора, она несколько шире, чем это показано на схеме Б. Томсона. В осевой части складчатой области можно выделить две структурные зоны: линейных структур — Флерно и

диапировых куполов — Флиндерс. Восточная, внутренняя, часть складчатой области была выделена Б. Томсоном как зона Канмалтуу. Она включает район хр. Оларп и прослеживается от южной части о. Кенгуру и далее, обрамляя с юга массив Брокен-Хилл, сменяется на север структурами зоны Барьерного хребта. На юге и востоке ее структуры попружаются под мезозойские и кайнозойские образования впадин Марри и Великого артезианского бассейна.

Описание морфологии складчатых форм начнем с запада, т. е. с границы Аделаидской складчатой области и Австралийской платформы.

Зона Сент-Винсент. Эта зона прослеживается вдоль границы складчатой области и платформы. Она расчленена многочисленными разломами, которые обуславливают ее глыбово-складчатое внутреннее строение.

Разломы, разделяющие складчатую область и платформу, не образуют единой линии, а расположены кулисообразно друг к другу, имея в целом северо-восточные простирания. Наиболее крупный из них прослеживается по восточному побережью п-ова Йорк и хорошо выражен четкой флексурой и зоной дробления между древнейшими породами шпата и отложениями кембрия и группы Аделаида, слагающими зону Сант-Винсент. Далее на север полюса разрывных нарушений попружается под третичные и четвертичные пески и глины и вновь выходит на поверхность по западному побережью оз. Торренс. В более северных районах эти разломы проследить не удастся. Возможно, они меняют свои простирания на северо-западные, и вдоль них в теле платформы прослеживается глубокий прогиб — авлакоген Виллоуран-Хилл.

В центральной части зоны отложения верхов группы Аделаида и нижнего кембрия смяты в брахиформные складки, осложненные на крыльях разрывными нарушениями (Сапрапа, 1955). Они изучены еще недостаточно детально, так как данная область плохо обнажена и представляется собой равнинные районы, исследование которых продолжается и в настоящее время (Glaessner, Parkin, 1958).

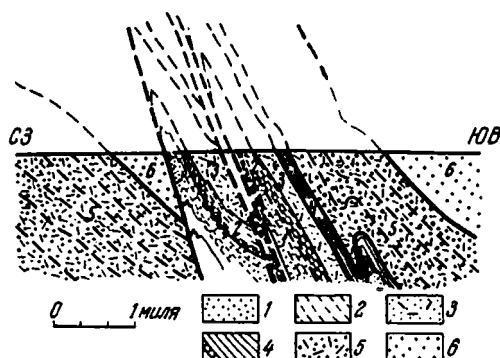
Наиболее подробно изучена восточная часть зоны Сант-Винсент, охватывающая северо-запад п-ова Флерно и западный склон хр. Флиндерс. Здесь отложения группы Аделаида смяты в линейно ориентированные меридиональные складки, кулисообразно расположенные друг к другу. Как правило, порожды в их ядре и на крыльях залегают весьма полого ($10-20^\circ$) и разграничены между собой разломами. Только в зонах разломов наблюдаются более сложные структуры второго и более высоких порядков. Длина этих складок достигает 20—25 км, а ширина до 5—8 км. Разломы, ограничивающие с востока складки зоны Сант-Винсент, являются также ее границей со структурными зонами Флиндерс и Флерно, сменяющими по простиранию друг друга.

Зона Флерно. Западная часть зоны Флерно имеет в целом куполообразное асимметричное строение. Здесь разрывные нарушения, ограничивающие зону с запада, разбивают ее на целую серию блоков, ориентированных в северо-восточном направлении. Основными из них являются разломы (с севера на юг по Сапрапа, 1955): Парра, Эден, Кларендон, Уиллунг (на самом юге п-ова Флерно и о. Кенгуру), Кассини и Сайнет (Thomson, 1963). Они прослеживаются на десятки километров при амплитуде вертикальных смещений свыше 1 км. В большинстве случаев разломы расположены на крыльях линейных синклиналичных и антиклиналичных складок. Только сопряженные с ними разрывные нарушения (типа сбросов) пересекают центральные части структур, придавая им в ряде случаев мозаичный характер. Углы наклона слоев в центральных частях этих складок обычно не превышают $20-30^\circ$, а на крыльях достигают $50-60^\circ$. В целом же складки характеризуются правильной линейной формой, и только мелкие структуры, осложняющие их, как правило, запрокинуты на запад. Это придает им местами асимметричную форму.

В центральной и восточной частях зоны интенсивность тектонических дислокаций заметно возрастает. Здесь расположен крупный антиклинорий, в ядре которого обнажаются гнейсы и кристаллические сланцы докембрия «А». Шарнир антиклинория ундулирует, резко воздымаясь на юге и постепенно погружаясь в центральной части зоны, и гнейсы образуют три разрозненных выхода, каждый из которых был описан в литературе как антиклиналь. Самая южная из них — антиклиналь Мипонга-Хилл прослеживается с юго-запада на северо-восток, достигая в длину 35 км от мыса

Рис. 4. Геологический разрез южной части п-ова Флерно (по Thomson, 1964)

1 — кварциты и аркозы; 2 — известковистые филлиты; 3 — граувакки; 4 — черные известковистые филлиты с фосфатовыми конкрециями; 5 — тонкозернистые туфогенные граувакки; 6 — аркозовые песчаники



Джервис до верховьев р. Медоус, а в ширину — не более 5 км. Повсеместно она характеризуется резко асимметричным строением — западное крыло ее запрокинуто на запад (рис. 4). На юге п-ова Флерно у мыса Джервис ядро складки сложено породами серии Мериниан (Daily, 1963), а крылья — кембрийскими отложениями; западная часть антиклинориала запрокинута на запад под углом $50-60^\circ$ (Thomson, 1963). Здесь структура ядра осложнена серией небольших по протяженности взбросов и надвигов с амплитудой перемещения не более 1 км, а также сложной мелкой складчатостью. Восточное ее крыло построено проще и представляет собой моноклиналь с наклоном слоев до $50-40^\circ$ по сбросам, ступенчато погружающуюся по направлению на восток-юго-восток. В центральной части антиклинориала Мипонга-Хилл западное крыло складки образует крупную, запрокинутую на запад моноклиналь с углами падения на крыльях $40-50^\circ$.

Все структуры второго и более мелких порядков в ядре антиклинориала, сложенного кристаллическими сланцами докембрия «А», также запрокинуты на запад, еще раз подчеркивая резкую асимметрию в ее строении. Восточное крыло более крутое. Углы падения пород в его пределах обычно около $60-70^\circ$.

Антиклиналь Лофти, расположенная к северу от описанной выше структуры, в целом имеет также асимметричную форму, выражающуюся в более крупном наклоне слоев на западном крыле складки. Форма данной антиклинориала вырисовывается в плане не так четко, так как фактически она представляет собой три различные антиклинориальные структуры второго порядка, а разделяющие их перегибы выполнены нижними горизонтами группы Аделаиды. Общая длина антиклинориала Лофти достигает 20 км, а ширина — 5 км. Для западной ее части, сложенной породами серии Торренс, характерна мелкая складчатость. Общий характер залегания пород — близкий к вертикальному (углы падения изменяются от 70 до 90°). В восточном крыле они обычно не превышают $50-60^\circ$. Эта часть структуры представляет собой моноклиналь, осложненную небольшими по протяженности (до 3—5 км) сбросами с амплитудой смещения в несколько сот метров.

Следующая по простиранию на север крупная антиклинориальная структура — антиклиналь Хамбаг-Скраб (Samraha, 1955) имеет сходное строе-

ние с антиклиналью Лофти. В ядре ее обнажаются гнейсы и кристаллические сланцы докембрия «А», а крылья сложены образованиями группы Аделаида (рис. 5).

Строение ее было подробно описано Б. Кампана (Campana, 1955) и Д. Талботом (Talbot, 1963). По данным этих исследователей, западное крыло антиклинали Хамбаг-Скраб имеет крутые углы падения слоев (70—90°), а мелкие складки в его пределах, прослеживающиеся вдоль разломов, запрокиннуты на запад. Оно отделено от ядра структуры крупным разломом, круто наклоненным на запад. В ядре антиклинали асимметрия структуры выражается наиболее отчетливо. Повсеместно в его пределах породы наклонены на запад, причем в западной его части падение их более крутое,



Рис. 5. Геологический разрез хр. Маунт-Лофти, зона Флерно (по Б. Кампана, из кн. Glaessner, Parkin, eds., 1958)

1 — серия Хоустон (докембрий «А»); 2 — серия Торренс (группа Аделаида); 3 — серии Кавмауту (нижний и средний кембрий)

чем в восточной. Восточное крыло антиклинали Хамбаг-Скраб представляет собой моноклинали, осложненную многочисленными мелкими складками, которые можно непосредственно наблюдать в небольших обнажениях. В целом углы падения здесь не превышают 50—60°.

По направлению на север происходит общее погружение шарнира антиклинальной зоны Флерно. Здесь преобладает последовательное чередование линейных антиклинальных и синклиналильных складок. Ядра антиклиналей и их крылья сложены отложениями группы Аделаида, а центральные части крупных синклиналей сложены образованиями кембрийского возраста. Характер этих складчатых форм прекрасно изображен на мелкомасштабных геологических картах. Обычно длина этих складок достигает 30—35 км, а ширина не превышает 5—8 км. В центральных частях антиклинория преобладают антиклинальные формы, расположенные кулисообразно по отношению друг к другу с общей виргацней оси по направлению на восток. Углы падения в ядрах антиклиналей около 70—80°, а на крыльях 50—60°. Сменяющие их синклиналильные формы имеют круто наклоненные крылья (50—60°) и характеризуются относительно пологим залеганием пород в центральных частях (до 10—20°). Чаще всего мелкая складчатость осложняет складки в зонах их центроклинальных и периклинальных замыканий, а также вдоль сбросов и сбросо-сдвигов, пересекающих структуры под острым углом и имеющих в целом северо-северо-восточные простирания.

Между 33 и 32° ю. ш. линейная складчатость зоны Флерно постепенно начинает выглаживаться, сменяясь куполовидными структурами зоны Флиндерс.

Зона Флиндерс. В пределах этой структурной зоны, охватывающей хр. Флиндерс и горы Виллоуран, описанной в работах Д. Моусона (Mawson, 1942), Б. Кампана (Campana, 1955) и в последние годы Б. Томсоном (Thomson, 1964), тип складок резко отличается от складчатых форм других структурных зон. Это, несомненно, определяется тем, что в этом направлении постепенно происходит выклинивание основного «ствола» складчатой системы, далее переходящего в структуры авлакогена Виллоуран-Хилл, прослеживающегося в северо-западном направлении в преде-

лах Австралийской платформы на сотни километров. И, наконец, эта зона нигде не соприкасается с зоной Канмантуу-Олари, представляющей собой область наиболее интенсивных тектонических напряжений в эпоху раннекембрийской складчатости.

На юге зоны Флиндерс, приблизительно на 32° ю. ш., происходит постепенная смена линейных структур зоны Флерно брахиформными и куполовидными складками. На широте этой границы одновременно с изменением простираний зоны Канмантуу-Олари с меридиональных на широтные или близкие к ним в сопряженных с ней с запада структурных зонах наблюдается сложная выпряжка осей складок. Простирание осей складок на западе зоны Флиндерс остается (как и в зоне Флерно) меридиональным и только на крайнем севере области меняется на северо-западное; здесь эти складки граничат со структурами авлакогена Виллоуран-Хилл. В центральной части зоны общее простирание складок в целом остается меридиональным до 31° ю. ш., а далее, на широте горы Пантеры зона как бы слепо упирается в жесткий выступ платформы. Здесь резко меняются простирания структур и среди них преобладают в целом широтные и северо-восточные направления. Наиболее невыдержанными являются простирания в восточной части зоны. Почти повсеместно наблюдается сходная картина: складки северо-восточного простирания, упираясь в западный выступ массива Брокен-Хилл, меняют простирания своих осей на меридиональные, т. е. согласные с границами массива, и как бы огибают его.

Описание конкретных тектонических форм зоны Флиндерс было сделано Б. Кампаном (см. Glaessner, Parkin, 1958) и Б. Томсоном (Thomson, 1964), а также прекрасно проиллюстрировано на геологических картах. По данным этих исследователей и результатам геологического картирования, брахисипклинали, повсеместно распространенные в пределах этого района, имеют округлую или овальную форму. Углы падения пород на их крыльях обычно колеблются от 60 до 30° , а в центральных частях редко превышают 20° . Они осложнены, как правило, крупными симметричными складками второго порядка, обычно приуроченными к периферийным частям брахискладок (рис. 6).

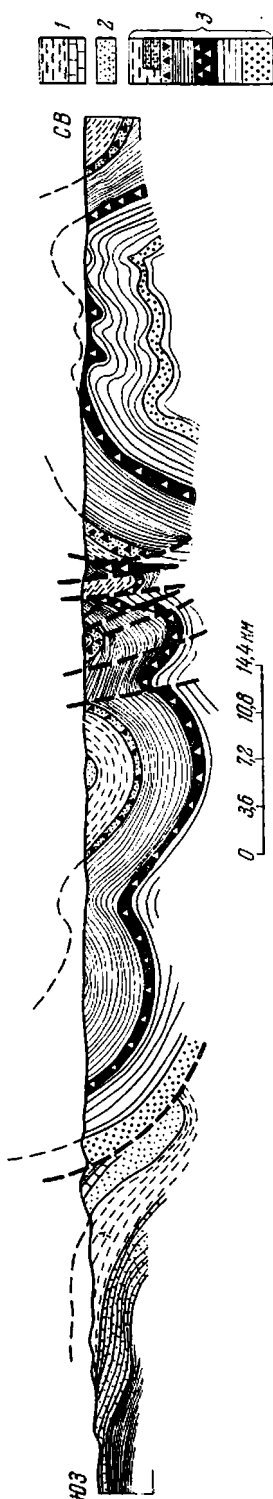


Рис. 6. Геологический разрез хр. Флиндерс (по Б. Кампану, из кн. Glaessner, Parkin, eds., 1958)

1 — кембрийские археоциатные известняки и красноватые сланцы; 2 — кварциты Эдмунда (южные группы Аделаиды); 3 — терригенные породы группы Аделаиды

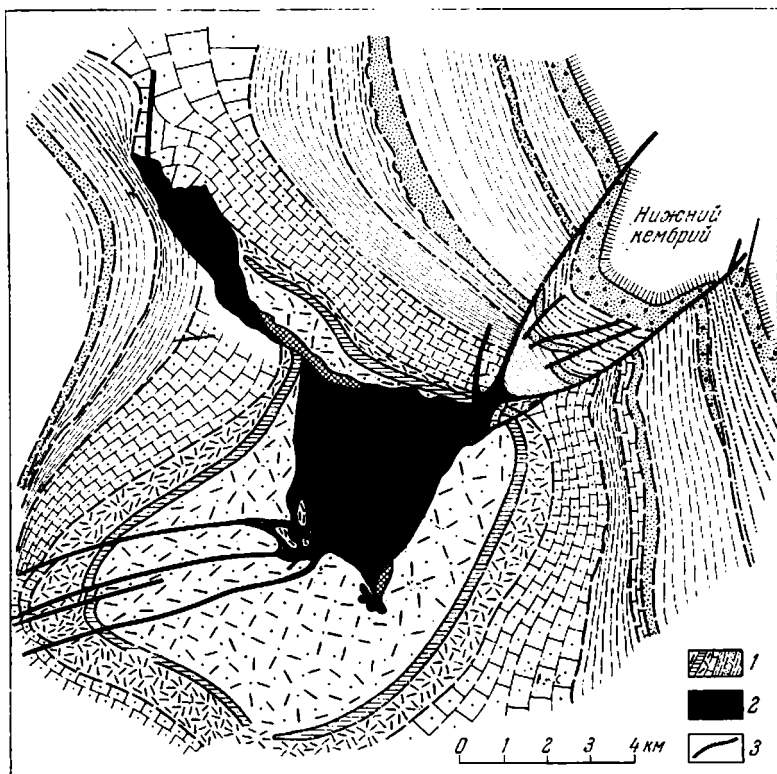


Рис. 7. Геологическая карта брахиантиклинали Орапарина и интрузивной осадочной брекчии Энорама, хр. Флиндерс (по Thomson, 1965)
1 — породы группы Аделаида; 2 — глинистая и соленосная брекчии; 3 — разломы

Разделяющие брахисинклинальные складки брахиантиклинали, сложенные почти повсеместно отложениями серии Стётлан, имеют вытянутую форму. Длина достигает 50 км, а ширина не более 10 км. В поперечном разрезе — это сундучные складки с пологим, почти горизонтальным залеганием пород в центральных частях и крутыми крыльями (углы падения здесь достигают 70—80°). В зонах виргаций осей складок антиклинали имеют форму куполов правильной округлой симметричной формы. Нередко эти купола пересечены разрывными нарушениями и в них имеются диапировые штоки глинистых сланцев.

По данным Б. Томсона (Thomson, 1964), диапировые штоки наиболее широко распространены в зоне, непосредственно прилегающей к массиву Брокен-Хилл, т. е. в районе наиболее сложной виргации складок и широкого развития разрывных нарушений. Р. Далгарно и Д. Джонсоном (Dalgarno, Johnsson, 1962) в центральной части хр. Флиндерс, в районе Орапарина, был подробно описан глинистый шток протыкания Энорама (рис. 7).

По данным этих исследователей, в ядре диапира Энорама залегают глинистые породы и доломиты средней части разреза докембрия «В». Они содержат многочисленные обломки и крупные глыбы различных образований группы Аделаида. К сводам куполов часто приурочены дайки долеритов, обычно прослеживающиеся вдоль зон разрывных нарушений. Породы серии Стётлан, интродуцированные глинисто-доломитовыми образованиями, имеют брекчиевидную структуру и образуют пологий купол

с углами наклона от 60 до 30°. По мнению Б. Томсона (Thomson, 1964), решающую роль в образовании подобных структур играли блоковые вертикальные движения. В целом же подобный характер структур распространен в зонах наибольшего сгущения разломов, сопряженных с разломами, обрамляющими массив Брокен-Хилл.

Существенно иное строение имеет самая восточная структурная зона складчатой области Аделаида, зона Канмантуу-Олари.

Зона Канмантуу-Олари. Данная зона с юга огибает массив Брокен-Хилл и далее прослеживается по восточному склону хр. Маунт-Люфти. Повсеместно с востока и севера она отделена разрывными нарушениями, на самом юге — резким флексурным уступом от других зон складчатой области, а на западе в значительной своей части перекрывается третичными и четвертичными отложениями впадины Марри. Поэтому доступна для изучения структур лишь восточная окраина зоны. Граница зоны Канмантуу-Олари со структурами палеозойца проходит под кайнозойскими отложениями впадины Марри, и ее положение и характер выявляются лишь по геофизическим данным.

Изучением структур этой зоны занимались Б. Кампана (см. Glaessner, Parkin, 1958), А. Клеман и Б. Скиннер (Kleeman, Skinner, 1959), Р. Оффлайр (Offler, 1963), Б. Томсон (Thomson, 1964) и другие исследователи. На юге зона прослеживается на западном побережье ю. Кенгуру; в пределах острова простирается близки к широтным. По данным Б. Дейли (Daly, 1956), зона сложена здесь образованиями серии Канмантуу, которые круто падают на юг (углы падения 60—80°). К сожалению, характер структур зоны здесь проследить не удастся, так как значительная часть ее перекрыта современными отложениями.

В южной части н-ова Флерио зона Канмантуу-Олари имеет северо-восточные простирания, постепенно меняющиеся в районе пос. Маслефилд на меридиональные. Здесь ширина зоны достигает 20 км, и она обнажена наиболее полно. От южного побережья полуострова до г. Стрейтальби зона сложена исключительно породами серии Канмантуу, смятыми в крутые (до 70—80°) лихейные, местами изоклинные складки, в большей своей части круто запрокинутые на запад. Складки обычно достигают в длину 3—5 км, а ширина их не превышает первые сотни метров. С запада на восток наблюдается последовательное чередование антиклинальных и синклинальных форм, осложненных на крыльях мелкой изоклиальной складчатостью. В районе Маслефилд — Стрейтальби в строении зоны участвуют и отложения серии Меринюан (верхн. группы Аделаида). Здесь в структуре зоны образуется крупный коленообразный изгиб, обращенный острым углом на юго-восток, и расположены две крупные узкие линейные синклинали, разделенные гребневидной антиклиналью. По данным А. Клемана и Б. Скинера (Kleeman, Skinner, 1959), углы падения в пределах этих структур изменяются от 50 до 70°, и только в центральных частях синклиналей и на участках мелкой складчатости угол наклона выходящих слоев до 35—40°. Восточнее, в пределах структурной зоны прослеживается крупное разрывное нарушение Бремер, вдоль которого расположена полоса мигматитов и тектонитов шириной до 1—1,5 км. Севернее этот разлом разделяет зоны Канмантуу-Олари и Флерио.

Разлом Бремер (Kleeman, Skinner, 1959) прослеживается на север на сотни километров и играет существенную роль в структуре зоны Канмантуу-Олари. По данным Р. Оффлайра (Offler, 1963), вдоль него прослеживается зона интенсивного метаморфизма, мигматитов и пегматитовых жил. Так, в зоне метаморфизма, ширина которой достигает 3 км, граувакки и сланцы превращены в ставролит-андалузитовые сланцы и гнейсы, в которых глинистые минералы нацело заменяются биотитом и мусковитом. По мнению этого последователя, детально изучившего состав вмещающих пород и пегматитов, последние образовались без привноса каких-либо

компонентов, за счет лишь интенсивной перекристаллизации пород. По направлению на восток во внутренних частях зоны отсутствует четкая граница между глубокометаморфизованными и флишоподными геосинклинальными комплексами серии Канмантуу. Повсеместно между ними наблюдаются постепенные переходы. Здесь и далее в северных частях структурной зоны преобладают узкие линейные складки (с углами наклона на крыльях до 80°), запрокинутые на восток. Большое однообразие стратиграфического разреза и мелкая, подчас изоклиальная складчатость затрудняют детальное структурное расчленение зоны и выделение складок различных порядков. Следует лишь отметить, что оси структур кулисообразно расположены друг к другу с общей тенденцией смещения на восток.

Резко меняется характер структурных форм в зоне сочленения широтного хр. Олари и меридионального - Флиндерс. Здесь структуры зоны Канмантуу-Олари, как бы оппояывая жесткий выступ массива Брокен-Хилл, меняют свои простирания на восточные и северо-восточные. В пределах этого разворота осей складок происходит и воздымание их шарниров. В ядрах антиклинальных структур выступают на поверхность породы группы Аделаида. Обычно это узкие гребневидные антиклинальные структуры с залеганием пород на крыльях до $70-80^\circ$ и пересеченные многочисленными разломами. Разделяющие их синклинали более пологи (углы падения крыльев до 40°) и значительно шире (до $15-20$ км). По направлению на восток они погружаются под третичные и мезозойские отложения впадины Марри. Можно лишь предполагать, что зона Канмантуу-Олари повсеместно с юга ограничивает срединный массив Брокен-Хилл, представляющий собой выступ древнего, среднепротерозойского, складчатого основания.

Срединный массив Брокен-Хилл. Срединный массив Брокен-Хилл имеет форму вытянутого в северо-западном направлении на $200-250$ км неправильного многоугольника. При ширине не более 70 км массив со всех сторон обрамляется геосинклинальными прогибами, сложенными образованиями группы Аделаида или ее стратиграфическими аналогами. Складчатые формы Аделаидской области как бы «обтекают» массив со всех сторон и отделены от него разрывными нарушениями. В тех случаях, когда вдоль разломов более молодые структуры вдаются в тело массива (как, например, на крайнем северо-востоке хр. Флиндерс), они быстро затухают по простиранию. Как в целом для массива, так и для отдельных его частей характерна блоковая структура, однако она проявляется даже по его окраинам далеко не одинаково. В западной части срединного массива, граничащей со складчатой зоной Флиндерс и в значительной части перекрытой мезокайнозойскими отложениями на юге Великого артезианского бассейна, блоковая структура выявляется наименее отчетливо. К северо-западу от оз. Фром кристаллические сланцы серии Уллама слагают узкие синклинальные и антиклинальные складки северо-восточного простирания, осложненные изоклиальной складчатостью и шлоичатостью. Обычно структуры запрокинуты на восток под углом $40-70^\circ$. Почти повсеместно между древними структурами срединного массива и верхнепротерозойскими брахискладками имеется резкое азимутальное несогласие. Последние тектонические формы имеют широтные простирания. По данным Б. Кампана и других, по приближению к массиву шарниры их резко воздымаются и они замыкаются. В тело массива вдаются лишь разломы широтного направления, длина которых не превышает 10 км. По простиранию верхнепротерозойских синклинальных форм в пределах массива наблюдается структура «клавиш», причем по опущенным «клавишам» (блокам) центроклиальное замыкание синклинали происходит в пределах срединного массива. Таким образом, в пределах северо-западного угла срединного массива происходит торцевое сочленение его структур со складками зоны Флиндерс по тектоническому шву. Именно здесь в пределах массива обнажаются наиболее древние образования серии Уллама, прорванные многочислен-

ными интрузиями как древних гранито-гнейсов, так и гранитов Минди-Минди. Следует отметить, что в пределах массива в этой его части имеются локальные пологие надвиги (угол наклона плоскости сместителя около 20°), местами образующие чешуйчатую структуру.

К сожалению, мы не имеем никаких сведений о строении северной части массива, целиком скрытой под мезо-кайнозойским чехлом Великого артезианского бассейна. Граница массива в этой зоне проводится по геофизическим данным в интерпретации Р. Спритта (Sprigg, 1961).

Южная часть срединного массива, граничащая с зоной Канмантуу-Олари Аделаидской складчатой области, имеет очень сложное внутреннее строение. На северном склоне гор Олари вдоль границы массива с зоной Канмантуу-Олари прослеживается полоса разрывных нарушений Редан (King, Thomson, 1953), которые обусловили блоково-ступенчатое строение этой части массива. Кристаллические сланцы серии Уллиама, слагающие срединный массив, имеют в целом, как и в других районах, северо-восточное простирание. Они смяты в сложные изоклиналильные складки, запрокинутые на юго-восток под углом $50-70^\circ$ и прорванные интрузиями гранито-гнейсов и амфиболитизированных габброидов и диабазов. На самой окраине массива изоклиналильные складки разбиты разломами двух направлений — широтного, параллельного границе массива и простиранию зоны Канмантуу-Олари, и северо-западного, параллельного простиранию структур зон Флиндерс и Флерно. Вдоль последних в пределах массива прослеживаются наложенные грабен-синклинали, выполненные породами группы Аделаида, пересекающие изоклиналильные складки, сложенные кристаллическими сланцами Уллиама, почти под прямым углом. По амплитудам смещения и своей протяженности разрывные нарушения широтного простирания, которые в основном являются сбросами, имеют несравненно большее значение, чем разломы меридионального направления. Длина их достигает нескольких десятков километров, а амплитуда $3-5$ км. По направлению на восток они погружаются под отложения мезо-кайнозойского чехла, однако часть из них хорошо видна и в современном рельефе впадин. К таким разломам относится зона разломов Такаринга, прослеживающаяся параллельно южной границе массива в 15 км к югу от г. Брокен-Хилл. Длина этого разлома достигает 25 км, а ширина зоны дробления до 2 км. Южнее этого тектонического шва простирание структур в кристаллических сланцах северо-восточное, а севернее его оно постепенно меняется на северо-северо-восточное, близкое к меридиональному. Из-за плохой обнаженности южной окраины массива трудно выделить крупные тектонические формы, однако по разрозненным выходам удается установить, что отдельные антиклинали и синклинали разделены разрывными нарушениями, ориентированными согласно общему простиранию складок.

Наиболее подробно складчатые структуры кристаллического фундамента массива Брокен-Хилл изучены в его центральной части. Здесь, по данным Г. Кинга и Б. Томсона (King, Thomson, 1953), прослеживается серия сменяющих друг друга антиклиналильных и синклиналильных складок с простиранием, близким к меридиональному. Ширина этих структур обычно не более 3 км, а длина от 20 до 40 км. На крыльях они осложнены изоклиналильной складчатостью и пloyчатостью, запрокинутыми в различные стороны от ядра складок. Весьма характерно, что шарниры антиклиналей и синклиналей резко ундулируют, и в ряде мест можно установить, что эта ундуляция имеет единый план и связана с более поздней складчатостью. По данным Б. Хоббса (личное сообщение) и по наблюдениям автора, в пloyчатых кристаллических сланцах Парна-Моута, входящих в серию Уллиама, можно наблюдать по крайней мере два направления дислокаций — первое совпадает с общим простиранием структур серии Уллиама, а второе, вероятно, более позднее, сеет его почти под прямым углом, будучи ориентировано согласно с простиранием структур Адела-

идской области, расположенной к востоку от массива. Особенно важно, что согласно со вторичной шлоичатостью располагаются и рудные тела в районе г. Брокен-Хилл, одного из крупнейших мировых месторождений цинка, свинца и серебра. К концу 1960 г. в пределах этого месторождения добывалось 86 млн. т руды, содержащей 11,2 млн. т свинца, 7,6 млн. т цинка и 8862 т серебра (Carruthers, Pratt, 1964). Вся зона месторождения смята в сложные вертикальные складки (рис. 8). Подобные складки наблюдаются и в других районах. Следует также отметить, что разрывные нарушения, в том числе и такие крупные, как разломы Франкс и

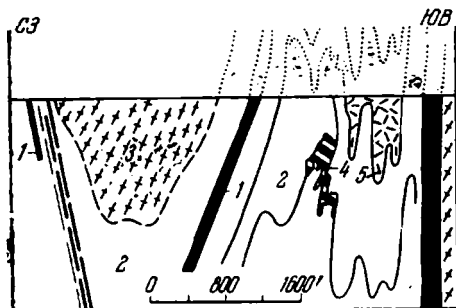


Рис. 8. Разрез шахты «Брокен-Хилл-Саус-Лимитед» (по Gustafsson and oth., 1950)

1 — амфиболиты; 2 — силлиманитовые гнейсы; 3 — гранито-гнейсы; 4 — цинковая рудная зона; 5 — гнейсы Потози (кварцево-полевошпатово-гранатовые)

Глоб-Вайтехол, ориентированы согласно с осями антиклиналей и синклиналей и только мелкие разломы согласны со вторичной шлоичатостью.

Иной характер строения имеет северо-восточная часть срединного массива Брокен-Хилл, граничащая со складчатой зоной Барьерного хребта (рис. 9). Здесь разломы, крупнейшим из которых является зона Корона, ориентированы в северо-западном направлении и секут складчатые структуры докембрия «В» почти под прямым углом. Вдоль разлома Корона прослеживается наложенная грабен-синклиналь Папс, выполненная преимущественно грубообломочными толщами серии Торреванджи. Эти образования резко несогласно перекрывают структуры складчатого основания массива Брокен-Хилл и в свою очередь смяты в пологие складки. Строение грабен-синклинали Папс относительно простое. Юго-западное крыло ее очень полого, и породы в его пределах смяты в брахискладки с углами падения крыльев около 20° . В северо-восточной части грабен-синклинали, которая расположена рядом с разломом Корона, строение ее меняется. Здесь рядом с зоной разлома происходит резкое погружение структур основания и породы верхнего докембрия дислоцированы в узкие линейные складки с углами падения пород на крыльях около $50-60^\circ$. В целом грабен-синклиналь Папс, выполненная верхнедокембрийскими отложениями серии Торреванджи, имеет сходное строение с палеозойскими грабен-синклиналями в пределах Аделаидской складчатой области, которые будут описаны ниже.

Северо-восточное грабен-синклинали Папс, между карьерами Торреванджи и фермой Эирлуи с юго-востока на северо-запад прослеживается узкий (ширина не более 10 км, а длина до 60 км) выступ кристаллических пород серии Уллима. Это крайне северо-восточный выступ массива, отделяющий грабен-синклиналь Папс от складчатой зоны Барьерного хребта. В его пределах гнейсы и кристаллические сланцы имеют северо-северо-восточное простирание и смяты в сложные изоклиналильные складки, осложненные шлоичатостью. На границе срединного массива эти структуры почти под прямым углом перекрываются тектоническими формами складчатой зоны Барьерного хребта.

Зона Барьерного хребта. В настоящее время имеется очень немного сведений о морфологии структурных форм складчатой зоны Барьерного хребта. Пожалуй, нет другой такой части Аделаидской складчатой области,

где было бы так трудно описывать складчатые структуры, как в пределах этой зоны. Отсутствие вертикальных разрезов, литологическое однообразие геосинклинального комплекса, обширные площади, скрытые под современным аллювием, делают практически невозможным выделение структур первого и второго порядков. Поэтому в этом разделе мы коснемся лишь общего характера складок данной зоны. Складчатая зона Барьерного хребта, как и зона Канмантуу-Олари, расположена далеко от границы Австралийской платформы. Огибая с востока срединный массив Брокен-Хилл, она сопрягается на востоке со структурами Лахланской складчатой системы и повсеместно имеет северо-западные простирания. Эти простирания выдерживаются от северной границы штата Новый Южный Уэльс до долины р. Дормет и только на правобережье последней они сложно вогнуты. Весьма возможно, что под мезо-кайнозойскими отложениями впадины Марри структуры зоны сменяются складчатыми формами зоны Канмантуу-Олари.

С запада на восток, по данным Е. Кенни (Kenney, 1934) и других исследователей, постепенно нарастает интенсивность дислокаций. Так, на востоке Барьерного хребта Б. Томсон (Thomson, 1964) выделяет ряд крупных линейных синклиналей и антиклиналей, сменяющих друг друга. Они характеризуются круто наклоненными крыльями (углы падения пород здесь достигают $70-80^\circ$) и узкими ядрами, в пределах которых углы наклона не превышают $30-40^\circ$. Крылья и ядра складок осложнены изоклинальной складчатостью и пloyчатостью. В целом характер складок сходен со складчатостью в зоне Канмантуу на востоке хр. Маунт-Лофти.

По направлению на северо-восток и восток эти складки сменяются очень сложными структурными формами хребтов Коненберри и Моутвинджи. Среди складчатых дислокаций преобладают изоклинальные складки, осложненные многочисленными разломами. Последние являются оперяющими по отношению к главному структурному шву — разлому Коненберри. Он прослеживается от района г. Тибобарра до южных отрогов хр. Моутвинджи почти на 350 км. Восточный борт шва значительно приподнят по отношению к западному. Для первого характера блоковая структура, а для второго — узко линейная складчатость. Однако к востоку от разлома Коненберри все отложения характеризуются мелкой пloyчатостью, в то время как к западу от него она не наблюдается. Возможно, что к востоку от структурного шва распространены более древние и более метаморфизованные образования. Как предполагает Г. Роуз, они были надвинуты на запад в результате тангенциального давления и мелкая пloyчатость образовалась в пределах аллохтона. Следует отметить, что все изоклинальные складки вблизи разлома запрокинуты на запад.

В отличие от изоклинальной складчатости в докембрийских образованиях, для палеозойских отложений характерен совершенно иной тип структур. Это наложенные структуры типа мульды и грабен-синклинали. Наиболее крупная мульда, выполненная нижнепалеозойскими отложениями, расположена к западу от пос. Уайт-Клифф. Она достигает 10—15 км в ширину и около 30 км в длину и ориентирована в северо-западном направлении. Нижнепалеозойские образования в ее пределах залегают очень полого (на крыльях углы падения пород не превышают 30° , а в ядре $10-20^\circ$). Недалеко от этой структуры, к востоку от нее, имеются останцы единого поля нижнепалеозойских пород, образующих горизонтально залегающий чехол.

Грабен-синклинали расположены у крупных разрывных нарушений. Наиболее типичной структурой этого типа может служить грабен-синклиналь Уоломонта, прослеживающаяся вдоль разлома Коненберри на севере одноименного хребта. Она протягивается на 10 км с северо-запада на юго-восток при ширине около 1—1,5 км. С востока грабен-синклиналь ограничена разломом Коненберри. Это крыло ее представляет собой монокли-

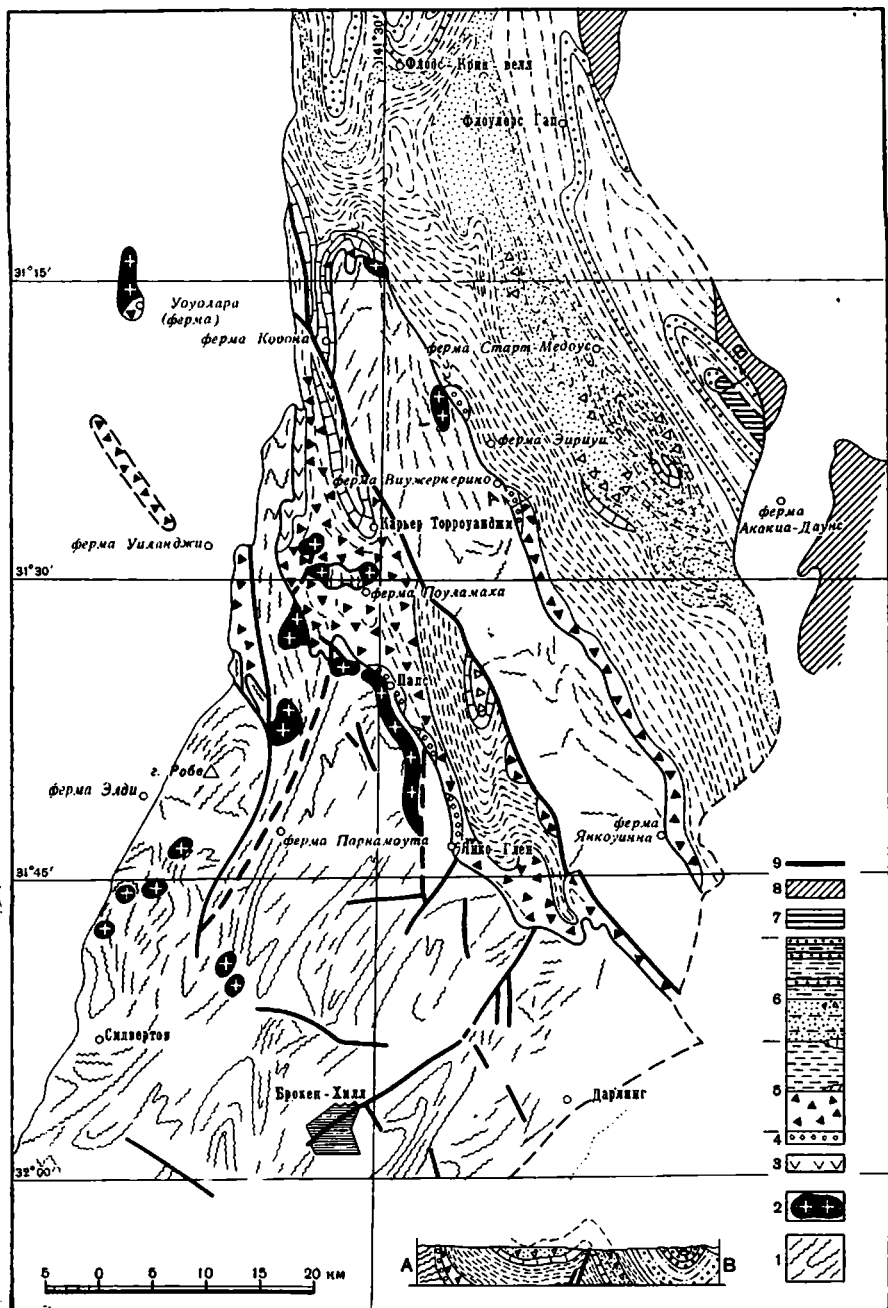


Рис. 9. Геологическая карта севера Барьерного хребта (по Thomson, 1964)

1 — средний протерозой, метаморфические породы серии Уллиама; 2 — граниты Минди-Минди; 3 — среднепротерозойские эффузивы серии Виллоуран. Группа Аделаида (верхний протерозой): 4 — кварциты и конгломераты серии Торренс, 5 — тиллиты, алевролиты, сланцы серии Стетиян, 6 — кварциты, сланцы, аркозовые песчаники и известняки серии Мериноа, 7 — известниковые алевролиты нижнего кембрия, 8 — песчаники верхнего девона, 9 — разломы

наль, в пределах которой углы падения пород нижнего палеозоя с запада на восток постепенно увеличиваются от 30—40 до 70° у разлома. В центральной части структуры с резким угловым несогласием залегают породы верхнего девона, также опрокинутые на запад под углом 40—50°. Наличие подобных структур у крупных швов подтверждает еще раз предположение Е. Кенни (Kenney, 1934) о тектонических движениях по разлому Ковенберри в палеозойскую эпоху. Об этом также может свидетельствовать тот факт, что с этим разломом пространственно связано положение гранитного массива Тибобарра, возраст которого определяется по биотиту калиево-аргоновым методом в 375 млн. лет (нижний силур).

Кроме нижнепалеозойских наложенных структур в пределах зоны распространены и верхнедевонские мульды и впадины, возможно являющиеся частью крупной впадины Кобарщи, расположенной на востоке частично на палеозойском основании. Описания этих структур мы коснемся в разделе, посвященном палеозойской Лахланской складчатой системе.

Глава III

ТАСМАНСКАЯ СКЛАДЧАТАЯ ОБЛАСТЬ

ЛАХЛАНСКАЯ СКЛАДЧАТАЯ СИСТЕМА

Лахланская складчатая система прослеживается вдоль всей восточной Австралии от о. Тасмания на юге до восточного побережья п-ова Кейп-Йорк и является западной частью Тасманской складчатой области. Простирается система на юге штата Виктория и в пределах о. Тасмания юго-западное, такое же как и простирается аделаид на о. Кенгуру. Затем на севере штата Виктория и в пределах Нового Южного Уэльса оно меняется на меридиональное. Приблизительно на широте центральной части Австралийского материка структуры системы погружаются под мезо-кайнозойские отложения Великого артезианского бассейна и вновь выходит на дневную поверхность на северо-востоке Квинсленда, где общее простирается складок постепенно меняется на северо-северо-восточное.

На юго-западе, в пределах штатов Виктория и Новый Южный Уэльс Лахланская складчатая система граничит со складчатыми сооружениями Аделаидской области, а на северо-западе, на территории Квинсленда, она граничит по «линии Тасман» (Hill, 1960) со структурами Австралийской платформы. На востоке система отделена Сиднейско-Боуэнским краевым прогибом от складчатых форм Новой Англии. На юге ее ширина достигает 500 км, а на севере постепенно уменьшается до 150—200 км. Общая длина складчатой системы свыше 3000 км, причем как на юге, так и на севере структуры ее погружаются под воды Тасманова и Кораллового морей Тихого океана.

Для Лахланской складчатой системы характерны довольно сложное внутреннее строение и длительная история тектонического развития. Первые общее ее структурное районирование было проведено Д. Томасом (Thomas, 1939) для территории Виктории и У. Брауном (W. Brown, 1947) для Нового Южного Уэльса, выделявшими ряд крупных антиклинальных и синклинальных зон. В последующие годы более подробное расчленение системы было сделано У. Кейри (Carey, 1953) и М. Соломоном (Solomon, 1962) для Тасмании и Д. Хилл (Hill, 1951, 1960) для территории Квинсленда. В результате работ Г. Пакама (Packham, 1960, 1962), Д. Талента (Talent, 1963), А. Опика (Opik, 1956, 1958) и других это районирование подверглось большому уточнению.

В пределах Лахланской системы на основании фациального анализа выделяются четыре зоны: две антиклинальные и две синклинальные, последовательно сменяющие друг друга с запада на восток (см. рис. 36).

1. Грэмпианская антиклинальная зона, расположенная на западе штата Виктория. По направлению на север она погружается под мезо-кайнозой-

ские отложения впадины Марри. Вероятно, эта зона непосредственно сопрягается со структурами аделаид, однако эту границу нигде не удастся проследить на поверхности, так как она расположена под верхнедевонскими и мезо-кайнозойскими отложениями.

2. Мельбурнская синклиналичная зона¹, прослеживающаяся в центральной части штата Виктория. Она с запада граничит с Грампианской антиклинальной зоной по линии Хиткот — Колбашбин, а на севере перекрыта отложениями впадины Марри. Севернее, в центральной части штата Новый Южный Уэльс, в районе Кобара структуры зоны воздымаются и затем снова скрываются под осадками, выполняющими Велпкий артезианский бассейн. По направлению на юг зона погружается под воды пролива Басс и, вероятно, прослеживается непосредственно западнее островов Кинг и Тасмания.

3. Антиклинальная зона Бенамбриан² расположена восточнее Мельбурнской зоны. Она имеет меридиональное простирание и протягивается с юга от о. Тасмания через восточную часть штата Виктория в центральную часть штата Новый Южный Уэльс. На юге и юго-востоке зона погружается под воды Тасманова моря, на севере — под мезо-кайнозойские отложения Великого артезианского бассейна. На северо-востоке только в районе Веллингтон — Батурст она граничит со структурами зоны Хилл-Энд — Будекки.

4. Синклиналичная зона Хилл-Энд — Будекки прослеживается от широты г. Батурста в центре Нового Южного Уэльса до мыса Мелвилл на п-ове Кейп-Йорк в северо-восточной части Квинсленда. На юго-западе, как уже указывалось выше, эта зона граничит с антиклинальной зоной Бенамбриан, на северо-западе — с докембрийскими выступами Австралийской платформы по «линии Тасман» (в восточной части штата Квинсленд). С востока зона отделена краевым Сиднейско-Боуэнским прогибом от верхнепалеозойских складчатых структур Новой Англии.

Длина и ширина каждой из этих зон существенно отличаются друг от друга. С разной степенью подробности изучены в их пределах стратиграфия и тектонические структуры.

Стратиграфия

В пределах Тахланской складчатой системы широким распространением пользуются отложения нижнего и среднего палеозоя. Если первые были установлены во всех зонах, то вторые в значительной своей части приурочены к синклиналичным структурам. Отложения докембрия, вероятно соответствующие по возрасту только верхам протерозоя (возрастные аналоги группы Аделаид), известны лишь на ограниченной территории о. Тасмания. Верхнедевонские и нижнекаменноугольные образования выполняют наложенные впадины.

Докембрий

Достоверно установленные докембрийские образования были описаны лишь в пределах антиклинальной зоны Бенамбриан, где амплитуда воздымания зоны наиболее велика. Характерно, что в пределах всех остальных зон породы докембрия не выходят на дневную поверхность.

Зона Бенамбриан. На самом юге зоны, на континенте, в ее центральной части, и в западной половине о. Тасмания, широко распространены отложения докембрийского возраста. По характеру метаморфизма всеми без исключения исследователями они подразделяются на две группы: глубокометаморфизованные образования и неметаморфизованные отложения

¹ По Д. Томасу.

² По У. Брауну.

(Spry, 1962). Однако степень метаморфизма этих пород еще далеко не свидетельствует об их разновозрастности, а скорее говорит о различном положении в тектонической структуре зоны и частично связана с интрузивной деятельностью.

Метаморфизованные докембрийские образования были подробно изучены А. Спрайем (Spry, 1962, 1963) в районе горы Фремиманс-Кан. Здесь основание разреза комплекса составляют слоистые и зернистые кварциты и амфиболиты Джойс, видимая мощность которых более 1500 м. На них залегают породы свиты Мэри, представленные массивными и рассланцованными кварцитами, среди которых имеются прослои филлитов. Общая мощность ее около 2600 м. Свита перекрывается слюдястыми, гранатовыми и альбитовыми сланцами, чередующимися с прослоями кварцитов и амфиболитов, мощность которых около 1600 м. Верхнюю часть разреза докембрия в центральной Тасмании составляют массивные и рассланцованные кварциты и филлиты, а также кварциты и доломиты, суммарная мощность которых около 2000 м. Общая видимая мощность докембрийских метаморфизованных образований достигает 7500—8000 м.

По данным А. Спрая, Д. Циммермана (Spry, Zimmerman, 1959) и М. Соломона (Solomon, 1962), весьма сходный разрез докембрийских пород прослеживается далее на юг и юго-запад в центральной части Тасмании, причем эти образования погружаются под более молодые породы палеозоя и мезозоя.

В крайне западной и северо-западной частях о. Тасмания и на о. Кинг степень метаморфизма докембрийских образований значительно ниже. Здесь в разрезе только в самой нижней его части присутствуют кристаллические сланцы и амфиболиты. На западном побережье острова, в долине р. Пеймен у пос. Корина, по данным А. Спрая (Spry, 1962, 1964), основание разреза докембрийских образований составляют интенсивно метаморфизованные пелитовые сланцы, переслаивающиеся с послойными сланцами основных пород и амфиболитами. Эта толща, известная под названием кристаллических сланцев Уайт, видимой мощностью свыше 1000 м, несогласно перекрывается менее метаморфизованными породами докембрия. В основании разреза этого комплекса залегают чередующиеся между собой сланцы и кварциты (Spry, Ford, 1957) темного и коричневого цвета мощностью свыше 1500 м. Они согласно перекрываются паккой 600-метровой мощности грубообломочных пород (чередующихся прослоев конгломератов и грубозернистых песчаников). Верхи разреза докембрия западного побережья Тасмании составляют различного рода глинистые сланцы и алевролиты, среди которых встречаются прослои туфов и лав основных эффузивов и иногда доломитов. Общая мощность этой части разреза весьма изменчива и колеблется от 1000 до 2000 м. На них согласно залегают нижнекембрийские образования. Таким образом, суммарная видимая мощность неметаморфизованных пород докембрия западной Тасмании не менее 4000—5000 м. В более северных районах о. Тасмания и на о. Кинг разрез этих отложений почти не меняется.

Как видно из этого краткого описания, трудно на основании только степени метаморфизма разделить два типа разреза докембрия в пределах острова на «молодые» и «древние». По мнению А. Спрая (Spry, 1962), эти два комплекса, вероятно, разновозрастные. Он приводит в защиту своего положения следующие доводы: а) состав разреза в этих комплексах весьма сходен; б) нет никаких данных о несогласиях и стратиграфическом положении в разрезе этих толщ; в) в отдельных изолированных обнажениях между разрезами этих комплексов встречаются разрозненные выходы пород, являющихся промежуточными между ними по степени метаморфизма. Весьма вероятно, что последнее объясняется различным структурным положением толщ в пределах общей зоны поднятия Бенамбриан.

Верхняя возрастная граница для данных пород определяется по их

положению под нижнекембрийскими образованиями, а также по определениям абсолютного возраста калиево-аргоновым методом биотита из слюд и даек долеритов, прорывающих нижние члены разреза, который выражается в 700 млн. лет. Все это дает возможность сопоставить докембрий Тасмании с отложениями группы Аделаида.

Как уже указывалось выше, в пределах Лахланской системы на востоке континента выходы пород докембрийского возраста отсутствуют. Здесь наиболее древними известными отложениями является вулканогенно-осадочный комплекс кембрия.

К е м б р и й

Кембрийские отложения в пределах системы пользуются относительно малым распространением. Они слагают ядра антиклинальных приразломных структур и прослеживаются в виде узких полос.

Грампианская зона. В пределах этой зоны образования кембрийского возраста установлены лишь в узких антиклиналях Хиткот и Ленсфилд в центральной части штата Виктория. Кроме того, условием к отложениям данного возраста относятся нижние части разреза района Кастертон на западе этого же штата (Thomas, Singleton, 1956).

По данным Д. Томаса (Thomas, 1939) и других исследователей, в районе Хиткот — Ленсфилд кембрийские образования обнажаются в виде узкой полосы, ширина которой не более 5—10 км, а длина превышает 80 км. Основание разреза здесь слагают зеленокаменные породы Хиткот, которые представляют собой чередование метаморфизованных спилито-кератофиров и их туфов, включающих тонкие прослои и линзы кремнистых сланцев и радиоляриевых яшм, прорванных дайками долеритов и андезитов, а также авгитовых и полевошпатовых порфиринов. Выше по разрезу вулканогенные породы сменяются чередованием кремнистых и черных глинистых сланцев с тонкими прослоями пепловых туфов, а также линзами агломератов. Видимая мощность зеленокаменных пород и кремнистых сланцев более 2000 м. Возраст ее на основании редких находок «дендропидной» фауны определяется как нижний и средний кембрий. Отложения Хиткот согласно перекрываются сланцами Голди, фаунистически не охарактеризованными. Они представлены толщией, мощностью до 700 м, черных сланцев и алевролитов, местами окремешенных, чередующихся с тонкими прослоями туфов. Сланцы в свою очередь согласно перекрываются нижнеордовикскими граптолитовыми сланцами, и на основании этого их возраст определяется как верхнекембрийский. Общая видимая мощность кембрия в районе Хиткот — Ленсфилд около 3000 м.

В западной части антиклинальной зоны и штата Виктория, в районе Кастертона, нижнепалеозойские образования не содержат каких-либо палеонтологических остатков и их возраст определяется лишь на основании литологического состава. По мнению Д. Томаса и Д. Синглтона (Thomas, Singleton, 1956), отложениями кембрийского возраста являются амфиболитовые, серпентинитовые и талько-хлоритовые метаморфические сланцы, видимая мощность которых около 150 м. Они подстилают метаморфизованные граувакки, по-видимому, ордовикского возраста. В пределах остальной части Грампианской зоны выходы кембрийских образований отсутствуют. Другим районом распространения кембрия является антиклинальная зона Бенамбриан.

Зона Бенамбриан. В пределах зоны Бенамбриан породы кембрийского возраста, так же как и в пределах Грампианской зоны, слагают ядра антиклинальных структур. Однако они были установлены в значительно большем количестве разрозненных выходов и известны для всех частей зоны: на юге зоны — в северо-западной части о. Тасмания (Banks, 1956, 1962) в центральной части зоны — в штате Виктория у горы Веллингтон (Thomas, Singleton, 1956) и на севере, на территории Нового Южного

Уэльса,— в районах Канберры, Веллингтона и Кобара (Öpik, 1956, 1958; Paskam, 1960, 1962).

В пределах западной части Тасмании отложения кембрия пользуются наиболее широким распространением. По данным Б. Кампана и других (Campana, King, Mc Kenna, 1960; Campana, King, 1963) и М. Банка (Banks, 1962), они слагают значительную часть территории и прослеживаются от юго-западного побережья о. Кинг до центрального плато почти непрерывной полосой.

Непосредственно на верхнекембрийских образованиях иногда с угловым несогласием залегает толща пород раннекембрийского возраста. В основании ее разреза в районе Зиан — Росбери преобладают пестроцветные сланцы, окраска которых меняется от красной до темно-зеленой, чередующиеся с алевролитами. Выше они сменяются серыми доломитами, доломитизированными алевролитами и брекчиевидными доломитами. Верх этой толщи слагают кварцитовидные, местами слюдястые песчаники и темно-серые и черные тонкослоистые кремнисто-филлитовые сланцы. Среди последних присутствуют прослойки туфогенных образований. Мощность толщи около 1200 м. Характерно, что эта толща, литологически существенно отличающаяся от всех других отложений палеозоя, прослеживается повсеместно во всей западной части о. Тасмания, но ее нет на о. Кинг, где, по данным Скота (Scott, 1951, 1952), на западном его побережье в разрезе кембрия преобладают спиллиты с подчиненными прослоями туфогенных пород.

Залегающие согласно на тонкополосчатых сланцах вулканогенные породы Маунт-Рид представлены чередованием спиллитов, кератофиров, полевошпатовых туфов, лаваагломератов, массивных пирокластических пород и кремнистых сланцев. Мощность эффузивов Маунт-Рид не постоянна и меняется от 2500 м в районе г. Росбери до 1000 м на о. Кинг. Хотя эти отложения и содержат окаменелости, как, например, *Hudria davidi*, возраст их остается точно не определенным, так как последние имеют широкий стратиграфический диапазон распространения. По мнению М. Банка, возраст эффузивов Маунт-Рид скорее всего соответствует нижней половине среднего кембрия.

Наиболее широко в западной Тасмании представлены образования верхнего и среднего кембрия (группы Дандас), подробно изученные Дж. Эллистоном (Elliston, 1954). По данным этого исследователя, породы группы с незначительным несогласием, видимо имеющим чисто локальное значение, залегают на эффузивах Маунт-Рид. Основание ее разреза слагают аргиллиты, чередующиеся с алевролитами и песчаниками. Постепенно вверх по разрезу глинистые сланцы сменяются пестроцветными кремнистыми сланцами и туфами, среди которых часто присутствуют подчиненные прослои основных эффузивов. Верхняя часть разреза группы сложена зеленоцветными граувакками, переслаивающимися с прослоями конгломератов и сланцев. Мощность отложений группы изменяется от 3000 до 3500 м. В этих образованиях собраны трилобиты, датирующие их возраст от низов среднего кембрия до средней части среднего кембрия (Banks, 1956, 1962). Таким образом, общий разрез кембрия на западе Тасмании представлен в основном эффузивами типа спиллитов и кератофиров, чередующихся с осадочными и вулканогенно-осадочными образованиями. Его мощность достигает 7000—7500 м.

По направлению на север и северо-восток в пределах антиклинальной зоны Бенамбриан кембрийские образования вновь обнажаются лишь в ее западной части, в центре штата Виктория в районе горы Веллингтон. Здесь, по данным Д. Томаса и О. Спиглтона (Thomas, Singleton, 1956) и У. Харриса и Д. Томаса (Harris, Thomas, 1934), они слагают узкую антиклиналь, прослеживающуюся на 16 км в долине р. Долодрук при ширине около 2 км. Здесь нижнюю видимую часть разреза кембрия слагают

зеленокаменные породы Веллингтон, представленные метаморфизованными лавами основных эффузивов и их туфами и лаваагломератами. Часть лав, по предположению Е. Тейла (Teale, 1920), представляет собой серпентинизированные пироксенитовые и оливиновые базальты. Согласно на них залегают тонкослоистые пепловые туфы Гарвей-Галли, среди которых имеются линзы и тонкие прослои известняков, содержащих многочисленные трилобиты верхнего кембрия. Мощность этих отложений достигает нескольких десятков метров. К северу от горы Веллингтон под нижнеордовикскими отложениями в нескольких отдельных выходах обнажаются зеленокаменные породы, литологически сходные с описанными выше, возраст которых условно принимается как верхнекембрийский.

Далее по простиранию зоны Бенамбриан на север, в пределах штата Новый Южный Уэльс, по данным А. Опики (Opik, 1956), кембрийские образования, не содержащие никаких палеонтологических остатков, обнажаются в ядрах нескольких антиклинальных структур.

В крайней западной части зоны, в районе г. Кобар, в центре штата, по данным К. Итена (Iten, 1952), нижнеордовикские отложения несогласно перекрывают глинистые, асидные, филлитовые и мусковито-серицитовые сланцы, туфогенные образования и кремнистые сланцы. Всю эту толщу А. Опик условно относит к кембрию и частично к верхнему докембрию. По мнению автора, эти отложения целиком следует относить к кембрию, так как по характеру метаморфизма и своему составу (наличию прослоев вулканогенных пород) они имеют значительно больше сходства с кембрийскими, чем с верхнепротерозойскими отложениями.

Другим районом выхода пород условно кембрийского возраста служит район Коненберри, расположенный на востоке антиклинальной зоны Бенамбриан. Здесь, по данным А. Опики (Opik, 1954, 1958), ниже по разрезу фаунистически датированных отложений нижнего ордовика залегает мощная толща черных глинистых сланцев и алевроитов, частично туфогенных, значительная часть которой, вероятно, является кембрийской по возрасту.

В более северных районах Нового Южного Уэльса в ядре узкой антиклинальной структуры между Молонгом и Веллингтоном Г. Пакхам (Packham, 1960, 1962) относит также условно к кембрию глинистые и туфогенно-глинистые сланцы и туфогенные песчаники большой мощности, согласно подстилающие отложения нижнего ордовика.

Учитывая, что наиболее древние отложения в пределах Нового Южного Уэльса представлены преимущественно сланцевыми фациями, местами претерпевшими существенный региональный метаморфизм, можно предположить, что еще в ряде антиклинальных складок будут впоследствии установлены выходы пород кембрийского возраста, которые сейчас картируются как ордовикские. Последние наиболее широко распространены в пределах антиклинальных зон и составляют значительную часть Лахландской складчатой системы.

О р д о в и к

Отложения ордовикского возраста пользуются наибольшим распространением в пределах антиклинальных структур. За исключением о. Тасмания, где преобладают карбонатные породы, повсеместно они представлены терригенными образованиями и повсюду фаунистически хорошо охарактеризованы, что позволяет выделять все три отдела данной системы. Для каждой из антиклинальных зон мы рассмотрим лишь основные разрезы, расположенные в разных их частях как по простиранию зон, так и вкрест его. Следует, однако, отметить, что данные разрезы изучены далеко не одинаково детально. В отличие от хорошей обнаженности в антиклинальных структурах, в пределах синклинальных прогибов породы ордо-

вика обнажены лишь в их узких окраинных зонах. Как правило, литологически они ничем не отличаются от образований силурийского возраста, которые их согласно перекрывают. Здесь были установлены лишь верх и верхнего ордовика, разрезы которых изучены весьма схематично. Поэтому в данном разделе мы не будем специально останавливаться на их стратиграфии и в краткой форме коснемся данных разрезов при описании соотношения силурийских образований с подстилающим комплексом.

Грампинская зона. В пределах зоны породы ордовика составляют почти 95% ее территории и наиболее подробно изучены и описаны. Они прослеживаются вкост простирания с запада на восток в полосе шириной около 100 км и повсеместно представлены граптолитовыми сланцами. Несколько изолированным является крайне западный выход нижнепалеозойских отложений в районе Кастертон, на западе штата Виктория. Здесь, по данным Д. Томаса (Thomas, 1939, 1959) и Б. Уэллса (Wells, 1956), земнокаменные породы условно кембрийского возраста перекрываются массивными кварцево-полевошпатовыми песчаниками, чередующимися с граувакками, возраст которых, возможно, ордовикский. Эти отложения существенно метаморфизованы и в них не было обнаружено фауны. Мощность проблематичного ордовика достигает нескольких сотен метров. На них с резким угловым несогласием залегают красноцветы верхнего девона.

Несколько восточнее, в пределах всей западной половины штата, между зонами лишейных подъятий Ставели и Хиткот (по Thomas, 1959) расположена полоса выхода ордовикских пород, ширина которой достигает 150 км. В пределах этого района отложения ордовика содержат многочисленные граптолиты, благодаря которым вначале А. Мак Коем, а затем Т. Холлом (Hall, 1894), У. Гаррисом и Д. Томасом (Harris, Thomas, 1938) и в последние годы Д. Томасом была разработана детальная зональная стратиграфическая схема. По данной схеме в нижнем отделе ордовика выделяется пять ярусов (лансфильдский, бендигонский, геунтонский, кастельманский, латинский), а средняя и нижняя часть верхнего ордовика объединены в один ярус (дарривильский). Всего в пределах этих ярусов этими исследователями выделяется 20 граптолитовых зон. Кроме того, в отложениях верхнего ордовика выделяются три яруса (гистонский, эстонский, боллиндский), включающих восемь зон. Такое дробное расчленение стратиграфии ордовикских отложений свидетельствует о детальной степени изученности данного района, однако литология пород, содержащих обильные граптолиты, описана еще недостаточно полно.

В целом весь разрез ордовика западной части центральной Виктории (область Бендиг-Кастельман) весьма однообразен. Он сложен черными и темно-серыми глинистыми сланцами, в отдельных частях тонкослоистыми, чередующимися с песчаниками и туфогенными сланцами и темноцветными кварцево-полевошпатовыми песчаниками. Среди песчаников имеются тонкие прослои гравелитов, а в отдельных местах для них характерна оползевая структура. Мощность этих образований значительна и достигает 2500—3000 м. Общее знакомство с отдельными разрезами этого района привело автора к предположению, что ордовикские отложения Грампинской зоны отлагались в мелководных условиях, о чем может свидетельствовать обилие прослоев средне- и грубозернистых песчаников. По направлению на юг и на север зоны образования ордовика погружаются под мезо-кайнозойские отложения.

Зона Бенамбриан. В пределах этой антиклинальной зоны, несмотря на ее несравненно более значительные размеры, отложения ордовикского возраста распространены далеко не повсеместно. В ряде мест, особенно в центральной части штата Новый Южный Уэльс, они несогласно перекрываются силурийскими и девонскими образованиями. Следует отметить, что для отложений ордовика характерны резкие смены литологического

состава в различных частях этой зоны и здесь удается наблюдать все переходы от мелководных карбонатных фаций на западе до более глубоководных вулканогенно-сланцевых на востоке. Местами разрезы разновозрастных пород столь различны, что трудно провести сколько-нибудь детальную стратиграфическую корреляцию между ними.

Наиболее юго-западный разрез ордовика антиклинальной зоны Бенамбриан расположен на юго-западе о. Тасмания, в пределах Западного Прибрежного хребта, где он был довольно подробно изучен Б. Кампаной и Д. Кингом (Campana, King, 1963), М. Соломоном (Solomon, 1962), М. Банксом (Banks, 1962) и др. По данным этих исследователей, здесь основание разреза ордовика составляет толща конгломератов, залегающая в отдельных местах с резким угловым, а в других — с азимутальным несогласием на кембрийских образованиях. Нижняя часть толщи сложена конгломератами Жейкес, гальки в которых представлены преимущественно вулканогенными образованиями, сцементированными граувакковым цементом. Мощность их около 300 м. Выше по разрезу они сменяются конгломератами Оуэн, состоящими из хорошо окатанных галек кварцитов и кембрийских сланцев, сцементированных аркозовым материалом. Часто конгломераты чередуются с гематитовыми и аркозовыми косослоистыми песчаниками, а в районе Кунтауна — с меденосными и красноцветными песчаниками. Общая суммарная мощность конгломератов Оуэн достигает 1200 м. Толща конгломератов согласно перекрывается песчаниками Каролайн-Крик, представленными главным образом хорошо отсортированными кварцевыми и глинисто-кварцевыми разностями с редкими тонкими прослоями гравелитов; песчаники имеют пеструю окраску: от белой до шоколадной или зеленоватой за счет обогащения меденосными минералами. В этих отложениях встречаются трилобиты, брахиоподы и гастроподы, датирующие их возраст как аренгский. Мощность песчаников Каролайн-Крик непостоянна и меняется от 200 до 350 м.

Сменяющие их выше по разрезу алевролиты Флорентия-Велли представляют собой трансгрессивную фацию, залегающую с азимутальным несогласием на различных горизонтах ордовика. Они представлены глинистыми, песчано-глинистыми и известковыми сланцами, содержащими граптолиты и трилобиты аренга. Мощность этой пачки невелика и достигает 100 м, однако на севере острова ее стратиграфические аналоги, представленные в значительной степени песчанистыми породами, увеличивают мощность до 300 м. Венчает разрез ордовика западной Тасмании мощная (до 1800 м) толща карбонатных пород, получившая название известняков Гордон. Они согласно залегают на подстилающих отложениях и представлены преимущественно красными и фиолетовыми известняками, чередующимися с прослоями аргиллитов и доломитов. Последние составляют всего 7% от общей мощности толщи. Отличительная черта этой толщи — ее мелководный характер, выражающийся в быстрой смене как по простиранию, так и вкrest ее различных фаций, в наличии обильных остатков кораллов, брахиопод, пелеципод, трилобитов, а также отдельных прослоев с граптолитами (*Phyllograptus*). Однако несмотря на мелководность и обилие кораллов для этой толщи не характерны рифовые фации. Возраст известняков определяется как нижне- и среднеордовикский. В верхах толщи прослеживается горизонт фенестелловых сланцев, содержащих окаменелости верхнего ордовика. Общая суммарная мощность ордовика в Западном Прибрежном хребте Тасмании достигает 3500 м.

По направлению на север в пределах материка известняково-сланцевые фации были установлены лишь в крайней западной части антиклинальной зоны Бенамбриан. На южном побережье Виктории, в 150 км от Мельбурна, на побережье залива Уарата имеется обособленный выход известняков, содержащих трилобитов тремадока (Linder, 1953; Paskham, 1960), видимой мощности в несколько десятков метров.

По простиранию на север, по западной окраине зоны ордовикские отложения обнажаются в центральной части Нового Южного Уэльса, к востоку от Кобара, в районе горы Нимати. Здесь, по данным Е. Андрюса (Andrews, 1915), К. Итона и Е. Катера (Iton, Cater, 1951) и Е. Рейнера (Reyner, 1961), на отложениях условно кембрийского возраста залегает сланцевая толща ордовика. Нижняя часть этого разреза, известная под названием группы Канбелло, представлена метаморфизованными и интенсивно дислоцированными филлитовыми и кварцево-хлоритово-мусковитовыми сланцами, чередующимися с кварцитовидными, местами гематитизированными, песчаниками и линзами мраморизованных известняков. В последних К. Итоном и Т. Катером были обнаружены *Heliocrinites*, которые позволили А. Опику (Öpik, 1956) отнести эти отложения к среднему и, возможно, верхнему ордовика. Мощность группы, по данным этих геологов, не менее 1000 м.

Несколько изолированно от выходов группы Канбелло по направлению на юго-запад, в районе Таллебанс, по данным К. Шеррарда (Scherrard, 1954) и Е. Рейнера (Reyner, 1961), обнажаются образования группы Тапленбонг. Они представлены серыми и черными глинистыми сланцами, чередующимися с подчиненными прослоями кварцитов и песчаников. Е. Рейнер обнаружил в темных сланцах граптолиты *Climacograptus wilsoni*, *C. bicornis*, *Dicranograptus nicholsoni* и другие, датирующие возраст вмещающих пород как верхнеордовикский (карадок). Видимая мощность пород группы — несколько сотен метров.

К востоку от описанных выше разрезов, в центральной части зоны Бепамбриан ордовикские отложения наиболее широко представлены на юго-востоке Нового Южного Уэльса, в районах Канберры и Южного Берега и в восточной части Викторнии. Наиболее подробно они были изучены А. Опиком (Öpik, 1954, 1958) в окрестностях Канберры. Здесь в основании разреза обнажается толща мелкозернистых кварцевых песчаников, переслаивающихся с многочисленными тонкими прослоями черных глинистых сланцев. Кварциты хлоритизированы и серицитизированы. Мощность толщ песчаников не менее 500 м. Возраст этих отложений условно принимается А. Опиком как нижнеордовикский. На них без видимого несогласия залегают породы свиты Питтмен. Весь разрез свиты представляет собой тонкое чередование песчаников, глинистых и серицитизированных песчаников, глинистых, песчано-глинистых, тонкополосчатых туфогенных и радиоляриевых кремнистых сланцев. Мощность отдельных прослоев очень редко превышает 3 м. В породах этой свиты были встречены граптолиты, радиолярии, конодонты и брахиоподы. Возраст свиты датируется по граптолитам, среди которых в низах формации встречаются *Trigonograptus ensiformis*, характерные для низов среднего ордовика, в средней части — *Climacograptus cf. scharenbergi*, относящиеся к верхам среднего ордовика, а в ее кровле — *Dicellograptus sextans*, определяющие нижнюю часть верхнего ордовика. Мощность свиты Питтмен не более 250 м.

Согласно перекрывающие ее сланцы Актоп представлены маломощной (до 80 м) пачкой черных и серых, часто окремненных глинистых и известково-глинистых сланцев с тонкополосчатой текстурой. В сланцах А. Опиком были собраны брахиоподы, конодонты и граптолиты *Dicranograptus nicholsoni*, *Climacograptus bicornis*, *C. hastatus* и другие, датирующие верхнеордовикский возраст вмещающих пород.

Таким образом, общая суммарная мощность ордовикских отложений в районе Канберры достигает 800—850 м, т. е. значительно меньше, чем в более западных разрезах.

Существенно меняется облик и одновременно увеличивается мощность ордовикских образований по направлению на восток и юго-восток. В восточной части штата Виктория, в долинах рек Митчелл и Уэнтворт, по

данным Д. Талента (Talent, 1963), ордовикские образования представлены литологически монотонной толщей чередующихся между собой темно-серых среднелзернистых кварцевых и глинистых песчаников, песчанистых алевролитов и синевато-черных глинистых сланцев. Грубозернистые образования встречаются здесь исключительно редко, а конгломераты совершенно отсутствуют. Иногда среди этих пород имеются тонкие прослои черных кремнистых сланцев. Д. Таленту удалось обнаружить в сланцах следы подводных течений и оползней. Эти отложения содержат граптолиты нижнего и среднего ордовика и согласно перекрываются сланцами верхнеордовикского возраста. Истинную мощность толщи установить трудно из-за ее монотонности и сложной мелкой складчатости; по мнению Д. Томаса (Thomas, 1947), она более 3000 м.

Севернее и северо-восточнее, в Снежных Альпах, по данным А. Опики (Örik, 1952), в основании разреза нижнего палеозоя залегает мощная (до 2500 м) толща граувакков серого и зеленовато-серого цвета, массивных и среднеслоистых, содержащих большое количество слюдястых мипералов. Эта толща известна под названием формации Болтон, возраст которой условно принимается как нижнеордовикский. Она перекрывается толщей Кайандра среднеордовикского возраста, сложенной переслаивающимися между собой черными, серыми и зеленовато-серыми кремнистыми и глинистыми сланцами, андезитовыми и диабазовыми лавами и их туфами, суммарной мощностью до 3500 м. Вengono разрез ордовика черные сланцы Адаминаби, содержащие граптолиты верхнего ордовика. Общая мощность ордовика Снежных Альп не менее 6000—7000 м. Севернее, прямо по простиранию этого разреза, в центральной части штата Новый Южный Уэльс ордовикские образования были подробно изучены в районе городов Молонг и Ориндж Г. Пакамом (Packham, 1958), Н. Стевенсом (Stevens, 1957; Packham, Stevens, 1955), Д. Уолкером (Walker, 1959) и др. По данным этих исследователей, нижнюю часть разреза ордовика в этом районе слагают андезиты, диабазы и их туфы, чередующиеся с черными глинистыми и кремнисто-глинистыми сланцами, содержащими граптолиты нижнего ордовика. Выше по разрезу в западной части района они сменяются известняками Бартон, как правило, массивными и перекристаллизованными. Они содержат одиночные кораллы среднего и верхнего ордовика. Максимальная мощность известняков в этой части района достигает 800 м. По направлению на юг и юго-восток на расстоянии нескольких километров разрез этой толщи заметно меняется. По данным Д. Уолкера и Г. Пакама, известняки быстро сокращаются в мощности и постепенно выклиниваются, замещаясь вулканогенными и вулканогенно-осадочными породами — андезитами и их туфами, чередующимися с кварцево-полевошпатовыми песчаниками, граувакками, глинистыми и кремнистыми сланцами. В последних были встречены граптолиты среднего ордовика. Мощность этой части разреза возрастает до 1500 м. Верхнеордовикские образования в районе Молонг — Ориндж повсеместно представлены вулканогенными породами. В основном это зеленые рассланцованные и массивные андезиты, которые переслаиваются с туфами и туфогенными брекчиями, граувачковыми песчаниками, глинистыми и кремнистыми радиоляриевыми сланцами. В сланцах встречаются граптолиты, среди которых наиболее типичны формы *Climacograptis bicornis*, *Orthograptus apiculatus* и другие, датирующие верхнеордовикский возраст вмещающих пород. Мощность верхнего ордовика значительна и достигает 1500—2000 м. Общая мощность ордовика в этих разрезах не менее 3000—4000 м.

Далее по направлению на юго-восток, в пределах юго-восточного побережья Австралии в Большом Водораздельном хребте и на его восточных склонах у Марруа, по данным И. Браун (I. Brown, 1928, 1933), породы ордовикского возраста слагают широкую антиклинальную складку. В ос-

новании разреза здесь обнажается толща тонкослоистых красных и желтых яшм, кремнистых сланцев, метаморфизованных тонкозернистых филлитовых сланцев и зеленоцветных хлоритово-серицитовых сланцев. Мощность отдельных прослоев измеряется миллиметрами и лишь в редких случаях она превышает 5 см. Автору удалось наблюдать, что эти прослои не выдерживаются по простираанию и образуют выклинивающиеся на расстоянии нескольких метров линзы. Вся толща ленточных сланцев и яшм не содержит органических остатков, за исключением радиолярий, которые встречаются в яшмах. И. Браун условно отнесла эти отложения к кембрию, однако, по мнению автора, возраст их не древнее нижнеордовикского, так как они совершенно согласно перекрываются отложениями среднего ордовика. Сменяющие их выше по разрезу образования среднего и верхнего ордовика представлены однообразной толщей тонкослоистых черных и темно-серых глинистых сланцев, переслаивающихся с подчиненными прослоями темно-серых граувакковых песчаников, обычно тонкозернистых и метаморфизованных. В сланцах содержатся граптолиты среднего и верхнего ордовика. Учитывая монотонность состава и интесивную складчатость, трудно установить точную мощность этих образований. Приблизительно она равняется 2000—3000 м.

Таким образом, в пределах антиклинальной зоны Бенамбриан породы ордовикского возраста существенно меняются по составу как с юга на север, так и с запада на восток. Анализ имеющегося материала позволяет установить одну основную закономерность — по направлению на восток происходит смена миегосинклинальных фаций эвгосинклинальными. В этом же направлении увеличивается общая мощность ордовикских образований, причем в их распределении не наблюдается связи со среднепалеозойским структурным планом. Так, в восточной части системы в ядрах антиклинорий распространены наиболее мощные и тонкообломочные образования. Но уже начиная с силурского времени происходит существенная структурная перестройка и в их составе четко устанавливается зависимость в распределении характера осадков от положения в пределах крупных тектонических элементов.

С и л у р

Если кембрийские и ордовикские отложения слагают антиклинальные зоны, то породы силура и нижнего девона преобладают в пределах синклинальных зон. Кроме того, они также выполняют широкие впадины и грабены, осложняющие структуру антиклинальной зоны Бенамбриан. Благодаря этому для силурийских образований характерен значительно более пестрый фациальный состав и резкие смены одного типа осадков другим.

Отложения силура изучены менее детально, чем ордовикские. Достаточно отметить, что в большинстве районов в них довольно трудно выделить отделы, не говоря уже о ярусах. В ряде мест силурийские образования описываются вместе с нижнедевонскими. Все это значительно затрудняет нашу задачу дать характеристику разрезов для отдельных зон и провести сопоставления между ними.

В пределах крайней западной антиклинальной Грампианской зоны силурийские отложения не были установлены и, видимо, отсутствуют. Наибольшим распространением они пользуются на территории Мельбурнской синклинальной зоны, или, как ее часто называют (David, 1950), в Мельбурнском прогибе.

Мельбурнская зона. В пределах широкого прогиба, прослеживающегося от широты г. Мельбурна до центральной части штата Новый Южный Уэльс, района медных рудников Кобара, отложения силура представлены терригенным геосинклинальным комплексом. На юге прогиба, в центре штата Виктория, по данным Д. Томаса (Thomas, 1937, 1939, 1947) и

Д. Талента (Talent, 1965), в долине р. Голборн отложения силура совершенно согласно с постепенным переходом сменяют алевролиты и сланцы верхнего ордовика. В отличие от последних, в нижней части разреза силура преобладают зеленовато-серые и темно-зеленые мергели и алевролиты. Выше они сменяются черными сланцами с граптолитами *Monograptus exiguus*, датирующими нижний силур. В верхах этой толщи песчаники и алевролиты перекрывают сланцы, в которых были обнаружены следы волновой ряби и остатки растений. Мощность толщи не менее 3000 м. Согласно залегающие на них образования Эддон представлены массивными зеленовато-серыми тонкозернистыми песчаниками, служащими маркирующим горизонтом. Среди песчаников имеются тонкие прослои и линзы известняков, содержащих фауну верхов нижнего силура. Мощность этого горизонта около 350 м. Верхняя половина разреза силурийских отложений сложена в основании черными и темно-зелеными граптолитовыми сланцами, постепенно замещающимися вверх по разрезу вначале тонкозернистыми, а затем грубозернистыми граувакковыми и кварцевыми, известковистыми песчаниками, в которых была обнаружена флора. Среди песчаников встречаются прослои мергелей и известковистых алевролитов, включающих колоннальные кораллы *Heliolites* и *Favosites*. Мощность верхнего силура свыше 500 м. Общая суммарная мощность силурийских отложений в пределах центральной Виктории не менее 4000—5000 м.

По направлению на север породы силура Мельбурнской зоны погружаются под мезо-кайнозойские осадки впадины Марри и далее вновь выходят на дневную поверхность уже в центре Нового Южного Уэльса в пределах района крупного медного месторождения Кобар. Стратиграфический разрез в пределах этого района был изучен вначале Е. Андрюсом (Andrews, 1913), а затем Жокликом (Joklik, 1950), Б. Томсоном (Thompson, 1953) и Е. Рейнером (Rayner, 1961). По данным этих исследователей, нижняя половина разреза, из отложений которой производится разработка медных руд, выделяется в серию Кобар (Andrews, 1913). В пределах хр. Барроу в основании группы без видимого углового несогласия на черных граптолитовых сланцах и алевролитах верхнего ордовика залегают конгломераты. Они представлены зелеными и зеленовато-серыми породами, в которых содержится мелкая окатанная галька кварцитов и алевролитов, а также вулканогенных пород. Конгломератовые прослои обычно имеют грубозернистый граувакковый цемент. Выше по разрезу прослои крупнообломочных терригенных пород чередуются с песчаниками и песчано-глинистыми сланцами. Они сменяются песчаниками Чезней (Thompson, 1953). Эта толща сложена средне- и тонкозернистыми кварцево-полевошпатовыми песчаниками и туфогенными граувакковыми породами, испытывающими многочисленные фациальные изменения вкост простирация. Венчают разрез группы кобарские сланцы и слои К.С.А., представленные различными по составу сланцевыми разностями. Среди них встречаются глинистые, песчано-глинистые, филлитовые и туфогенные сланцы, переслаивающиеся с подчиненными прослоями алевролитов, мергелей, полимитовых и глинистых песчаников и граувакков. В этой толще в зонах разломов наблюдается высокое (до 12%) содержание меди, а также титана и полиметаллов. Общая суммарная мощность группы Кобар не менее 3000—4500 м.

Верхнесилурийские образования в пределах хребтов Барроу и Канбелого представлены преимущественно вулканогенными осадочными образованиями, испытывающими фациальные изменения по простираанию этой части зоны. На юге района они сложены чередующимися между собой андезитами, песчано-глинистыми и туфогенными сланцами, алевролитами, песчаниками, кремнистыми сланцами и яшмами. По направлению на север в разрезе преобладают тонкообломочные терригенные образования, чередующиеся с кремнистыми сланцами и прослоями карбонатных пород.

Мощность верхнесилурийских образований не менее 1000—1500 м. Таким образом, общая суммарная мощность силура в районе Кобар около 4000—6000 м.

По направлению на север Мельбурнская зона погружается под мезокайнозойские отложения Великого артезианского бассейна. К востоку, в пределах зоны Бенамбриан, силурийские образования слагают отрицательные структуры и в ряде районов были детально изучены.

Зона Бенамбриан. Силурийские отложения на территории антиклинальной зоны Бенамбриан характеризуются пестрым фациальным составом. Повсеместно их разрез складывается мелководными морскими отложениями либо вулканогенными толщами, отлагавшимися в прибрежно-морских условиях. Еще одной отличительной чертой этого разреза является наличие углового несогласия в основании силура (Packham, 1960), поэтому определить положение нижней границы системы в пределах почти всей зоны не представляет особых трудностей. Исключением из этого общего правила являются разрез западной Тасмании, в которых на границе между силуром и ордовиком не наблюдается какого-либо перерыва в осадкоотложении.

В пределах первого из них, в Западном Прибрежном хребте, в долине р. Лоддон образования силурийского возраста были изучены Е. Гиллом и М. Банксом (Gill, Banks, 1950), М. Банксом (Banks, 1962), Е. Смитом (Smith, 1957) и др. Этими исследователями породы данного возраста выделяются в группу Элдон. Основание разреза группы слагают грубозернистые песчаники и кварциты, чередующиеся с отдельными прослоями гравелитов и алевролитов, общей мощностью до 500 м. Для всей этой толщи характерны обилие кварцевого материала и косая слоистость. В зонах выветривания породы ее, как правило, каолинизированы. В алевролитах низов разреза Е. Гиллом и М. Банксом были обнаружены граптолиты нижнего и среднего лlandoверы. Согласно залегающие на них сланцы Амбер представлены хорошо отсортированными тонкозернистыми осадками, чередующимися с тонкими прослоями органогенных известняков, а в верхней части — белых кварцитов, для которых характерны следы волноприбойной ряби. Фауна, содержащаяся в этих породах, датирует их возраст как венлокский и, возможно, нижний лудлоу. Мощность их не превышает 350 м. Верхи разреза силура в долине р. Лоддон и районе рудники Зинаи сложены малоомощной (до 250 м) пачкой чередующихся между собой серых и зеленовато-черных тонкозернистых песчаников, алевролитов и тонкослоистых темно-серых сланцев. По мнению М. Банка (Banks, 1962), это мелководные образования. Возраст их определяется как верхнесилурийский (лудлоу). Общая мощность силура в Западном Прибрежном хребте Тасмании достигает 1100 м.

На северо-востоке о. Тасмания силурийские отложения слагают нижнюю половину толщи Масинна, несогласно залегающую на докембрийских образованиях. Эти отложения изучены не столь детально, как силурийские разрез запада острова. По данным М. Банка (Banks, 1962), в нижней половине толщи преобладают песчаники, алевролиты и глинистые сланцы, среди которых имеются прослои гравелитов и туфогенных образований, преимущественно игнимбритов, в которых содержатся растительные остатки. В связи с тем, что толща палеонтологически охарактеризована чрезвычайно плохо, силурийский возраст ее определяется условно. Мощность нижней половины разреза толщи Масинна не менее 1000 м.

На континенте, в восточной половине штата Виктория, силурийские отложения известны лишь в одном районе — в верховьях р. Бухан, где они слагают нижние горизонты Муриндейльской синклинали. Здесь, по данным Д. Томаса (Thomas, 1947), отложения верхов нижнего и низов верхнего силура несогласно залегают на сланцах ордовика. Они представ-

лены чередованием средне- и грубозернистых песчаников и вулканогенно-осадочных пород. Мощность этой толщи около 1200 м.

Севернее по простиранию структур, к западу от Канберры, в районе Ясс породы силура слагают Ясскую мульду, стратиграфический разрез которой был подробно изучен вначале Идой Браун (I. Brown, 1932, 1954), а вслед за ней Д. Брауном (D. Brown, 1964) и другими исследователями. В пределах этого района силурийские образования с угловым несогласием перекрывают верхнеордовикские граптолитовые сланцы. По мнению Д. Брауна, перерыв в осадконакоплениях между ордовиком и силуром, возможно, охватывает верхнюю половину верхнего ордовика и низы лландовери.

Основание разреза здесь слагает мощная толща (до 2000 м) грубозернистых песчаников, чередующихся с темноцветными сланцами и линзами известняков. Больше половины ее разреза образовано покровами кварцевых порфиров и их раскристаллизованными туфами, а также туфогенными песчаниками и сланцами. Как вулканогенно-осадочные, так и терригенные породы имеют признаки мелководных условий осадконакопления — следы волноприбойной ряби и дождевых капель, косую слоистость и др. Прислои карбонатных пород обычно переполнены шельфовой фауной и многочисленными одиночными и колониальными кораллами.

Выше по разрезу по всей толще устанавливается чередование мелководных терригенных и карбонатных отложений с вулканогенно-осадочными. Так, например, вышележащая свита Ясс сложена пачкой чередующихся сланцев, песчаников и известняков, мощность которой 250 м, перекрывающая ее свита Лайдлоу — 300-метровым горизонтом порфировитовых лав и их туфов, а венчающая разрез серия Хьюм — чередованием черных глинистых и зеленовато-серых туфогенно-глинистых сланцев и органогенных известняков (мощность 250 м). По всей толще были собраны обильные кораллы, брахиоподы, строматопоры, трилобиты и граптолиты, датирующие ее возраст от среднего лландовери до верхнего лудлоу. Общая ее мощность около 2800—3000 м.

К востоку, в 40 км от этого района, в окрестностях Канберры между отложениями ордовика и силура прослеживаются перерыв в осадконакоплении и угловое несогласие (Örik, 1954, 1958; Noakes, 1954). Вероятно, период перерыва в осадконакоплении был весьма кратковременным и охватывал лишь нижний и, возможно, средний лландовери. Основание разреза нижнего силура в пределах г. Канберры слагают мелководные среднезернистые песчаники, содержащие кораллы, брахиоподы и трилобиты. Выше они сменяются песчанистыми и глинистыми граптолитовыми сланцами с *Monograptus exiguus*, ритмично чередующимися с тонкими прослоями песчаников и алевролитов. Мощность всех этих пород не более 80 м.

Согласно залегающая на сланцах толща осадочных пород, известная под названием «горизонт Канберры» (David, 1932; Örik, 1958), характеризуется наличием прослоев карбонатных образований. Низы ее слагает горизонт (до 70 м мощности) известковистых мергелей, переслаивающихся с тонкими пачками тонкозернистых песчаников и алевролитов и значительно реже — туфов. Мергели перекрываются комплексом тонко чередующихся пород — известковистых сланцев и мергелей, тонкослоистых и мелкозернистых песчаников, известняков, туфогенных отложений и кислых лав (риолитов). общей мощностью до 200 м. И, наконец, венчают горизонт Канберры черные известковистые сланцы и известняки, содержащие *Halsites* и другие кораллы. Возраст этого горизонта определяется как верхнелландоверийский, а мощность около 350—400 м.

В отличие от пород лландовери, отложения венблока в районе Канберры представлены в значительной части вулканогенными образованиями. Залегающая в его основании свита Сент-Жонс-Четч сложена переслаива-

ющими туфогенными алевролитами, песчаниками, порфиритами и их туфами и сланцами, среди которых имеются липы известняков. Эта свита 100-метровой мощности сменяется кислыми лавами — дацитами, риолитами и фельзитами. Образования горизонта Фабриан верхненеолитского возраста слагают верхи разреза пород нижнесилурийского возраста. Они представлены чередованием вулканогенных и вулканогенно-осадочных пород (порфиритов и их туфов, лаваангломератов, туфогенных песчаников) с преимущественно грубозернистыми отложениями — известковистыми и кварцевыми песчаниками и граувакками, среди которых встречаются отдельные прослои и линзы известняков. Мощность разреза группы около 250 м.

В разрезе верхнего силура количество прослоев вулканогенных пород еще более увеличивается. Залегающая в основании его толща представлена в нижней ее части риолитами и их туфами, переслаивающимися с яшмами, красными туфогенными песчаниками и серыми сланцами. Выше постепенно происходит замещение лав осадочными породами, и здесь туфы и туфогенные образования переслаиваются с известняками, известковистыми песчаниками и сланцами. Мощность всей толщи около 250 м. Верхи разреза силура слагаются уже исключительно эффузивами. Это темно-зеленые массивные кварцевые порфиры, мощность которых около 250 м, а в отдельных районах, возможно, и больше. Таким образом, общая мощность силурийских отложений в районе Канберры около 1500—1600 м.

Подобный или весьма сходный разрез силура был описан многими исследователями (Packham, 1962) к северу-западу и к востоку от этого района. Характерно, что по направлению к западу в разрезе увеличивается роль осадочных пород, в том числе и известняков, а к востоку — вулканогенных образований (лав и лаваангломератов). Л. Ноакс (Noakes, 1954), описавший силурийские отложения в пределах грабена Сент-Джорж, в 80 км к востоку от Канберры, подчеркивал, что несмотря на небольшие мощности их фациальный разрез мало отличается от разреза силура района Ориджка, лежащего уже в пределах синклинальной зоны Хилл-Энд — Будекки. Он справедливо указал на то, что структуры этих районов являются взаимным продолжением друг друга.

Зона Хилл-Энд — Будекки. Синклинальная зона Хилл-Энд — Будекки является наиболее протяженной — длина ее достигает 3000 км. Она сопрягается на западе с такими различными структурными единицами, как антиклинальная зона Бенамбриан и сложенный докембрийскими образованиями щит Георгтаун Австралийской платформы (в пределах штата Квинсленд). Разделенная Великим артезианским бассейном на две непропорциональные части (северная ее часть, расположенная на севере Квинсленда, более чем в 10 раз превышает по протяженности южную, охватывающую район Веллингтон — Молонг) зона тем не менее может рассматриваться как единая структура. Это единство очень хорошо проявляется не только в сходстве структурного положения по отношению к позднепалеозойской системе Новой Англии, являющейся внутренней частью Тасманской области, но и в сходстве стратиграфических разрезов. Последние, особенно силурийские, к сожалению, изучены не одинаково подробно.

Весьма детальному геологическому исследованию подверглась южная часть зоны, охватывающая наиболее плодородные и освоенные места штата Новый Южный Уэльс. Здесь геологические работы были проведены впервые Л. де Конинком (De Koninck, 1898) еще в конце прошлого века, а в последнее десятилетие этот район явился объектом детального картирования и местом исследований большой группы сотрудников Сиднейского университета, возглавляемых вначале У. Брауном, а в последние годы Г. Пакамом. Работами этой группы (Packham, Stevens, 1955; Packham, 1958, 1959, 1962; Walker, 1959 и др.) стратиграфия силурийских отложе-

ний была подробно изучена. Ими выделяются в пределах округов Ориндж и Молонг три крупные структуры: прогибы Коура и Хилл-Энд, разделенные поднятием Молонг. Так как разрезы прогибов весьма сходны, то мы рассмотрим только один из них — разрез Хилл-Энд и в сравнении с ним поднятия Молонг.

В пределах прогиба Хилл-Энд, непосредственно к востоку от Веллингтона на верхнеордовикской вулканогенной толще Софала совершенно согласно залегают сланцы Тануорра (Packham, 1958). В основании их прослеживается горизонт крупнозернистых песчаников и мелкогалечных конгломератов, вверх по разрезу сменяющихся вначале коралловыми известняками, а затем зелеными, серыми и черными глинистыми сланцами с редкими прослоями песчаников. В сланцах были собраны *Monograptus* cf. *paradoxus*, *M. priodon* и другие, характерные для верхней половины лландовери. Мощность их не менее 400 м. Они перекрываются вулканогенной толщей Беллс-Крик, сложенной фиолетовыми лавами риолитов и их туфами общей мощностью 500 м. В целом в разрезе ее преобладают пирокластические породы, среди которых встречаются и туфы долеритов. Верхним горизонтом нижнего силура в пределах этого района является свита Чезлай, которая сложена в основании толщей граувакков, массивных и обычно плохо слоистых. Они перекрываются пачкой переслаивающихся между собой глинистых сланцев и граувакковых песчаников, которые в свою очередь вновь сменяются литологически отличными разностями — песчаниками, сланцами и алевролитами. Мощность свиты значительна и достигает 1500 м.

Верхнесилурийские отложения в пределах прогиба представлены в основном осадочными и вулканогенно-осадочными толщами. Нижняя его часть, свита Кукмен, сложена переслаиванием граувакковых и кварцевых песчаников, изменяющихся по структуре от грубозернистых до тонкозернистых с редкими прослоями внутриформационных галечников, конгломератов и песчано-глинистых сланцев. В ней присутствуют только фрагменты флоры силурийского—девонского возраста. Эта прибрежно-морская толща достигает по мощности 500 м. Следующая, самая верхняя силурийская толща Турондейл мощностью до 1000 м сложена в основании туфогенными и кварцевыми песчаниками, в средней своей части — чередованием туфогенно-глинистых сланцев, туфов, алевролитов и граувакков, а в кровле — преимущественно туфами кислого состава, среди которых имеются прослои граувакковых песчаников. Общая суммарная мощность силурийских пород в пределах прогиба достигает 4000 м.

В отличие от прогиба Хилл-Энд, в пределах поднятия Молонг преобладают вулканогенные и карбонатные образования. Здесь с перерывом, но без резкого углового несогласия на туфогенных сланцах верхнего ордовика залегают конгломераты, сменяющиеся выше известковистыми и глинистыми сланцами, алевролитами и туфами кислых эффузивов. Они в средней части разреза силура перекрываются туфогенными конгломератами и брекчиями, в которых присутствует галька ордовикских образований, и туфогенными сланцами. Венчают разрез покровы риолитов, переслаивающихся с туфами и туфогенными песчаниками и сланцами. Общая мощность силура на поднятии не более 500—800 м.

Эти структуры, имея простирания, близкие к меридиональному, прослеживаются на север и в районе 32° ю. ш. погружаются под мезо-кайнозойские отложения Великого артезианского бассейна. Далее они выходят на дневную поверхность в 1000 км севернее, приблизительно на 20° ю. ш., в пределах восточной части штата Квинсленд, в отрогах Большого Водораздельного хребта. Здесь они выполняют трог, который с востока обрамляет Австралийскую платформу, а с запада отделяется от складчатой системы Новой Англии красивым прогибом. Большое количество гранитных массивов, прорывающих силурийские отложения, и субтропическая ра-

стпительность очень затрудняют геологическое изучение этих районов. Однако в пределах рудных месторождений, где имеются горные выработки, стратиграфия силура была разработана Ф. де Кейзером, М. Бейли, Д. Уайтом и др.

На восточном склоне Водораздельного хребта, в долине р. Будекин, в 100 км западнее порта Таунсвилл, по данным Д. Уайта и Д. Уатта (White, Wyatt, 1960), силурийские отложения слагают западное крыло прогиба широтного простирания. В крайней западной части его, непосредственно в контакте с выступом докембрийских образований щита Георгтаун Австралийской платформы отложения силурийского возраста представлены мелководными фациями. Здесь видимую нижнюю часть разреза слагает толща мелкозернистых и тонкозернистых кварцевых алевролитов с *Monograptus*, чередующихся с прослоями косослоистых песчаников. В верхней половине толщи имеются прослои биогенных и оолитовых известняков, грауваковых песчаников и алевролитов и вулканогенных брекчий. Венчают ее разрез альбитизированные андезиты и базальты и лавааггломераты, переслаивающиеся с туфами и туфогенными граувакками. Мощность этих пород около 2500—3000 м. Верхняя свита Грейорд-Крик трансгрессивно перекрывает докембрийские породы щита в его крайней восточной части. Она сложена мощным (до 3000—4000 м) комплексом грубозернистых пород — грауваковых песчаников и алевролитов, конгломератов и в самых верхах ее имеются прослои известняков. Повсеместно в пределах платформы разрез свиты представлен валунными конгломератами.

К востоку, в пределах этой же полосы выходов силурийский разрез резко меняется. Здесь большую часть разреза слагают породы свиты Гренивилл. Они представлены очень мощной (до 8000—10 000 м) толщей чередующихся кварцевых алевролитов, песчаников, сланцев, грауваковых песчаников и кремнистых грауваков. По направлению на восток породы становятся более тонкозернистыми и тонкослоистыми. На них согласно залегают породы свиты Порри-Крик, представленные известковистыми песчаниками, переслаивающимися с известняками, содержащими фауну верхов венлока — верхнего лудлоу. Мощность карбонатных пород около 1000 м.

В 150—200 км к северу от долины р. Будекин, на восточном склоне хребта в районе медных рудников Чиллагое, по границе со щитом Георгтаун прослеживается несколько иной по своему составу комплекс пород данного возраста. Здесь, по данным Ф. де Кейзера, М. Бейли и К. Уолфа (De Keyser, Bayly, Wolff, 1960), основание разреза слагают породы свиты Чиллагое. Низы ее представлены серицитизированными кварцево-полевошпатовыми песчаниками, чередующимися с кремнистыми сланцами и прослоями и линзами известняков. Выше по разрезу они сменяются преимущественно яшмами и кремнистыми сланцами с *Heliolites*, среди которых имеются прослои и пачки кислых и основных эффузивов и их туфов, кварцевых песчаников, грауваков, алевролитов и внутриформационных мелкогалечных конгломератов. Кровлю формации Чиллагое слагают грубозернистые породы — кварцевые песчаники и конгломераты, переслаивающиеся с линзами известняков. Общая мощность формации около 2000 м. Согласно перекрывающие эту толщу отложения горизонта Хербертон представлены уже прибрежно-континентальным комплексом — косослоистыми кварцево-полевошпатовыми песчаниками, кварцитами, алевролитами и конгломератами, которые иногда переслаиваются с кремнистыми сланцами и лавами порфиритов. С этой толщей связана промышленная минерализация меди, свинца, цинка и золота. Суммарная ее мощность около 1500—2000 м.

Таким образом, по направлению на север в разрезе сохраняются вулканогенные образования, однако количество их в каждом разрезе меня-

ется. Возможно, что эта зона продолжается и дальше на север вплоть до мыса Медвилл, где, по данным Дж. Брукса (Brooks, 1960), обнажены регионально- и контактово метаморфизованные филлиты, слюдястые сланцы и кварциты, чередующиеся с кремнистыми сланцами, альбитизированными туфами и кристаллическими известняками, возраст которых им условно определяется как силурийский. Так или иначе, несомненно, что условия осадконакопления для всей синклинальной зоны Хилл-Энд — Будекин были более или менее сходны на всем ее протяжении и существенно отличались от фациальных условий других районов складчатой системы. Подобная картина еще более резко выявляется для нижне- и среднедевонских отложений.

Нижний и средний девон

В пределах синклинальных зон образования нижнего и среднего девона тесно связаны с подстилающими породами не только постепенными переходами, но и сходством литологического состава, в связи с чем для ряда разрезов трудно точно установить положение стратиграфической границы между ними. В то же самое время они резко отличаются от одновозрастных пород антиклинальной зоны Бенамбриан (в пределах антиклинальной Грампианской зоны отложения силура и нижнего и среднего девона не установлены), где, кроме того, в разрезе среднего палеозоя имеются перерывы в осадконакоплении. В пределах всей Лахласской складчатой системы между средним и верхним девоном наблюдается крупное угловое несогласие. Последний представлен красноцветной молассой наложенных впадин, весьма однообразной и сходной в различных структурных зонах. Поэтому верхний девон мы будем рассматривать отдельно от более древних девонских образований.

Мельбурнская зона. Эта зона представляет собой самую западную полосу распространения нижне- и среднедевонских отложений в пределах описываемого региона. Как правило, породы данного возраста выполняют ядра синклинальных складок и залегают согласно на силурийских. В связи с тем, что толщи характеризуются удивительным однообразием состава и содержат очень бедную фауну, изучение их стратиграфии и корреляции с другими разрезами проведено лишь в общих чертах, а в ряде мест просто схематично. Поэтому мы остановимся лишь на двух разрезах юга и севера Мельбурнской зоны.

На юге зоны, в центральной части штата Виктория, нижне- и среднедевонские образования были изучены Д. Томасом (Thomas, 1947) на южных отрогах Австралийских Альп в районе Элдон. Здесь эти отложения выделяются в толщу Уалалла, которая без видимого несогласия перекрывает песчаники силура. В основании ее залегают грубозернистые песчаники, чередующиеся с прослоями мелкогалечных интрузивных конгломератов. Последние образуют в одних разрезах два, а в других — четыре отдельных горизонта. Песчаники, которые переслаиваются с конгломератами, а затем образуют вышележащие горизонты, очень сходны с силурийскими и представлены мелкозернистыми кварцево-полевощистыми разностями. В них были обнаружены остатки брахиопод и фрагменты флоры девонского возраста. В верхней половине толщи Уалалла имеются прослои песчано-глинистых сланцев и алевролитов. Общая ее мощность приблизительно равняется 3000 м. Подобный разрез наблюдается и в ядрах других синклинальных складок севера Мельбурнской зоны, которые, сохраняя северо-северо-западные простирания, погружаются под чехол впадины Марри.

К северу от мезо-кайнозойской впадины в центральной части штата Новый Южный Уэльс, в районе Кобара породы этого возраста впервые были установлены Е. Андрюсом (Andrews, 1913), который выделил их в

серию, или свиту, Амфитеатр. Разрез ее обнажается несколько западнее выходов силура и перекрывает их, по-видимому, согласно. Изучавшие его в последние годы Б. Томсон (Thomson, 1953) и Е. Рейнер (Rayner, 1961) проводят нижнюю границу серии по горизонту тонкозернистых кварцитов и алевролитов, содержащих окаменелости девонского возраста. Выше они сменяются тонкослоистыми аркозовыми и полимиктовыми песчаниками, переслаивающимися по всей толще с тонкозернистыми алевролитами, глинистыми и песчано-глинистыми сланцами и редкими прослоями песчаных мергелей. По всей толще встречаются остатки пелеципод и брахиопод нижнего и среднего девона. Мощность серии невелика и на севере не превышает 1500 м, а на юге, возможно, не более чем 2000 м. Следует лишь подчеркнуть, что этот разрез является крайним восточным в пределах синклиналиной зоны, а по направлению к востоку в пределах антиклинальной зоны Бенамбриан сменяется более разнообразным по своему составу комплексом разновозрастных образований, выполняющих обычно приразломные структуры.

Зона Бенамбриан. На территории зоны разрезы ниже- и среднедевонских отложений совершенно различны по своему фациальному составу. Причина этого кроется в разных типах синклиналиных структур, которые выполняются этими отложениями, а также в тектоническом положении в пределах самой зоны. Для того чтобы всесторонне отразить характер ниже- и среднедевонских образований, нет необходимости касаться абсолютно всех изученных разрезов. Мы остановимся лишь на основных, наиболее подробно описанных породах и будем рассматривать их, так же как и подстилающие образования, с юго-запада на северо-восток почти вкрест простирания зоны. Самым юго-западным разрезом пород этого возраста является разрез района залива Сперо на западном побережье о. Тасмания. Впервые породы девона были описаны здесь сто лет назад Гулди, а в последние годы детально изучены М. Банксом (Banks, 1957, 1962a). По данным М. Банка, отложения нижнего и среднего девона с базальными конгломератами в основании (мощность их около 7 м) несогласно залегают на образованиях докембрийского возраста. Выше они перекрываются косослоистыми песчаниками и алевролитами, которые в свою очередь сменяются известняками. Последние представлены окремненными и доломитизированными разностями, содержащими обильные одиночные и колониальные кораллы — строматопоры, фавозиты, сирингопоры, а также брахиоподы и мшанки, возраст которых определяется Д. Хилл как верхи нижнего или средний девон. Вепчают разрез косослоистые тонкозернистые кварцевые песчаники и алевролиты, в ряде мест красноцветные. Общая мощность этой ярко выраженной мелководной толщи не более 700 м.

Несколько западнее, в Прибрежном хребте, к нижнему девону М. Банксом (Banks, 1962d) относятся верхи серии Элдон. В отличие от первого района, здесь они согласно перекрывают породы верхнего силура и представлены фаунистически охарактеризованными известково-глинистыми сланцами и алевролитами, постепенно сменяющимися вверх по разрезу окремненными песчаниками, содержащими остатки нижнедевонской флоры, суммарной мощностью около 1000 м. Таким образом, здесь удается наблюдать постепенную смену прибрежно-морских фаций континентальными. Этими двумя разрезами собственно и ограничиваются наши сведения о девонских отложениях о. Тасмания.

По направлению на северо-восток в пределах южной части материка, на востоке штата Виктория отложения нижнего и среднего девона были подробно описаны в двух районах — в долинах рек Митчел и Уэнтворт и в верховьях р. Бухан. В первом из них, более западном, геологические исследования начались в 1864 г., когда здесь было открыто месторождение золота. Он является одним из наиболее изученных районов Австралии. По

имени небольшой фермы Табераббера, расположенной в живописной долине р. Митчел, названа основная эпоха складчатости восточной части материка. В последние годы Д. Талент (Talent, 1963) провел детальное геологическое исследование этого района и составил геологическую карту масштаба 1 : 100 000, в высоком качестве которой автор имел возможность убедиться во время геологической экскурсии.

По данным Д. Талента, образования нижнего и среднего девона в долине р. Митчел выполняют узкий грабен, прослеживающийся вдоль разлома меридионального простирания, и с угловым несогласием перекрывают сланцы верхнего ордовика. В основании его залегают породы свиты Уилд-Хорс, представленные базальными конгломератами, галька в которых, достигающая в поперечнике 10—20 см, хорошо окатана и представлена гранитами и различными породами ордовика. Конгломераты вначале чередуются, а затем замещаются грубозернистыми песчаниками, преимущественно кварцевыми по составу с фрагментарной галькой гранитов. В верхней части разреза свиты песчаники обычно среднезернистые. Мощность ее около 200—250 м.

В окраинных частях грабена песчаники Уилд-Хорс перекрываются, а в центральных его частях фациально замещаются отложениями свиты Табераббера. Низы ее слагают кварцевые средне- и грубозернистые песчаники, чередующиеся с неяснослоистыми желтыми глинистыми и известково-глинистыми алевролитами, мергелями и глинистыми известняками, содержащими фауну нижнего девона. Выше по разрезу известковистые сланцы и алевролиты чередуются с тонко- и среднезернистыми песчаниками. Глинистые породы включают обильные окаменелости нижнего девона. Венчают разрез толщи темно-синие известковистые аргиллиты и алевролиты, среди которых встречаются линзы известняков и значительно реже — доломитов. Эта часть разреза содержит отдельные тонкие прослои туфов. Мощность свиты Табераббера не менее 1500 м. Таким образом, суммарная мощность нижнего и среднего девона в долине р. Митчел достигает 1700 м.

В 70 км восточнее, вкост простирания структур, в долинах рек Муридейл и Бухан нижне- и среднедевонские отложения выполняют сходную по форме грабен-синклиналь. Однако их разрез несколько меняется. Здесь, по данным С. Тейхерта и Д. Талента (Teichert, Talent, 1959), в основании разреза залегают эффузивы Сноу-Ривер, которые трансгрессивно перекрывают все более древние палеозойские образования. Толща эффузивов мощностью от 600 до 800 м представлена лавами и туфами порфиритов, лавао-агломератами и пепловыми туфами, которые, возможно, чередуются с мелководно-морскими песчаниками. При детальном изучении вулканогенных пород Х. Кохран и Г. Самсон (Cochrane, Samson, 1950) установили, что в виде тонких прослоев среди туфов присутствуют и покровы риодацитов, кератофиров и андезитов. В верхах горизонта имеются прослои туфогенных спириферовидных песчаников, возраст которых датируется как нижний, возможно средний, девон. Согласно залегающие выше по разрезу породы толщи Бухан представлены преимущественно карбонатными образованиями, среди которых имеются лишь тонкие подчиненные прослои терригенных отложений. В основании ее залегают темно-серые органогенные известняки, пореслаивающиеся с туфами и туфогенными песчаниками. В известняках широко развиты карстовые пещеры со сталактитами и сталагмитами. Выше они сменяются светлыми органогенными и коралловыми известняками, иногда переслаивающимися с пестроцветными мергелями и сланцами. Мощность карбонатных пород около 900 м. Содержащаяся в них фауна представлена кораллами, брахиоподами, цефалоподами, мшанками и другими окаменелостями, характерными для среднего девона. Суммарная мощность нижнего и среднего девона в данном районе достигает 1500—1700 м.

По простиранию на север, в 50 км к востоку от Канберры, в долине р. Мурримбриджи И. Браун (I. Brown, 1954) и Д. Браун (D. Brown, 1964) детально описали очень сходный разрез пород девона. В районе водохранилища Барринджак ниже- и среднедевонские отложения прекрасно обнажены и слагают брахисинклиналь, осложненную мелкой складчатостью. Здесь, вероятно, несогласно на породах силурийского возраста залегают вулканогенные породы, мощность которых достигает 800 м, предположительно нижнедевонского возраста. Они представлены массивными риолитами зеленовато-серого цвета, чередующимися с кристаллическими грубозернистыми и толстослоистыми туфами, постепенно сменяющимися более тонкими разностями. Среди туфов имеются прослойки пепловых тонкозернистых разностей. Согласно на вулканогенных породах залегают глинистые топкослоистые и органогенные известняки с ругозами, табулятами и брахиоподами. Эта часть разреза венчается красноцветными сланцами, алевролитами и песчаниками, отдельные прослои которых имеют косую слоистость и следы волноприбойной ряби. Мощность известняков и красноцветов около 250 м. Возраст их определяется как низы среднего девона. Верхнюю часть разреза среднего девона, выделяемую под названием горизонта Тасман, образуют исключительно органогенные и глинистые известняки и переполненные фауной мергели. Вся толща характеризуется средней и тонкой слоистостью и преобладанием среди окаменелостей ругоз, мшанок, строматопор, криноидей, рецентакулид и табулят, датирующих среднедевонский возраст вмещающих пород. Следует отметить, что самую кровлю разреза вновь слагают тонкозернистые туфы кислых эффузивов. Общая мощность горизонта 900 м. Суммарная мощность нижнего и среднего девона в долине р. Мурримбриджи около 2000 м.

В более восточных разрезах антиклинальной зоны Бенамбриан карбонатные толщи среднего девона отсутствуют. В этом отношении весьма показателен характер девонских отложений района Канберры. Они несогласно перекрывают образования силурийского возраста и сложно дислоцированы. Основание разреза в этом районе слагает комплекс вулканогенных пород — раскристаллизованных кварцевых порфиров с песчаной слоистостью, чередующихся с грубозернистыми обломочными туфами и лаваагломератами, которые в самых верхах разреза сменяются тонкозернистыми и топкослоистыми пепловыми туфами и песчаниками. Мощность всей толщи не превышает 250—300 м. По мнению А. Опики (Opik, 1954, 1958), возраст этих пород, вероятно, нижнедевонский.

Заканчивая описание разрезов нижнего и среднего девона зоны Бенамбриан, необходимо подчеркнуть, что по направлению с запада на восток в их составе постепенно увеличивается количество прослоев вулканогенных пород. Следует также отметить, что все они представлены исключительно мелководными фациями, такими как мелкозернистые пестроцветные песчаники и сланцы, а также известняки, которые часто встречаются в относительно стабильных зонах. Наиболее резкая смена фаций этих пород происходит еще восточнее, в пределах синклинальной зоны Хилл-Энд — Будекин.

Зона Хилл-Энд — Будекин. На всем своем протяжении от района Ориндж до севера Квинсленда эта зона характеризуется наибольшим пространством отложений нижнего и среднего девона. Они выполняют центральные части синклинальных прогибов и характеризуются значительными мощностями. Наиболее детальное изучение их стратиграфии и состава было проведено в центральной части штата Новый Южный Уэльс.

Здесь в районе Мологи — Ориндж, по данным Г. Пакама (Packham, 1958, 1960, 1962), Д. Уолкера (Walker, 1959), Г. Жоплин и А. Кулей (Joplin, Culey, 1938) и других, породы этого возраста пользуются широким распространением. Для них, впрочем, как и для подстилающих образований, характерна резкая смена фаций при переходе от синклиналей к анти-

клиналим. Поэтому специально для сравнения мы рассмотрим два различных типа разреза этой наиболее тектонически активной в среднем палеозое синклинальной зоны. По данным Г. Пакама (Packham, 1958) и других исследователей, в разрезах района Хилл-Энд — Софала основание нижнего девона слагают массивные туфы кислых эффузивов, в средней части толщи которых встречаются прослой дацитов и туфогенных брекчий. Среди туфов также в виде подчиненных прослоев и линз распространены глинистые сланцы, алевролиты и тонкозернистые полосчатые пепловые разности. Мощность всей толщи около 700 м.

Залегающая выше толща представлена тонко- и среднеслоистыми темными глинистыми сланцами, часто пиритизированными, чередующимися с отдельными прослоями среднезернистых песчаников и алевролитов. В средней части разреза среди сланцев имеется прослой известняков мощностью до 30 м, переполосный ругозами и табулятами. Кроме того, в нем были обнаружены *Receptaculites australis*, характерные для верхов нижнего и среднего девона. В песчаниках встречаются отпечатки флоры. Общая мощность сланцев достигает 800 м. Веплые разрез девона вновь вулканогенно-осадочные породы, представленные преимущественно массивными туфами кислого состава, переслаивающимися с тонкозернистыми эпидотизированными разностями и подчиненными прослоями дацитов и кварцевых порфиров. Их мощность не превышает 750 м. Общая суммарная мощность нижнего и среднего девона в пределах синклинальной структуры Хилл-Энд — Софала 2250—2900 м.

По направлению к востоку в пределах антиклинали Молонг, по данным Г. Пакама и Д. Уолкера, разрез пород этого возраста фациально меняется. Здесь они залегают, вероятно, с перерывом, но без углового несогласия, на отложениях силура. Уолкер (Walker, 1959) дает следующую их характеристику: в целом разрез девона сложен зелеными и коричневыми туфогенно-глинистыми сланцами, в верхней части которых постепенно увеличивается количество прослоев мергелей, известково-глинистых сланцев и известняков, включающих фауну нижнего и среднего девона. Эти образования по всему разрезу переслаиваются с песчаниками. Для последних устанавливается закономерное увеличение зернистости снизу вверх по разрезу, причем в верхах они содержат мелкую гальку известняков и кварца. Общая мощность этих слоев невелика и достигает 300—350 м, т. е. разрез нижнего и среднего девона сокращается почти в 8 раз, по сравнению с синклиналию Хилл-Энд — Софала.

Подобные образования и закономерности распределения фациального состава выдерживаются в пределах всей южной части синклинальной зоны Хилл-Энд — Будекин, расположенной в штате Новый Южный Уэльс. На севере ее, в центральной части штата Квинсленд, к северу от Артезианского бассейна, проследить такую последовательность не удастся. Обилие гранитных тел, прорывающих отложения нижнего и среднего девона, а на границах с ними — и обширных зон контактового метаморфизма, в значительной степени затрудняет стратиграфическое изучение разрезов. Поэтому мы остановимся на нескольких разрезах по простиранию зоны, ставя перед собой цель, насколько позволят современные данные, кратко описать их характер.

В пределах хр. Друммонд, в средней части юго-восточного района Квинсленда, по данным Дж. Твидейла (Tweedale, 1960), образования верхов нижнего и низов среднего девона слагают крылья антиклинальных складок. Они представлены кремнистыми сланцами, красноватыми и коричневыми, пепловыми и окремненными песчаниками, переслаивающимися со сланцами и внутриформационными конгломератами. Часто эти породы переслаиваются с эффузивами среднего и кислого состава — андезитами и риолитами, а также туфогенными брекчиями и агломератами. Общая их мощность, по-видимому, не менее 2000 м.

Севернее, в верховьях долины р. Будекин, к западу от г. Таунсвилл на границе с выступами платформы, разрез этих отложений, суммарной мощностью около 1500 м, существенно меняется. Здесь в его составе преобладают известковистые песчаники и сланцы, чередующиеся с многочисленными линзами коралловых известняков, а в отдельных местах включающие рифогенные известняки, возраст которых определяется как самые верхи нижнего девона — эйфельский ярус среднего девона. В верхах разреза преобладают глинистые сланцы и алевролиты, содержащие руды живетского яруса. Это самые молодые среднедевонские слои, известные в пределах Лахланской складчатой системы. По простиранию северо-восточнее в округе Хербертон К. Левингстоном (Levingston, 1960) были описаны нижне- и среднедевонские образования вновь совершенно иного состава. Здесь низы и верхи разреза сложены тонкослойными песчаниками, граувакками и метаморфизованными глинистыми сланцами, содержащими прослой известняков и мелкогалечных конгломератов, разделенными толщей вулканогенных и вулканогенно-осадочных пород. Последняя сложена лавами преимущественно кислого и частично среднего состава (риолитов, андезитов и порфириров), переслаивающимися с кристаллическими туфами и кремнистыми сланцами. Общая мощность этого разреза около 2000—3500 м.

Как видно из этого краткого описания, в пределах штата Квинсленд изменения состава разреза нижней половины девона весьма значительны. Видимо, это объясняется не только внутренней структурой зоны, которая, к сожалению, остается перасшифрованной, но и пространственным положением отложений данного возраста по отношению к границе платформы. Имеющиеся в настоящее время данные свидетельствуют о том, что по направлению к платформе вулканогенные породы выклиниваются и замещаются карбонатными породами. Необходимо также подчеркнуть, что на границе с платформой верхняя часть разреза живетского яруса отделена от подстилающих отложений резким угловым несогласием и слагает вместе с верхнедевонскими и каменноугольными образованиями орогенные впадины Лахланской складчатой системы.

Верхний девон — карбон

По характеру фаций и условиям залегания верхнедевонские и каменноугольные отложения принципиально отличны от более древних палеозойских образований. В пределах всей территории штата Виктория, большей части Нового Южного Уэльса (за исключением Новой Англии) они представлены на значительных площадях пресноводными и континентальными осадочными и вулканогенно-осадочными породами, залегающими почти горизонтально. Сходный тип структур отложения этого возраста образуют в пределах северо-восточного Квинсленда (на о. Тасмания они не были обнаружены), но фациальный их состав несколько иной — здесь преобладают мелководные морские образования.

Разрезы верхнего девона и карбона совершенно не испытали влияния доверхнедевонского структурного плана и отвечают принципиально иному этапу развития. В то же время они весьма существенно изменяются фациально с запада на восток. Это явление, несомненно, отражает, с одной стороны, характер соотношения между структурами, которые они образуют, и складчатыми структурами фундамента, а с другой — повышение тектонической активности в это время на западе Лахланской складчатой системы, по границе с верхнепалеозойской системой Новой Англии. Ниже мы остановимся на трех различных типах разрезов пород этого возраста, описывая их в той же последовательности, что и более древние, т. е. с запада на восток, по направлению от Австралийской платформы к более молодой складчатой системе.

На западе штата Новый Южный Уэльс, между Кобаром и Брокен-Хиллом, верхнедевонские и, возможно, нижнекаменноугольные отложения слагают крупнейшую в пределах восточной Австралии наложенную впадину, в значительной части перекрытую мезо-кайнозойскими образованиями. Породы верхнего девона образуют разрозненные небольшие возвышенности в пределах этой территории полупустыни и повсеместно представлены пресноводными красноцветными песчаниками, литологически и стратиграфически идентичными с песчаниками, обнажающимися восточнее рудника Кобар.

Е. Рейнер (Rayner, 1961) приводит следующую последовательность пород этой толщи. Основание ее слагают красные и красновато-бурые базальные конгломераты, галька в которых представлена гранитами, а также различными породами нижнего и среднего палеозоя. Выше конгломераты сменяются красноцветными грубо- и среднезернистыми аркозовыми песчаниками с редкими линзами сланцев, содержащими остатки рыб верхнедевонского возраста. Эти песчаники в свою очередь перекрываются пестроцветными тонкозернистыми песчаниками, алевролитами, песчано-глинистыми и глинистыми сланцами, обычно косослоистыми, со следами волноприбойной и дождевой ряби, временных потоков и трещин усыхания. Вся эта толща несет следы мелководных, а для ряда прослоев и пресноводных условий осадконакопления. Очень редко среди этих пород встречаются линзы морских мелководных сланцев с брахиоподами *Cyrtospirifer* и др. Общая ее мощность не более 1500—1700 м.

Южнее и юго-восточнее верхнедевонские и каменноугольные породы выполняют впадины меньших размеров, обычно прослеживающиеся в непосредственной близости с крупными разрывными нарушениями. Такая цепь впадин прослеживается в штате Виктория. Они были подробно изучены вначале Э. Хиллсом (Hills, 1932), а затем Д. Томасом (Thomas, 1949). По данным последнего, основание разреза верхнего девона в долине р. Гольбёрн слагают крупновалунные (галька достигает до 30 см в диаметре) и среднегалечные базальные конгломераты, с резким угловым несогласием перекрывающие отложения силура и нижнего девона. Мощность конгломератов невелика и достигает всего 6—8 м. Они согласно перекрываются нижней серией кислых эффузивов, представленной чередованием риолитов, дацитов и их туфов, общей мощностью около 350 м. Следующий по разрезу горизонт основных эффузивов представлен в основании туфогенными песчаниками и сланцами, переслаивающимися с пелловыми туфами и конгломератами, а в верхах — базальтами, андезито-базальтами, среди которых в виде подчиненных прослоев присутствуют пелловые и обломочные туфы (мощность серии 180 м). Верхняя половина разреза верхов девона сложена толщей мощностью более 1000 м чередующихся континентальных покровов кислых эффузивов (риолитов, дацитов и тоскапитов) и косослоистых песчаников и туфов. Суммарная мощность пород этого возраста в долине р. Гольбёрн достигает 1500—1600 м. Подобной мощности и литологического характера разрезы верхнего девона и нижнего карбона, по данным Э. Хиллса (Hills, 1929, 1932), распространены вдоль всего тектонического пина, разделяющего зоны нижнепалеозойского прогиба и поднятия, и отличаются между собой лишь большим или меньшим количеством прослоев косослоистых и прибрежно-морских песчаников и сланцев, содержащих остатки рыб.

В 150 км к юго-востоку, в районе классического несогласия между почти горизонтально залегающими породами верхнего девона и нижнего карбона и сложно смятыми более древними палеозойскими образованиями, у пос. Табераббера, детальное изучение стратиграфии верхнего девона было проведено вначале Дж. Эстоном (Easton, 1938), а затем Д. Талентом (Talent, 1963). По данным этих исследователей, здесь устанавливаются многочисленные фациальные изменения отложений этого возраста и вза-

имозамещение вкрест простирания мульд осадочных образований кислыми и средними эффузивами (риолитами и порфиритами). Среди осадочных пород преобладают красноцветные алевролиты и песчаники, переслаивающиеся с тонкими (от 1 до 3 м) пачками игнимбритов, пепловых туфов и брекчиевидных конгломератов. Вся эта толща венчается среднегальчными конгломератами. Видимая мощность ее резко меняется в зависимости от рельефа и максимально достигает приблизительно 700—800 м.

Севернее по простиранию, недалеко от границы между зонами Бенамбриан и Хилл-Энд — Будекин и на восточном краю первой породы верхнего девона представлены преимущественно грубообломочными образованиями. Наиболее типичные их разрезы были специально подробно изучены Дж. Конолли (Conolly, 1963) к востоку от г. Веллингтона, в узкой грабен-синклинали, прослеживающейся от Веллингтона в меридиональном направлении до Молонга. Базальный горизонт разреза верхнедевонских отложений здесь представлен чередованием красно-бурых и зеленых песчано-глинистых сланцев и алевролитов с линзами и прослоями конгломератов. Размеры гальки в последних часто меняются, однако обычно они не превышают 3—5 см в поперечнике. Кроме того, отдельная разрозненная галька, представленная вулканогенными и осадочными породами палеозоя, встречается и среди сланцев и алевролитов. Вверх по разрезу они согласно сменяются 150-метровым, исключительно выдержанным в пределах всего района горизонтом красноцветных косослоистых и путанослоистых грубозернистых песчаников, преимущественно кварцевых по своему составу. Следующая пачка по разрезу сложена также песчаниками, однако не имеющими косослоистой структуры и представленными чередованием белых, зеленых и розоватых слонстых песчаников, переслаивающихся с тонкими линзами сланцев и алевролитов. В основании и верхах пачки содержится флора *Lepidodendron australe* и другие, а в средней части — морская фауна (преимущественно брахиоподы *Cyrtospirifer*, *Camarotoechia* и др.). Мощность этого прослоя обычно колеблется около 200 м. Необходимо отметить, что данные породы представляют собой трансгрессивную фацию и залегают как на верхнедевонских, так и среднедевонских отложениях. Венчает разрез верхнего девона грабен-синклинали Веллингтона толща грубообломочных пород, в основании которой прослеживается горизонт красных косослоистых песчаников и алевролитов (мощностью до 150 м), выше сменяющихся массивными и тонкослоистыми красноцветными конгломератами. Среди конгломератов имеются также тонкие прослои красных и зеленых алевролитов и песчаников. Эта толща, по мнению Дж. Конолли, является мелководно-морской по своему характеру, и галька в ее составе представлена исключительно породами, слагающими сопредельные складчатые структуры. Мощность конгломератов свыше 1000 м.

Общая мощность пестроцветных верхнедевонских пород в районе Веллингтон — Молонг около 1500 м.

Несколько восточнее, уже в пределах синклинали зоны Хилл-Энд — Будекин, хотя верхнедевонские и каменноугольные отложения выполняют сходные по типу структурные формы, разрезы их существенно меняются. Здесь наряду с впадинами, выполненными красноцветными континентальными толщами, имеются структуры, в которых преобладают морские и вулканогенные образования. Это хорошо видно на примере той части зоны, которая прослеживается в пределах центральной части штата Квинсленд.

На юге зоны, на широте тропика Козерога в хр. Друммонд, по данным Дж. Твидейла (Tweedale, 1960), образования верхнего девона несогласно перекрывают среднедевонские отложения и представлены в основании базальными конгломератами. Эта толща мощностью до 1300 м сложена в нижней половине косослоистыми пресноводными песчаниками красного и зеленого цветов, туфогенными песчаниками с *Protolepidodendron* и средне-

и мелкогалечными конгломератами. Они перекрываются пестроцветными песчаниками и глинистыми сланцами, чередующимися с линзами и тонкими прослоями серых оолитовых и водорослевых известняков и силлами полевошпатовых порфиров. Их мощность около 1000 м. Возраст пород на основании находок редкой фауны и флоры датируется как верхнедевонский. На них с незначительным угловым несогласием залегают отложения нижнего карбона, разрез которых собственно по своему составу и характеру совершенно эдентичен верхнедевонскому. Он также начинается горизонтом грубообломочных пород и заканчивается морскими мелководными песчаниками, сланцами и мергелями. В отличие от верхнего девона, в разрезе нижнего карбона значительно большую роль играют туфы риолитов, а в районе горы Бьюфорт — и лавы кислых эффузивов. Мощность нижнекаменноугольных отложений свыше 1500 м. Общая мощность верхнедевонских — каменноугольных отложений в хр. Друммонт достигает 2500 м.

Севернее, на 20° ю. ш. в бассейне р. Будекин, верхнедевонские и нижнекаменноугольные породы слагают крупные наложенные впадины (Scribb, 1960). В окраинных частях этих структур с резким угловым несогласием на сплурийских и докембрийских образованиях залегают базальные конгломераты и грубозернистые песчаники, мощность которых более 1000 м. Галька в конгломератах представлена бурыми порфирами, кварцитами, гнейсами и различными сланцами. Песчаники, окрашенные в красные и шоколадные цвета, характеризуются кособокостью и несут следы волноприбойной ряби. В них были обнаружены *Lepidodendron australe*. Часто среди песчаников встречаются тонкие прослои риолитов. По направлению на восток, в центральных частях впадин континентальные песчаники фациально сменяются более тонкозернистыми разностями и сланцами, включающими мощные линзы коралловых известняков. Мощность этих образований возрастает до 2000 м.

На породах верхнего девона трансгрессивно, а в ряде мест с небольшим угловым несогласием залегают толща пестроцветных песчаников и конгломератов, чередующихся с известковистыми разностями и редкими прослоями ленточных известняков, содержащих фауну и флору нижнего карбона. Мощность этих отложений изменяется от 1500 до 2000 м. Общая мощность верхнедевонских и нижнекаменноугольных пород в бассейне р. Будекин не менее 3500 м.

Таким образом, можно проследить следующие закономерности в распределении фаций и мощностей пород верхнедевонского — каменноугольного возраста.

1. В окраинной восточной части Лахланской складчатой системы в наложенных впадинах преобладают пестроцветные грубообломочные образования.

2. Во впадинах, прослеживающихся вдоль крупных тектонических швов, в разрезах верхнего девона существенную роль играют вулканогенные породы кислого и основного состава.

3. В западной части Лахланской системы в верхней половине разреза верхнего девона и в нижнем карбоне наряду с пресноводными осадками присутствуют и мелководные шельфовые морские отложения.

4. Мощность образований данного возраста с востока на запад постепенно возрастает и достигает максимальных величин в той части складчатой системы, которая сопрягается со структурами Новой Англии.

В пределах Лахланской складчатой системы породы среднего и верхнего карбона, по-видимому, отсутствуют и нижнекаменноугольные и более древние образования перекрыты горизонтально залегающими породами нижней и верхней перми, слагающими нижний горизонт платформенного чехла.

Отложения пермского возраста, являющиеся элементом платформенно-го чехла, в пределах Аделаидской и Лакланской складчатых систем и Австралийской докембрийской платформы фациально мало меняются. Их литология сходна на обширной площади востока Австралийского континента. Исключения составляют пермские образования районов, расположенных на крайнем востоке материка, которые мы рассмотрим при описании территории верхнепалеозойской складчатости, где породы этого возраста достигают больших мощностей и представлены такими геосинклинальными формациями, как кремнистая, офиолитовая и аспидная. В пределах рассматриваемой обширной территории в разрезе перми встречаются континентальные, лагунные и морские отложения, выполняющие платформенные синеклизы и слагающие маломощный платформенный чехол. Хотя мощности их, естественно, несколько различны, состав разреза выдерживается на огромных расстояниях от севера штата Квинсленд до о. Тасмания, претерпевая лишь незначительные изменения. В данной главе мы кратко остановимся на этих разрезах, описывая их в географической последовательности с юга на север.

На юге Лакланской складчатой системы, в юго-восточной части о. Тасмания, породы перми выполняют синеклизу (или грабен по Andrews, 1938) Мидллэнд. Стратиграфический разрез в последние годы был изучен весьма подробно М. Банксом и Н. Амадом (Banks, 1962; Banks, Ahmad, 1962) и другими исследователями. В пределах острова породы перми с резким угловым несогласием залегают на различных образованиях докембрия и палеозоя. В основании их разреза прослеживается горизонт тиллитоподобных конгломератов и тиллоидов (тиллиты Уиннард по М. Банксу), переслаивающихся с пестроцветными косослоистыми песчаниками, конгломератами и гравеллитами. Этот базальный горизонт характеризуется пестротой фациальных взаимопереходов с перекрывающими породами. Ледниковое и флювиогляциальное происхождение грубообломочных конгломератов в основании устанавливается не только по неравномерному и неслоистому распределению плохо окатанных обломков пород в грубозернистом песчаном цементе, но и наличием на гальках ледниковой штриховки. Мощность базальных слоев пещелика и нигде не превышает 200 м. На них согласно залегают серые песчанистые и глинистые мергелистые сланцы, в которых была собрана фауна и флора сакмарского яруса нижней перми. Следующая по разрезу толща фациально быстро меняется от центральной части синеклизы к ее периферии. В пределах окраинных частей она сложена чередованием песчаников, алевролитов и тонких прослоев мелкогалечных конгломератов, а в центре синеклизы — они сменяются известковистыми песчаниками и сланцами, переслаивающимися с прослоями серых органических известняков с обильными мшанками, брахиоподами и кораллами сакмарского яруса. Залегающая выше толща терригенных пород артинского, кунгурского и казанского ярусов сложена косослоистыми пресноводными и морскими песчаниками и гравеллитами, а также сланцами, алевролитами и мергелями, чередующимися с линзами и прослоями конгломератов. Для этой части разреза также характерна смена континентальных или грубообломочных морских отложений в окраинных частях синеклизы морскими тонкообломочными и карбонатными породами в центральной части. Они в свою очередь сменяются угленосными песчаниками и сланцами с флорой верхней перми. Этот горизонт М. Банкс относит к татарскому ярусу. Общая мощность пермских отложений в окраинных частях синеклизы Мидллэнд обычно не превышает 300 м, а в ее центре 600—800 м.

В отличие от Тасмании, где разрез пермских пород представлен наиболее полно и содержит как морскую фауну, так и флору, в пределах матери-

ка он, как правило, сложен континентальными отложениями. Кроме того, здесь нигде не был описан сколько-нибудь полный разрез пород этого возраста.

В пределах штата Виктория, по данным Д. Томаса (Thomas, 1939) и Т. Дэвида (David, 1950), к перми относятся толща (мощностью всего несколько десятков метров) горизонтально залегающих грубообломочных пород (конгломератов, тиллоидов и косослоистых песчаников). Они представляют собой разрозненные останцы платформенного чехла, оставшиеся после предмезозойской или предюрской эрозии. В центральной и восточной частях штата Новый Южный Уэльс, к западу от Сиднейско-Боуэнского прогиба, отложения перми были установлены лишь в районе г. Мюджи, где, по данным Г. Пакама (Packham, 1958), они представлены 50-метровой пачкой валунистых тиллоидоподобных конгломератов, с резким угловым несогласием залегающих на породах силура. К северу от этого выхода, в верховьях р. Маккой и к югу, в районе Канберры к перми относятся незначительные по своей мощности покровы гравелистов, конгломератов и песчаников, горизонтально залегающих на дислоцированных породах фундамента. Этим как будто и исчерпываются все данные о перми в пределах ранних палеозой на территории данного штата. На севере Лахланской складчатой системы, в пределах штата Квинсленд пермские отложения были изучены в двух различных районах — по восточной окраине Великого артезианского бассейна и в северной его части, на границе с Австралийской платформой. В первом из них к югу и юго-западу от хр. Друммонд они несогласно перекрывают отложения верхнего девона — нижнего карбона и в свою очередь совершенно согласно сменяются континентальным пермотриасовым комплексом. Здесь в верховьях рек Алфа и Нагоа, по данным А. Деммиды и Дж. Твидейла (Denmead, Tweedale, 1960), разрез перми сложен горизонтально залегающими светлыми косослоистыми грубозернистыми песчанками и конгломератами, постепенно сменяющимися более тонкозернистыми разностями. В верхней части его песчаники чередуются с угленосными прослоями, содержащими *Gloccopteis* и *Thinnfeldia* и другие растительные остатки. Мощность отложений здесь не превышает 200—300 м.

В северной части штата, в пограничной зоне платформенного щита Георгтаун и Лахланской складчатой системы, по данным К. Бранча (Branch, 1960) и других, резко несогласно на докембрийских породах залегают покровы базальтов и риолитов, чередующихся с туфами, лавоагломератами и песчаниками, содержащими флору пермского возраста. Эти породы выполняют приразломные структуры. Характер разрезов их варьирует в зависимости от процентного содержания лав кислого и основного состава, излившихся в континентальных условиях. Мощность пермских пород здесь меняется от 100 до 1000 м. Перекрываются пермские отложения триасовыми и мезо-кайнозойскими образованиями, которые уже в пределах всего Австралийского континента слагают платформенный чехол.

Магматизм

Процесс геосинклинального развития Лахланской складчатой системы сопровождался интенсивным магматизмом. В предыдущем разделе мы уже останавливались на эпохах и типах эффузивного магматизма. В данном разделе основное внимание будет уделено интрузивным магматическим проявлениям. Последние широко развиты преимущественно в восточной половине складчатой системы. Описанию их посвящено много работ, в которых подробно разбираются различные петрографические особенности отдельных массивов, однако определение возраста многих интрузий было затруднено тем, что лишь в редких случаях они перекрываются осадочными образованиями. В настоящее время Дж. Эвериденом и Дж. Ричардсом

(Evernden, Richards, 1962) закончена первая стадия определения абсолютного возраста интрузивов, преимущественно гранитоидов, что позволило в значительной мере суммировать весь накопившийся до этого материал и классифицировать эти породы по возрасту их внедрения. Большая работа в этом направлении была проведена Г. Жоплином (Jorlin, 1962), которая вслед за Т. Дэвидом (David, 1950) и другими исследователями выделяет для Лахланской складчатой системы три различных этапа гранитного магматизма: а) верхнеордовикский; б) силурийский и, возможно, нижнедевонский; в) верхнедевонский — нижнекаменноугольный. Ультраосновные породы подразделяются Г. Жоплином по возрасту на нижнедевонские и среднедевонские.

Додевонский магматизм

Эта группа интрузивов распадается по своему составу, а также по характеру тектонического положения на два различных типа: ультраосновные и основные и кислые магматические породы.

Ультраосновные и основные интрузии

Тела основных и ультраосновных интрузивов образуют узкий (максимально до 8 км ширины) пояс, прослеживающийся от западного побережья о. Тасмания, вдоль осевой части антиклинальной зоны Бенамбриан, через территорию штатов Виктория и Новый Южный Уэльс. Х. Хесс (1957), специально занимавшийся тектоническим анализом ультраосновных пород, не имея всех данных по их возрасту, объединил ультраосновные интрузии в единую группу, образующую один из крупнейших на земном шаре серпентинитовых поясов. Это положение в целом для Лахланской складчатой зоны является верным, хотя по возрасту среди ультраосновных образований выделяются две группы: кембрийские, прослеживающиеся в Западном Прибрежном хребте Тасмании, и силурийские (позднесилурийские по предположению Jorlin, 1962).

На Тасмании ультраосновные массивы представляют собой узкие (шириной обычно до 1—3 км), линейно вытянутые в меридиональном направлении тела (длина каждого из них не превышает 10—12 км), прослеживающиеся почти непрерывной полосой вдоль западного побережья острова. По своему составу это преимущественно расщепленные серпентиниты, среди которых имеются блоки широксенитов (Carey, Banks, 1964). В центральной части небольшой серпентинитовой дайки недалеко от Куинтаупа А. Спраем (Spray, 1963) были обнаружены эколгиты. Большинство интрузивных тел приурочено к разрывным нарушениям и падело серпентинизировано. Повсеместно они прорывают отложения докембрия и кембрия. У. Кейри и М. Банксом была обнаружена серпентинитовая галька в конгломератах верхнего кембрия, свидетельствующая, что первичное внедрение ультраосновных интрузивов происходило, вероятно, в середине кембрийского периода.

Севернее, в пределах центральной Виктории, ультраосновные тела не образуют такого четко выраженного пояса. Только вдоль узкой зоны распространения кембрийских вулканогенных пород в районе горы Веллингтон Д. Томасом и О. Синглтоном (Thomas, Singleton, 1956) были описаны дайки, нацело состоящие из серпентинитов и габброитов, а галька этих пород была встречена в вулканических брекчиях верхов кембрия. Возраст этих тел, возможно, так же как в Тасмании, верхнекембрийский.

На юге штата Новый Южный Уэльс, на северном склоне Спеллских Альп, основные и ультраосновные интрузии прослеживаются в виде узкого пояса на сотни километров, прорывая образования ордовикского и силурийского возрастов. Они представляют собой узкие (до 1—1,5 км шири-

пой) линейные тела. Длина наиболее крупного массива Гандаган достигает 50 км, но чаще всего она не превышает 3—8 км. Эти тела прослеживаются согласно с простиранием пород в северо-северо-западном направлении от района Княндра до Уоленбина более чем на 350 км. Далее на север, по мнению Е. Рейнера, они образуют узкий пояс в районе Кобара, приблизительно в 500 км к северу от Снежных Альп, т. е. в целом этот пояс при ширине не более 3—8 км, по-видимому, как единая структура прослеживается почти на 900 км с юга на север. Большая часть даек и линейных интрузий сложена рассланцованными серпентинитами. Лишь в пределах крупнейших, таких как массив Гандаган, центральные части образованы массивными перidotитами и пироксенитами, окаймленными со всех сторон рассланцованными серпентинитами. В южной части пояса, в районе Аделонка, параллельно интрузиям ультраосновных пород прослеживается полоса рассланцованных амфиболитов и габбро, структурно и пространственно тесно связанных с первыми. Характерно взаимоотношение этих двух типов интрузий с вмещающими породами. Повсеместно они прорывают верхний ордовик и нижний силур. Однако нигде не были установлены зоны контактового метаморфизма, и на границе с осадочными образованиями протягиваются зоны серпентинизации, что позволяет предполагать более древний возраст их магматических аналогов. Весьма возможно, что внедрение интрузий ультрабазитового пояса штата Новый Южный Уэльс происходило в раннем силуре и что часть даек в настоящее время представляет собой «холодные» интрузии или «вторичные серпентиниты», как их называет Г. Жоплин. В пределах остальной части Лахланской складчатой системы основные и ультраосновные массивы обычно незначительны по своей величине (до 2 км в поперечнике и до 2—3 км в длину). Они были установлены в районе оз. Георга и на границе с Сиднейско-Боуэнским прогибом. Обычно массивы приурочены к зонам разломов. Возраст данных интрузий также определяется как силурийский. Несравненно большим распространением, чем ультраосновные магматические тела, пользуются гранитные интрузии.

Гранитные интрузии

Массивы гранитоидов девонского возраста прослеживаются во всех зонах Лахланской складчатой системы, от о. Тасмания на юге до о-ва Кейп-Йорк на севере. Их размеры, состав и возраст, по наблюдениям многочисленных исследователей, весьма различны. Дэвид (David, 1950) впервые разделил их на две группы, основываясь в основном на степени метаморфизма, составе, а также стратиграфическом положении. Их он считал ордовикскими и силурийскими по возрасту. Разбирая последние, он подчеркивал, что «...это в основном конкордантные интрузии преимущественно кислого и среднего состава илутонического и гиабиссального типа. Порфиновые разности чаще всего рассланцованы, а гранитные имеют следы гнейсовидной текстуры и частично, но не повсеместно, катаклазированы. Это отличает их, с одной стороны, от гранитов девонского и более молодого возраста, которые обычно массивны и нераскливажированы, а с другой — от слоистых ордовикских гранито-гнейсов смешанного типа, которых они местами прорывают. Лишь в отдельных районах эти массивы интродуцируют силурийские осадочные отложения, но повсеместно они прорывают ордовикские сланцы; иногда девонские породы перекрывают их...» (David, 1950, стр. 215). Однако в последние годы эта классификация все больше и больше подвергается ревизии. Так, изучение метаморфизованных «гранитоидов» района Кума привело Б. Хобса (личное сообщение) к выводу, что часть их является зонами метасоматоза без какого-либо привноса магматического материала. Последующие определения абсолютного возраста, сделанные калиево-аргоновым методом Дж. Эвернденом и Дж. Ри-

чардсом (Evernden, Richards, 1962), показали, что возраст наиболее древней группы гранитов не превышает 400—410 млн. лет, т. е. является среднесилурийским. Г. Жоплин (Joplin, 1962), проведя детальные петрографические и химические исследования обоих этих типов, пришла к выводу, что они довольно различны по своему составу и силурийский возраст наиболее древних объясняется потерей аргона в результате метаморфизма. Она поддержала высказанную ранее Дэвидом точку зрения о наличии ордовикских и силурийских гранитоидов. Рассмотрим эти две группы отдельно.

Первая из них, группа наиболее древних гранитных интрузий, прослеживается только в пределах материка, в крайне западной части зоны Бенамбриан от района Омео, в пределах штата Виктория, до района Уога-Уога, в штате Новый Южный Уэльс. Это гнейсованные граниты и гранито-гнейсы различного состава, от олигоклазо-микроклиновых и альбитовых гранитов до гранодиоритов, причем лейкократовые разновидности в них явно преобладают. По данным Г. Жоплин (Joplin, 1942, 1947) и Т. Валенса (Valleence, 1953), с гнейсированными гранитами ассоциируются зоны контактово-прогрессивного метаморфизма и большое количество пегматитовых и кварцевых тел. Они часто постепенно сменяются парагнейсами, содержащими силлиманит и кордьерит, и биотито-хлоритовыми кристаллическими сланцами. Г. Жоплин (Joplin, 1942) предположила, что окружающие их толщи были метаморфизованы перед внедрением гранитоидов до фаций зеленых сланцев, и гнейсы уже являются следствием высокотемпературного контактового метаморфизма. Это положение нам кажется спорным, тем более что все последующие анализы показали отсутствие существенных различий в составе между гранито-гнейсами и парагнейсами. Это скорее указывает на то, что гранито-гнейсы «древнего» облика представляют собой продукты метасоматически замещенных терригенных песчаных пород *in situ*. Возможно, гранитные тела расположены на глубине и на поверхности обнажаются лишь их периферийные части. Так или иначе, эти гнейсированные породы существенно по своему облику отличаются от, вероятно, более молодых гранитоидов, прорывающих их в пределах Снежных Альп.

Следующая группа рассланцованных гранитов составляет массивы, приуроченные преимущественно к западной части антиклинальной зоны Бенамбриан, т. е. они расположены в тех же районах, что ультраосновные интрузии и гнейсированные гранитоиды, и прорывают их. Возраст их, по материалам геологического картирования, определяется как силурийский, так как они интродуцируют породы силура и ордовика и перекрываются кое-где девонскими образованиями. По данным определений абсолютного возраста, сделанных Дж. Эвернденом и Дж. Ричардсом (Evernden, Richards, 1962) калиево-аргоновым методом, он изменяется от 400 до 385 млн. лет, т. е. досреднедевонский. В основном они представлены крупно- и среднекристаллическими мусковитовыми гранитами, гранодиоритами, гранитопорфирами и адамеллитами. В целом интрузивные фации этой группы заметно более основные, чем предыдущей. Как правило, эти породы составляют достаточно крупные (до нескольких сотен квадратных километров по площади) тела обычно асимметричной эллипсоидной и неправильной вытянутой формы, ориентированной согласно с общим простиранием структур, близким к меридиональному направлению. Все они расположены в ядрах и сводах крупных антиклиналей и антиклинорий и пространственно связаны с гранито-гнейсами предположительно более древнего возраста. В связи с этим следует особо остановиться на взаимоотношении этих двух групп.

В тех зонах, где рассланцованные граниты и гранодиориты прорывают гранито-гнейсы, пространственно они расположены в центральных частях

массивов гранито-гнейсов. Это побудило П. Крона (Crohn, 1950), выделяя две группы гранитных массивов, различающихся по своему облику и характеру метаморфизма, относить их к одному магматическому циклу. Он считал, что рассланцованные и катаклазированные более основные фации гранитоидов представляют собой лишь более глубокие зоны одних и тех же гранитных тел, только подвергшихся большей эрозии и обнажающихся на поверхности на значительных площадях. Эта точка зрения, по нашему мнению, представляет значительный интерес и позволяет, в отличие от предположений Т. Девид, Г. Жоплин и других исследователей, считать все донижнедевонские гранитоиды единым магматическим комплексом, тесно связанным своим пространственным положением.

В отличие от них, девонские — нижнекаменноугольные гранитоиды, прослеживающиеся на крайнем востоке Лахланской складчатой системы каледонид, представляют собой совершенно обособленную группу интрузивных тел.

Девонские и нижнекаменноугольные интрузии

Девонский — нижнекаменноугольный комплекс объединяет обширные по площади магматические проявления, известные в пределах всей Лахланской складчатой системы от Тасмании до п-ова Кейп-Йорк. Они встречаются во всех структурно-фациальных зонах, но наиболее широко распространены в пределах поднятий и по границе между складчатыми системами Лахланской и Новой Англии. Наиболее широко среди них представлены различные типы кислых и щелочных пород. Основные и ультраосновные интрузии для этого комплекса не характерны и представлены в основном дайками габброидов и габбро-диабазов, чаще всего приуроченных к разрывным нарушениям. Эта группа гипабиссальных интрузивных пород не образует крупных тел, и в большинстве случаев они даже отсутствуют на детальном геологических картах. Поэтому в данном разделе мы рассмотрим лишь кислые и щелочные интрузивные комплексы.

Гранитные и щелочные интрузии

Первоначально в эту группу магматических пород Т. Девид (David, 1950) относил все тела, имеющие массивную текстуру и прорывающие отложения среднедевонского возраста. Такой же классификации придерживается и Г. Жоплин (Jorlin, 1962), выделяющая их в комплекс «массивных гранитов», хотя она и подчеркивает, что среди них имеются, несомненно, две возрастные группы — доверхнедевонская, или позднесреднедевонская, и нижнекаменноугольная. Правильность подразделения этого гранитного магматического комплекса на две различные группы подтвердилась после проведения определенных абсолютного возраста Дж. Эвериденом и Дж. Ричардсом (Evernden, Richards, 1962) для юго-восточной части Лахланской складчатой системы, когда было выявлено различное пространственное положение до- и послевверхнедевонских интрузивных тел.

Первые из них — позднесреднедевонские или доверхнедевонские гранитоиды широко распространены повсеместно в пределах Лахланской складчатой системы. На западе этой системы, на территории Грампианской антиклинальной зоны, они прорывают преимущественно породы нижнего палеозоя и лишь массив Ласфлед прорывает также отложения силура и девона. По составу это в основном гранодиориты или массивные крупнозернистые кварцево-микроклиновые граниты, обычно дискордантные, округлой или овальной формы. В отличие от додевонских интрузий, они ориентированы вне зависимости от складчатых структур и, как, например, массив Раленсвуд, расположены удлиненной осью поперек простирания складчатых структур. На крайнем западе зоны они перекрываются отложениями верхнего девона и нижнего карбона.

В пределах Мельбурнской синклиналильной зоны гранитоиды доверхне-девонского возраста образуют обширные массивы, дискордантно ориентированные по отношению к складчатым структурам, образованным силурийскими и нижнедевонскими отложениями. Они также в основном представлены гранодиоритами и диоритами и значительно реже микроклиповыми гранитами.

Обширные поля гранитоидов этого возраста прослеживаются в антиклинальной зоне Бепамбуриана. Здесь они были установлены в пределах всей зоны от Тасмании до севера Нового Южного Уэльса, однако наиболее крупные массивы расположены лишь на востоке зоны, по ее границе с синклиналильной зоной Хилл-Энд — Будекин. По данным Г. Жоплина (Joplin, 1937), Н. Снеллинга (Snelling, 1960) и У. Брауна (W. Brown, 1926), это в основном гранодиориты, в ряде случаев в периферических краях массивов сменяющиеся диоритами. Они слагают огромные тела, такие как, например, массивы Мюррембридж, Батурст, Моруа и Тамут-Поинд. Очень часто с ними в виде спутников ассоциируются дайки и штоки пород среднего и основного состава. Интересны формы и характер ориентировки интрузий гранитоидов в зависимости от простирания пород. На западе и в центральной части зоны (например, в Тасмании) они имеют округлую и неправильную форму и расположены независимо от структурных элементов силура и нижнего и среднего девона. На востоке же — это крупные батолиты удлиненной формы, приуроченные лишь к поднятым структурам и ориентированные строго согласно с общим простиранием палеозойских образований.

В сравнении с ними интрузии гранитов нижнекаменноугольного возраста, прорывающие верхнедевонские красноцветные отложения, вновь имеют дискордантную форму и ориентированы вне зависимости от простирания структур зоны. Эти гранитоиды по своему составу мало отличаются от доверхнедевонских. Они тесно связаны с дайками диабазов и габбро-диабазов, что позволило Г. Жоплину (Joplin, 1959) предположить гибридное происхождение последних. Геологически их возраст устанавливается достаточно хорошо, особенно по границе с Сиднейско-Боуэнским краевым прогибом, где эти граниты прорывают верхний девон и перекрываются нижнепермскими отложениями. По определениям, сделанным Дж. Эверденом и Дж. Ричардсом, их возраст не превышает 300—350 млн. лет, в отличие от верхнедевонских, возраст которых датируется 385—345 млн. лет. Гранитоиды нижнего карбона прослеживаются вдоль всего восточного края синклиналильной зоны Хилл-Энд — Будекин как в пределах Нового Южного Уэльса, так и Квинсленда. Следует отметить, что в северной части системы наряду с каменноугольными известны и более молодые, пермские, интрузии, которые как бы «выплескиваются» за пределы складчатой системы Новой Англии.

Морфология тектонических структур

Лахланская складчатая система имеет весьма сложное внутреннее строение. В ее пределах выделяются зоны, сложенные разновозрастными породами с различным типом складчатых структур, которые меняются от брахиформных до узких линейных и изоклинальных складок. В целом для складчатых элементов Лахланской системы характерна постепенная смена относительно простых к более сложным по направлению с запада на восток, т. е. от древней платформы и области Аделандской складчатости к поздним палеозоидам Новой Англии. По типу тектонического развития в пределах системы можно выделить два структурных этажа: нижний, сложенный породами докембрия и палеозоя до низов среднего девона включительно, отвечающий собственно геосинклиналильному этапу развития, и верхний этаж, представленный породами среднего и верхнего девона и

нижнего карбона, слагающими наложенные впадины орогенного этапа развития. Структуры первого и второго этажей перекрываются эппалеозойским платформенным чехлом, выполняющим крупные пологие синеклизы Великого артезианского бассейна и впадины Марри.

С запада на восток в пределах Лахланской системы, как уже говорилось выше, в разделе, посвященном стратиграфии, выделяются четыре зоны, слагающие нижний структурный этаж: две антиклинальные — Грампианская и Бенамбриан и две синклинальные — Мельбурнская и Хилл-Энд — Будекин. Каждая из них имеет сложное внутреннее строение, и в их пределах Д. Томасом (D. Thomas, 1939) и другими выделяется ряд последовательно сменяющих друг друга синклизиоров и антиклизиоров, которые образованы в свою очередь складками более высоких порядков. Вместе с тем любая из этих зон по своему строению отлична от другой. Поэтому в данном разделе мы рассмотрим морфологию их складчатых элементов отдельно. Орогенные впадины, образующие верхний структурный этаж, представляют собой в целом в пределах всей складчатой системы структуры палеогенного типа. В нашем описании они объединены в единую группу вне зависимости от характера зон складчатого фундамента.

Нижний структурный этаж

Грампианская антиклинальная зона

Грампианская антиклинальная зона, самая западная структурная зона Лахланской системы, прослеживается лишь в западной части штата Виктория. На западе и на севере ее структуры перекрываются породами платформенного чехла. Наиболее подробно морфология складчатых структур зоны и их особенности были описаны У. Гаррисом и Д. Томасом (Harris a. Thomas, 1934) и Д. Томасом (D. Thomas, 1939). Последующими работами были выявлены лишь отдельные детали ее строения, и в целом структурная схема, предложенная для этого района данными исследователями, не претерпела существенных изменений.

Грампианская антиклинальная зона почти посередине разделена разломом Маклейфорд меридионального простирания на две части. Западная, сложенная метаморфизованными сланцами, граувакками и кремнистыми сланцами, на значительной площади перекрыта отложениями верхнепалеозойских впадин и третичными образованиями, залегающими почти горизонтально. Породы нижнего палеозоя образуют широкие и меридионально вытянутые складки, осложненные более мелкими складками второго и третьего порядков. С запада, непосредственно у разлома Маклейфорд, Д. Томас выделяет две крупные структуры — прогиб Уерона и поднятие Малдон, с крутыми крыльями и относительно пологими сводами. Ширина этих структур достигает 10—12 км при длине не менее 50 км (на юге и на севере они погружаются под мезо-кайнозойские отложения). Мелкая складчатость в их пределах, как правило, имеет круто наклоненные крылья (углы падения на них достигают 50—60°) и характеризуется вертикальным положением осевых плоскостей.

Восточнее разлома Маклейфорд, вплоть до западной границы Грампианской зоны с Мельбурнской синклинальной зоной, которая проходит по разломам Хиткот и Маунт-Уильям, рассматриваемая зона сложена литологически однородными породами — гранитолизовыми сланцами нижнего и среднего ордовика и имеет весьма своеобразное строение. Здесь сланцы образуют кулисообразно расположенные друг к другу «купола» и «мульды» (по Harris a. Thomas, 1934). Это чередование брахиантиклиналей и брахисинклиналей, осложненных линейными складками второго порядка (рис. 10). Обычно ширина брахиформных складок около 10 км, а длина

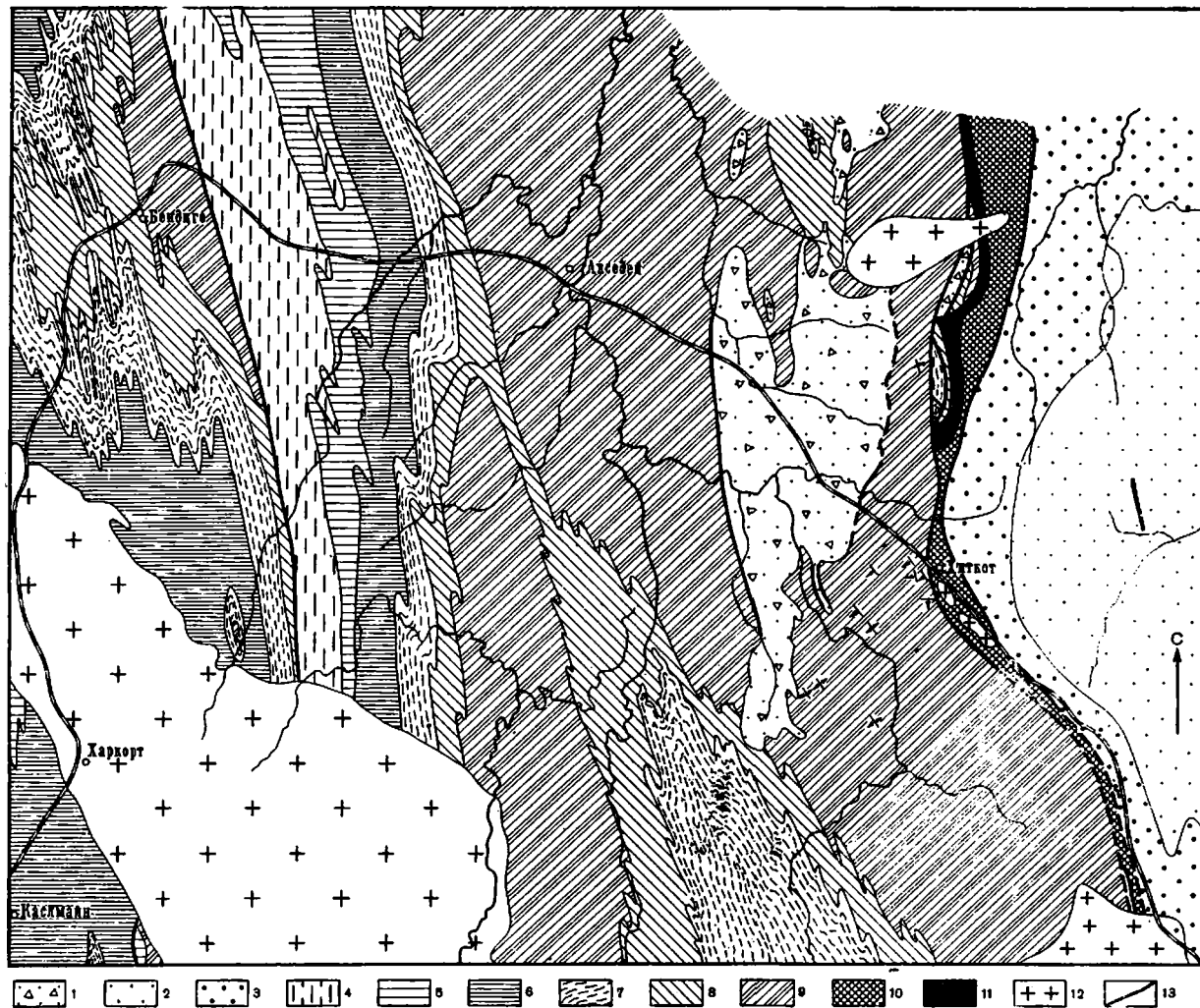


Рис. 10. Геологическая карта центральной Виктории, р-н Бендигго-Хиткот (по Д. Томасу)

1 — пермские тиллиты; 2 — нижний девон; 3 — силур; 4 — средний ордовик, дарвильский ярус; нижний ордовик: 5 — ялпанский ярус, 6 — кастельманский ярус, 7 — чеуотинский ярус, 8 — бендигонский ярус, 9 — лансфильдский ярус; кембрий: 10 — хиткотские слои, 11 — голдфийские слои; 12 — среднепалеозойские гранитоиды; 13 — разломы

не более 25—30 км, причем все они ориентированы строго меридионально. Интересна одна важная морфологическая особенность этих структур: на их периклиналях и центриклиналях не происходит изменения простираний пород и все мелкие складки высоких порядков сохраняют меридиональное направление. Здесь наблюдается воздымание или «ныряние» шарниров этих складок, в результате чего при детальном картировании выявляются «зубчатые» границы между отдельными формами. Углы падения на крыльях складок изменяются от 70° до вертикальных. Следует отметить, что этот район Грампианской зоны по своей структуре резко отличается от всех других районов Лакланской системы. Гранитные интрузии в его пределах расположены дискордантно по отношению к простиранию складок и не имеют пространственной связи с разломами.

Самым восточным структурным элементом Грампианской антиклинальной зоны является антиклинорий Хиткот-Колбинабил. Он имеет резко асимметричное строение при ширине до 5 км, прослеживается с юга на север почти на 250 км. Западное его крыло, в пределах которого породы залегают почти вертикально, сложено сланцами нижнего ордовика. Оно осложнено многочисленными продольными разломами, обуславливающими ступенчатое строение этой части структуры. Ядро антиклинория образуют кембрийские вулканогенные и вулканогенно-осадочные отложения, стоящие на глыбе. Вдоль оси антиклинория прослеживается цепь серпентинитовых даек, имеющих согласные контакты с вмещающими породами. Восточное крыло антиклинория повсеместно ограничено по разлому Хиткот — Маунт-Уллиам и погружено под силурийские — нижнедевонские песчаники, слагающие Мельбурнскую синклиналичную зону.

Мельбурнская синклиналичная зона

Синклиналичная зона центральной части штата Виктория прослеживается от южного побережья Австралии на север вплоть до границы между штатами Виктория и Новый Южный Уэльс. Здесь слагающие ее силурийские и нижнедевонские образования погружаются под мезо-кайнозойские отложения впадины Марри. Только в центральной части Нового Южного Уэльса, в районе Кобара, обнажается западная часть этой зоны (восточная и центральная ее части перекрыты верхнедевонскими и мезозойскими отложениями). Далее на север структуры зоны погружаются под платформенный чехол Великого артезианского бассейна и под ними, вероятно, выклиниваются у границы с Австралийской платформой. Максимальная ширина синклиналичной зоны на широте Мельбурна достигает 200 км.

Повсеместно структуры Мельбурнской синклиналичной зоны имеют меридиональные или северо-северо-западные простирания и только на самом юге штата Виктория, у п-ова Уильсон, имеется изгиб осей складок и они меняют свои простирания на юго-западные, образуя плавную дугу, обращенную выпуклой стороной на восток. Весьма возможно, что на юге, под водами Бассова пролива, простирания структур зоны меняются на широтные, оглябая выступ докембрийского складчатого основания северо-западной Тасмании и о. Кинг. Таким образом, южное продолжение зоны, вероятно, делает крутой разворот меридиональных структур на запад, подобно наблюдающемуся на юге Аделаидской складчатой области на п-ове Флерио и о. Кенгуру.

Внутренняя структура Мельбурнской синклиналичной зоны была описана в пределах Виктории Д. Томасом (Thomas, 1939, 1947) и в районе Кобара Е. Рейнером (Rayner, 1961). На юге в ее пределах Д. Томасом выделяется ряд антиклинорий и синклинорий, последовательно сменяющих друг друга с запада на восток. Западной границей зоны здесь служит система разрывных нарушений, по которой антиклинорий Хиткот сопря-

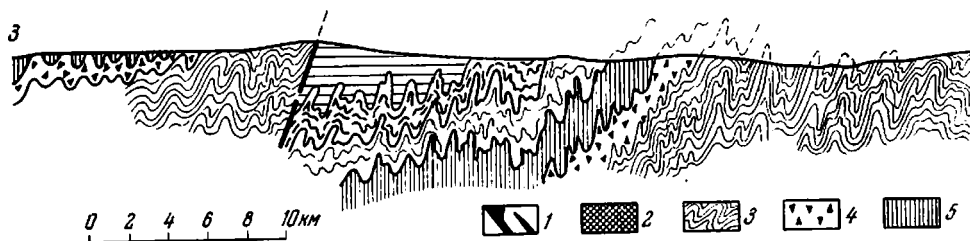


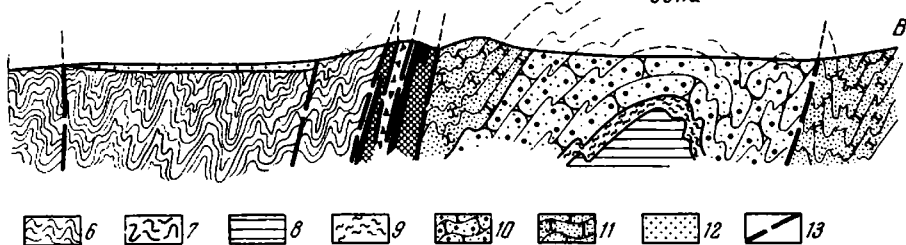
Рис. 11. Геологический разрез Грампианской анти

Кембрий: 1 — серпентиниты, 2 — зеленокаменные сланцы. Нижний ордовик, граптолитовые
6 — кастельманский ярус, 7 — яппинский ярус. Средний ордовик, глинистые сланцы: 8 — дар
нижней перми;

гается с синклиналью Ида. В этом районе хорошо виден различный тип складчатых структур, которые характеризуют антиклинальную и синклинальную зоны (рис. 11). Если для Грампианской зоны здесь характерны брахиантиклинальные и брахисинклинальные складки (или брахиантиклинории и брахисинклиноории по Д. Томасу), то в восточной части Мельбурнской зоны широким распространением пользуются узкие линейные структуры. Здесь ядра синклинориев выполнены породами нижнего девона, а антиклинории сложены образованиями силурийского возраста. Как правило, ширина антиклинориев в окраинных частях зоны, таких как Уоррандайт и Моррингтон на западе и Истон и Фосфатхилл на востоке (Thomas, 1939), не превышает 10—15 км, а длина их достигает 100—150 км. В их пределах на крыльях породы наклонены под углами 40—60°, а в ядрах — 30—40°. Они осложнены многочисленными симметричными мелкими линейными складками. Плотчатость и изоклиная складчатость, как и в других структурах зоны, повсеместно отсутствует. Разделяющие их синклиноории также построены относительно просто, и углы падения пород постепенно выполаживаются к ядрам. Отличие их, пожалуй, заключается лишь в том, что наиболее прогнутые их осевые части, выполненные песчаниками нижнего девона, имеют еще более простое строение и углы наклона пород здесь не превышают 20—30°.

Окраинные части зоны осложнены продольными разломами, обычно приуроченными к зонам сопряжения антиклинальных и синклинальных структур.

Наиболее просто построена центральная часть Мельбурнской синклинальной зоны, которая выделяется как синклинорий Лилидайл (или Лилидайлская синклиналь по Thomas, 1939). Она была подробно изучена Д. Томасом (Thomas, 1947) в верховьях р. Голдберн, у водохранилища Элдон. В пределах этого района основные антиклинальные и синклинальные складки имеют правильную симметричную форму. Углы падения пород на их крыльях обычно достигают 20—30°, причем крылья и ядра синклиналей, как правило, не осложнены мелкой складчатостью. Складки второго и более высоких порядков чаще всего встречаются на крыльях антиклиналей, сложенных песчано-сланцевыми толщами верхов нижнего силура (рис. 12). Углы наклона пород в зонах мелкой складчатости здесь максимально достигают 60°. В центриклинальных и периклиналиных замыканиях складок эти структуры отсутствуют. В самой северной части синклинория Лилидайл расположен крупный гранитный массив Стратбоги среднедевонского возраста, ориентированный своей длинной осью поперек простирающихся складчатых структур.



клиналиальной зоны Бендиго-Хиткот (по Д. Томасу)

сланцы и песчаники; 3 — лансфильдский ярус, 4 — бендигонский ярус, 5 — чеуотонский ярус, ривилльский ярус; 9 — верхний ордовик; 10 — силур; 11 — нижний девон; 12 — тиллиты 13 — разломы

На севере, в центральной части штата Новый Южный Уэльс, была изучена лишь восточная часть Мельбурнской синклиналиальной зоны. Здесь в ее пределах наибольшим распространением пользуются сланцы и граувакки группы Кобар силурийского возраста и песчаники и сланцы группы Амфитеатр девонского возраста, выполняющие ядро широкой синклиналиальной структуры. Е. Рейнер (Rayner, 1961), описывая структуру меденосных рудных месторождений района Кобар, подчеркивал, что силурийские образования в зоне сочленения с западным бортом антиклиналиальной зоны Бенамбриа сложны дислоцированы. Здесь они слагают ряд узких линейных складок, осложненных на крыльях разрывными нарушениями, с углами наклона крыльев до $60-80^\circ$. В ядрах отдельных антиклиналей обнажаются метаморфизованные сланцы ордовика. По направлению на запад складки в пределах Мельбурнской зоны постепенно вышоложиваются и сменяются широкими и относительно пологими формами (углы падения здесь не превышают $30-40^\circ$). Лишь в зонах разломов, как, например, в пределах рудника Кобар, встречаются мелкие изоклиналиальные структуры.

Нижнедевонские песчаники и сланцы, выполняющие ядро крупного и широкого синклинория, который расположен непосредственно западнее Кобарской системы разломов, образуют более простые формы по сравнению со складками, сложенными силурийскими сланцами (рис. 13). В его пределах преобладают простые симметричные структуры, ширина которых измеряется 3—5 км. Углы падения пород на их крыльях обычно около $20-30^\circ$. Местами они осложнены разломами, обуславливающими общее ступенчатое погружение на запад, по направлению к оси синклинория. На этих структурах с резким угловым несогласием залегают красноцветные породы верхнего девона, выполняющие наложенные мулдьы орогенного этапа развития.

Расположенные в пределах Мельбурнской синклиналиальной зоны, в центральной части штата Новый Южный Уэльс, гранитные интрузии и дайки гранитпорфиров, в отличие от гранитных интрузий более южных частей той же зоны, расположены конкордантно по отношению к складчатым элементам. Они, как правило, имеют вытянутую форму и ориентированы согласно с общим простиранием структур. Е. Рейнер (Rayner, 1961) установил, что структуры зоны здесь продолжают на север вплоть до долины р. Дарлинг, где, по его мнению, они под острым углом пересекаются Дарлингским линсаментом (Hills, 1956a). Севернее этой структурной линии складчатые формы Мельбурнской синклиналиальной зоны резко погружаются под отложения мелового возраста Великого артезианского бассейна.

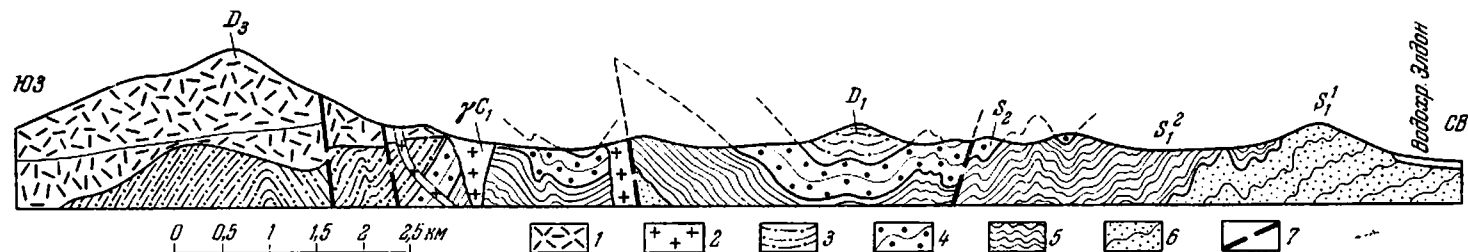


Рис. 12. Геологический разрез центральной части Мельбурнской синклинали, р-н водохранилища Элдон, штат Виктория (по D. Thomas, 1947)

1 — риолиты и их туфы, верхний девон; 2 — дайки гранито-порфиров; 3 — песчаники и конгломераты, нижний девон; 4 — песчаники, верхний силур; 5 — гранитолиновые сланцы и песчаники, нижний силур; 6 — песчаники, нижний силур; 7 — разломы

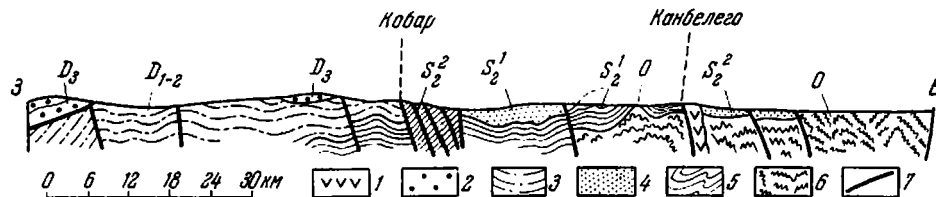


Рис. 13. Геологический разрез восточной части Мельбурнской синклинали, р-н Кобара (по Rayner, 1961)

1 — дайки порфиров; 2 — конгломераты верхнего девона; 3 — сланцы и песчаники нижнего и среднего девона; 4 — песчаники верхнего силура; 5 — силурийские сланцы, песчаники и конгломераты группы Кобар; 6 — метаморфические сланцы ордовика; 7 — разломы

Структуры данной зоны в пределах континента с востока обрамляют Мельбурнскую синклиналичную зону. Зона Бенамбриан охватывает значительно большую по площади территорию, чем предыдущие зоны. Структуры ее прослеживаются на о. Тасмания, где они слагают складчатое основание, а также на крайнем востоке штата Виктория и в центральной части Нового Южного Уэльса. Несколько южнее границы между штатами Новый Южный Уэльс и Квинсленд нижнепалеозойские образования зоны погружаются под мезо-кайнозойский платформенный чехол Великого артезианского бассейна. В отличие от первых двух структурных зон, в пределах антиклинальной зоны Бенамбриан нижний структурный этаж не имеет столь непрерывного разреза и одного типа структуры. Здесь складчатые формы, сложенные досилурийскими образованиями, несравненно более сложные, чем синклинали, выполненные образованиями силурийского и нижне- и среднедевонского возрастов. В составе первых обычно преобладают лавы и другие вулканогенные образования, а также известняки. В большинстве разрезом между отложениями ордовика и силура наблюдается угловое несогласие, хотя почти повсеместно силурийские отложения налегают на породы верхнего ордовика. В нашем описании мы специально остановимся на этом типе синклиналичных форм, заметно отличающихся от положительных складчатых элементов антиклинальной зоны. Для удобства мы начнем характеристику морфологии складчатых структур зоны Бенамбриан с территории о. Тасмания.

Остров Тасмания, так же как и острова Кинг, Флиндерс и другие Бассова пролива, отделяющего их от континента, является самой южной частью зоны Бенамбриан. В его пределах породами докембрия и нижнего палеозоя сложены три основные крупные структуры, выделенные У. Кейри (Cargy, 1953) и М. Соломоном (Solomon, 1962): 1) антиклинорий Тиан, расположенный в южной и юго-восточной частях острова; 2) синклинорий Зиан, прослеживающийся в Западном Прибрежном хребте и по простиранию сменяющийся на севере синклинорием Райлтон и 3) антиклинорий Роки-Кейп, занимающий крайнюю северо-западную часть Тасмании и, по-видимому, о. Кинг.

Антиклинорий Тиан сложен глубокометаморфизованными образованиями докембрийского возраста. Он прослеживается от южного окончания острова с субмеридиональным простиранием приблизительно до $42^{\circ}20'$ ю. ш., и далее ось его резко поворачивает на восток, меняя общее простирание структуры на субширотное. Центральная и восточная части антиклинория перекрыты пермскими песчанниками и юрскими долеритами платформенного чехла. К сожалению, о строении складчатого фундамента под ними не имеется никаких данных, поэтому мы дадим лишь общую картину морфологии структур антиклинория Тиан, основываясь на результатах детальных исследований А. Спрая (Spry, 1962), и Д. Мак Интрипа (Mc Intyre, 1951) в его западном крыле. В этой части структуры метаморфические породы — кварциты, амфиболиты и кристаллические сланцы расчленены параллельно общему простиранию его оси. Местами в них наблюдается мелкая складчатость и пльчатость. Изоклинальные складки, осложняющие крылья синклиналей и антиклиналей более крупного порядка, по данным А. Спрая (Spry, 1963b), ориентированы параллельно общему простиранию оси антиклинория и подчеркивают его веерообразное внутреннее строение (рис. 14). Следует особо подчеркнуть, что общее простирание складок антиклинория Тиан, сложенного метаморфическими образованиями докембрия, согласно с простиранием синклинориев Зиан и Райлтон, выполненных преимущественно нижнепалеозойскими отложениями.

Синклинорий Зиан, прослеживающийся на Западном Прибрежном хребте, имеет почти меридиональное простирание. Нижнепалеозойские

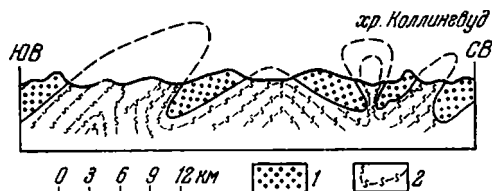


Рис. 14. Предполагаемые типы складок в докембрий ядра антиклинория Тинан, р-н мыса Френхман (по Spry, 1963b)

1 — кварциты; 2 — кристаллические сланцы

образования, которые его выполняют согласно, залегают на породах докембрий и отделены от них в ряде мест продольными разломами. При общей длине синклинали свыше 150 км, ширина его не превышает 20 км. Наличие системы продольных разломов как по его бортам, так и в центральной его части (рис. 15) подчеркивает его грабенообразную форму. На основании внешнего сходства структурных форм многие исследователи (Cargy, 1953; Compton, King, 1963 и др.) сравнивают данный синклинирий с рифтовыми долинами. В целом для синклинали характерна резко асимметричная форма. Его восточное крыло значительно шире и положе западного. При этом наибольших мощностей палеозойские образования достигают в его западной части.

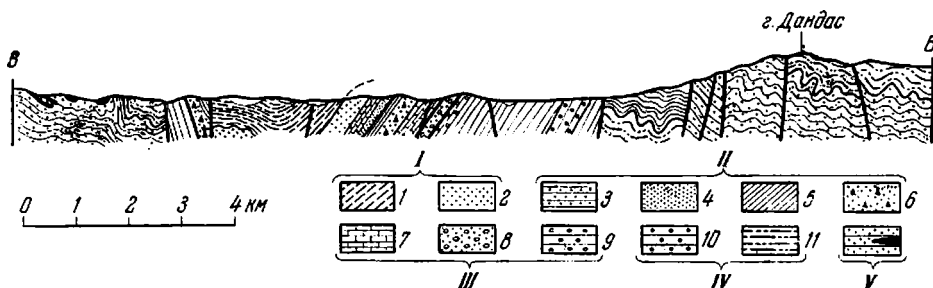


Рис. 15. Геологический разрез р-на Тинан (по Blissett, 1962)

I — девон: 1 — сланцы среднего девона, 2 — кварциты нижнего девона; II — силур: 3 — алеолиты, 4 — кварциты, 5 — сланцы, 6 — обломочные кварциты; III — ордовик: 7 — известняки, 8 — песчаники, 9 — конгломераты; IV — кембрий: 10 — вулканогенно-обломочная толща, 11 — лавы и туфы; V — докембрий, кварциты

Восточное крыло, сложенное преимущественно кембрийскими и в меньшей степени ордовикскими отложениями, осложнено рядом линейных складок, углы падения пород на крыльях которых обычно достигают 30—50°. Кроме складчатых дислокаций существенную роль в строении восточного крыла синклинали играют поперечные разрывные нарушения типа сбросов. Они разделяют эту часть структуры на ряд блоков, подчеркивая его глыбово-складчатое строение. Несколько севернее Куинстауна к поперечным разломам приурочена узкая (до 5 км ширины) троговая структура — грабен-синклиналь Линда, прослеживающаяся вдоль долины одноименной реки на 15 км по направлению на восток в пределах антиклинория Тинан. Она выполнена ордовикскими и силурийскими отложениями, отделенными почти широтными разломами от докембрийских образований.

Восточное крыло синклинали отделяется узкой антиклиналью Дандас (антиклинорий Западного Прибрежного хребта — Дандас по Solomon, 1962) от его наиболее прогнутой осевой части. Повсеместно антиклиналь Дандас сложена в ядре кембрийскими вулканогенными образованиями, а на крыльях — ордовикскими валунистыми конгломератами Оуэн. В целом она представляет собой линейную гребневидную складку, ширина которой колеблется от 2 до 10 км при общей длине около 100 км. К крыльям

складки, вдоль которых прослеживаются разрывные нарушения, приурочены протрузии и дайки серпентинитов (рис. 16).

Ядро синклиниория Зипан выполнено согласно залегающими породами ордовика, силура и нижнего девона. В его пределах наиболее четко подчеркивается общая асимметрия структуры. Здесь породы в его восточной части падают на запад под углами $40-50^\circ$, в то время как на западе они наклонены на восток, в сторону осевой плоскости под углами $60-80^\circ$.

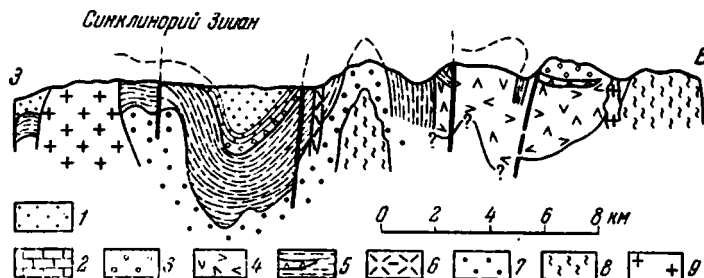


Рис. 16. Геологический разрез через синклиниорий Зипан (по Саграпа, 1962)

- 1 — силур. Ордовик; 2 — известники Гордон, 3 — конгломераты Оуэн, 4 — брекчия Жакес; 5 — кембрий; 6 — серпентиниты. Докембрий: 7 — верхние кварциты, 8 — нижние кварциты; 9 — граниты

Западная часть ядра синклиниория разбита многочисленными сбросами и взбросами на тектонические блоки. Здесь, так же как и в восточном крыле синклиниория, имеются разломы двух направлений: наиболее протяженные и крупные прослеживаются в целом параллельно общему простиранию синклиниория, меньшие по размерам и с незначительной амплитудой смещения имеют широтные простирания. Обычно поперечные, опережающие сбросы не секут линии продольных разломов и амплитуда смещения по ним затухает по мере приближения к первым. Продольные разломы меридионального простирания отделяют ядро синклиниория от его западного крыла.

Западное крыло синклиниория Зипан имеет более простое строение, по сравнению с восточным крылом той же структуры. Повсеместно оно сложено преимущественно кембрийскими и позднедокембрийскими вулканогенными, вулканогенно-осадочными и грубообломочными породами, образующими крутую моноклиаль (углы падения пород здесь не менее 60°). Строение моноклинали осложнено многочисленными разломами, простирающимися согласно с общим простиранием синклиниория (Blissett, 1962). Отдельные части западного крыла синклиниория детально изучены, так как здесь расположены богатые месторождения полиметаллов Зипан и Росберри.

Севернее, приблизительно у родника Росберри, палеозойские образования синклиниория Зипан резко меняют меридиональное простирание на широтное, сменяясь структурными элементами синклиниория Райлтон. В отличие от синклиниория Зипан, последний не имеет такой резко выраженной троговой формы и представляет собой структуру, постепенно расширяющуюся на восток. Синклиниорий Райлтон с севера обрамляет антиклиниорий Тинан и в свою очередь с востока и северо-востока ограничивается складчатыми элементами антиклиниория Рока-Кейп.

Внутреннее строение синклиниория асимметрично — его южное крыло шире более чем в 2 раза и значительно положе северного. В пределах южного крыла (рис. 17), по данным Женингса (Jennings, 1963), породы ордовика и силура смяты в линейные складки с относительно пологими крыльями, углы падения в пределах которых не превышают $20-30^\circ$.

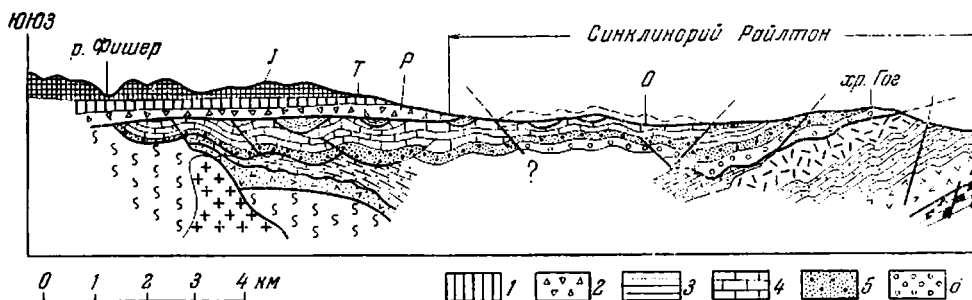


Рис. 17. Поперечный разрез синклинии

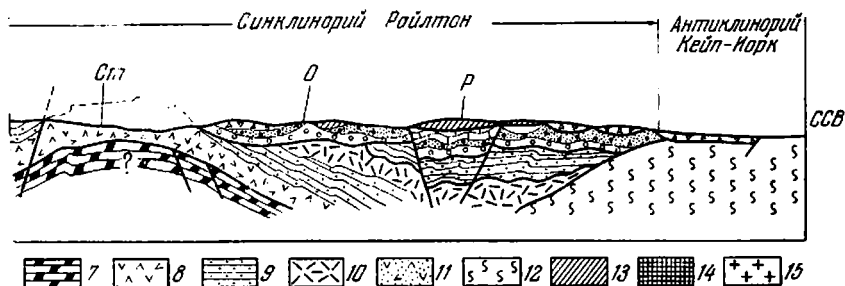
1 — триас; 2 — пермь; 3 — силур. Ордовик: 4 — известняки, 5 — песчаники, 6 — конгломераты
11 — щелочные лавы; 12 — докембрийские сланцы и кварциты; 13 — третичные базальты;

Складчатые формы на крыльях осложнены продольными сбросами и взбросами. Таким же пологим сводом, известным в литературе под названиями антиклиналь Делорейн (Solomon, 1962) или Баррингтон (Jennings, 1963), сложенным в ядре кембрийскими образованиями, оно отделено от осевой, наиболее прогнутой части синклинии. На западе синклинии ядро это составляет ордовикскими известняками. Постепенно по направлению на восток шарнир структуры испытывает погружение и уже здесь преобладают силурийские и нижнедевонские песчаники и сланцы. Здесь эти породы смяты в линейные складки, осложненные многочисленными разломами и прорванные интрузиями гранитоидов. Углы падения пород обычно не превышают 30—40°.

Северное крыло синклинии, сложенное породами кембрия и ордовика, представляет собой пологую моноклинал. Общее простирание слоев в его пределах от пиротного на западе постепенно меняется на юго-восточное на востоке. На значительной территории это крыло перекрыто пермскими и юрскими образованиями платформенного чехла, затрудняющими проведение детальной расшифровки его внутренней структуры.

Последний крупный структурный элемент о. Тасмания занимает всю северо-западную часть острова и, видимо, прослеживается под водой вплоть до о. Кинг. Это антиклинорий Роки-Кейп, сложенный слабо метаморфизованными породами верхнего докембрия. Различные метаморфические сланцы и кварциты в его пределах имеют в целом согласные простирания с синклинориями Эднан и Райлтон, сложенными палеозойскими образованиями, и постепенно меняют их от северо-восточных на западном побережье острова до широтных и даже юго-восточных — на северном. Таким образом, ось антиклинория описывает плавную дугу, выпуклой стороной обращенную на северо-запад. Трудно выделить в пределах всей этой структуры складки более высоких порядков. А. Спрай (Spry, 1964) детально описал основные типы структур второго и третьего порядков лишь на небольшой территории — в крайне юго-западной части антиклинория. Он указывает, что метаморфизованные вулканогенные и осадочные породы докембрия слагают узкие линейные складки с углами наклона крыльев около 60°, осложненные многочисленными разломами (рис. 18). Вдоль последних прослеживаются зоны мелкой складчатости и плоччатости. Характерно, что среднедевонские гранитоиды, массивы которых расположены в различных частях антиклинория, ориентированы в целом согласно с простиранием структур. Северо-западное крыло антиклинория Роки-Кейп погружено под воды Бассова пролива, отделяющего о. Тасмания от континента.

В пределах континента структуры антиклинальной зоны Бенамбриан находят свое продолжение в восточной части штата Виктория. Отсюда



Райлтон, хр. Гог (по Jennings, 1963)

Кембрий: 7 — кремнистые сланцы, 8 — спилиты, 9 — граувакки, 10 — риолиты и кератофиты, 14 — юрские долериты; 15 — граниты

складчатые структуры зоны Бенамбриан с северо-западными простираниями продолжаются в центральную часть Нового Южного Уэльса, прослеживаясь в виде пояса, ширина которого достигает 300 км. В его пределах, за исключением крайней восточной части, имеются так же отчетливо выраженные синклинии и антиклинории, подобные тем, которые хорошо выделяются в пределах Тасмании. Как на востоке Виктории, так и в Новом Южном Уэльсе широкие антиклинории, обладающие сложной внутренней структурой, сложены преимущественно различными по своему составу сланцами ордовика, прорванными конкордантными интрузиями гранитоидов. Разделяющие их синклинии выполнены осадочными и вулканогенными образованиями силурийского и нижнедевонского возраста. Они, как правило, имеют относительно изометричные формы и не

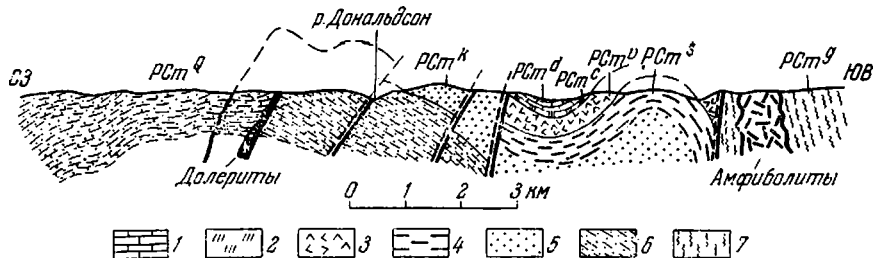


Рис. 18. Поперечный разрез антиклинория Рокп-Кейп (р-н Коринна по Spry, 1964)

Верхний докембрий: 1 — доломиты, 2 — кремнистые сланцы, 3 — эффузивы, 4 — сланцы, 5 — кварциты, 6 — чередование сланцев и кварцитов, 7 — гнейсы

образуют крупных линейных структур. В то же время данные синклинии резко отличаются по степени дислопированности пород от наложенных структур верхнего орогенного структурного этажа. Угловое несогласие, которое наблюдается между складчатыми дислокациями, сложенными верхнеордовикскими и силурийскими породами, четко устанавливается лишь в периферических частях синклинальных форм и не наблюдается в их осевых наиболее прогнутых зонах.

В целом в пределах юго-восточной части континента, так же как и в Тасмании, в антиклинальной зоне Бенамбриан могут быть выделены три основных структурных элемента (с запада на восток): 1) антиклинорий Омео-Нинган, сложенный ордовикскими граувакками, прорванными многочисленными гранитными интрузиями; 2) синклиний Бухан-Ясс, образованный силурийскими и в меньшей степени нижне- и среднедевонскими

породами, прослеживающийся от района Гипслэнд на востоке штата Виктория в северо-северо-западном направлении до границ Великого артезианского бассейна, и 3) антиклинорий Саус-Кост, в пределах которого ордовикские образования имеют также северо-северо-восточные простирания и протягиваются от Бега на южном побережье Нового Южного Уэльса до района Молонга и Даббо в центральной части этого же штата. Все эти структуры первого порядка на севере погружаются под эппалеозойский платформенный чехол и, видимо, затухают у границы между палеозоями и Австралийской платформой. Они не находят своего продолжения в северной части складчатой системы, на территории штата Квинсленд. Самый восточный из них, антиклинорий Омео-Нинган, прослеживается с юго-юго-востока на северо-северо-запад более чем на 600 км, сопрягаясь на западе с Мельбурнской синклиналией зоной. Граница между ними проходит по разломам глубинного заложения, вдоль которых прослеживаются узкие гребневидные антиклинали: на юге, в штате Виктория — Веллингтон, а на севере — Боган. Вдоль осевых частей этих структур прослеживается почти непрерывной полосой пояс серпентинитов, прорывающихся как кембрийские, так и ордовикские сланцы. Кроме того, в южной части западное крыло антиклинория Омео-Нинган частично несогласно перекрывается верхнедевонскими и каменноугольными красноцветными отложениями, выполняющими впадины верхнего структурного этажа.

Ядро антиклинория повсеместно сложено довольно однообразной толщей ордовикских аркозовых и полимиктовых песчаников, серых и черных глинистых и песчано-глинистых граптолитовых сланцев, чередующихся с подчиненными прослоями туфов основного и среднего составов. Эти породы интенсивно дислоцированы и регионально метаморфизованы. Но в отдельных местах этой части структуры они постепенно сменяются высокотемпературными метаморфическими образованиями — кристаллическими сланцами, слюдяными и кварцево-полевошпатовыми гнейсами и мигматитами. Полоса распространения этих пород тянется в осевой части антиклинория от района Омео, на востоке центральной части штата Виктория, до района Уога-Уога, на северном склоне Снежных Альп в пределах штата Новый Южный Уэльс. Выше, в разделе, посвященном магматическим образованиям Лакланской складчатой системы, мы уже касались вопросов генезиса зон мигматизации и гранитизации, поэтому здесь мы лишь остановимся на общей структурной ее характеристике. Развита в пределах района распространения глубоко метаморфизованных пород мелкая изоклиная складчатость и пloyчатость запрокинута в сторону оси антиклинория под углами 50—70°. Многочисленные небольшие тела гранито-порфиров и диоритов, как правило, имеют вытянутые формы, ориентированные согласно общему простиранию складчатых структур. Такое же простирание имеют и разрывные нарушения. Как на юге, так и на севере по простиранию метаморфические сланцы и гнейсы постепенно сменяются песчано-сланцевой толщей с граптолитами ордовика. Развитые в них севернее района Уога-Уога мелкие симметричные и изоклиальные складки характеризуются крутыми наклонами крыльев (угол падения их колеблется от 50 до 80°). Однако ширин антиклинория повсеместно не испытывает заметных удулий. Этим, вероятно, и объясняется тот факт, что на расстоянии почти 300 км в ядре этой структуры не известны выходы более древних пород, чем нижнеордовикские образования.

Восточное крыло антиклинория сложено литологически сходными породами среднего и верхнего ордовика и сплур. Они повсеместно интенсивно дислоцированы и разбиты многочисленными разломами. Здесь преобладают линейные складки с залеганием пород на крыльях около 60°. Они осложняют общее моноклинальное строение этого крыла антиклинория, наклоненного на восток. Характерно, что в пределах восточного крыла антиклинория Омео-Нинган, так же как и в его ядре, расположены круп-

ные массивы гранитов силурийского — нижнедевонского возраста. Они образуют вытянутые, по форме массивы, конкордантные с простирающим складчатых дислокаций. Вблизи гранитоидов широко развиты зоны контактового метаморфизма. Крупнейшие разломы, наблюдающиеся в этой зоне, секут как осадочные, так и магматические породы. К ним приурочены зоны дробления и мионитизации. По разломам антиклинорий Омео-Нинган граничит с синклинорием Бухан-Ясс.

Данный синклинорий прослеживается от южного побережья Австралии вдоль долины р. Сноу через Снежные Альпы, захватывая верховья р. Мурримбриджи, до района Даббо. Далее на северо-северо-запад его структуры погружаются под эоценовый платформенный чехол Великого артезианского бассейна. Общая длина синклинория достигает 500 км. Ширина его повсеместно непостоянна: на юге, в долине р. Сноу, она меняется от 3—7 до 20—30 км, а на широте Ясс — увеличивается до

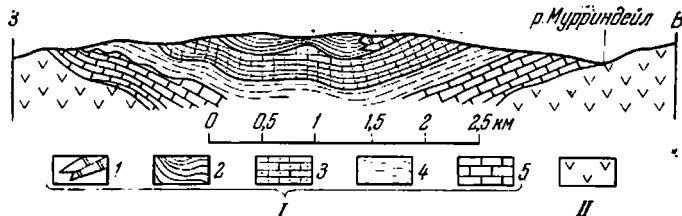


Рис. 19. Геологический разрез через центральную часть синклинали Бухан-Мурримбейл (по Teichert, Talent, 1959)

I — средний девон: 1 — доломитизированные известняки, 2 — мергели, 3 — доломиты, 4 — глинистые сланцы, 5 — известняки; II — нижний девон, эффузивы Сноу-Ривер

80 км. Внутреннее строение этой структуры очень сложное, отдельные поперечные поднятия и крупные антиклинальные складки, сложенные ордовикскими сланцами, разделяют синклинорий на ряд синклинальных структур второго порядка. Кроме того, крупные разломы, ориентированные согласно с общим простираем структур, ограничивают внутри его ряд горст-антиклиналей и грабен-синклиналей, последовательно сменяющих друг друга. Наиболее крупное поперечное поднятие, расположенное на широте Снежных Альп, вблизи границы между штатами Виктория и Новый Южный Уэльс делит синклинорий на две части — южную, прогиб Бухан-Мурримбейл (по Teichert, Talent, 1959) и северную, прогиб Ясс.

В строении южной части синклинория участвуют в основном породы силура и нижнего и среднего девона. Строение прогиба Бухан-Мурримбейл было подробно описано Тейхертом и Талентом (Teichert, Talent, 1959). По данным этих исследователей, в его пределах можно выделить три типа структур, соответствующих различным этапам тектонического развития. Наиболее сложно дислоцированы туфогенные и сланцевые толщи силурийского возраста, обнажающиеся на западном борту прогиба. Они смяты в линейные складки с крутым наклоном крыльев (до 60°), часто запрокинутых на запад. На силурийских образованиях с угловым несогласием залегают нижнедевонские эффузивы Сноу-Ривер. Характер дислокаций этой толщи несколько отличен. В них наблюдаются более пологие и симметричные складки, на крыльях которых породы падают под углами 30—50°. Они осложнены многочисленными сбросами и взбросами с амплитудами смещения в несколько сот метров. Согласно сменяющие вулканические образования, сланцы и известняки среднего девона, составляют ядро структуры. Тейхерт и Талент подчеркивают, что складки в осадочных образованиях среднего девона тесно связаны с вертикальными разрывными нарушениями и надвигами в восточной части ядра струк-

туры. В западной части ядра развиты преимущественно симметричные и коробчатые линейные складки с углами наклона крыльев до 30° (рис. 19). Только в зонах разрывных нарушений наблюдаются более крутые углы падения, достигающие $50-60^\circ$. На востоке ядра по надвигу, наклоненному на восток по углом 45° , и к востоку от него устанавливаются запрокинутые на запад лежащие складки, которые, вероятно, были перемещены на восток на несколько сот метров. Вне зоны надвига здесь повсеместно развиты асимметричные формы с крутыми (до 70°) западными и пологими восточными крыльями. По направлению на север, к Снежным Альпам эти структуры постепенно затухают, и северное центроклинальное замыкание прогиба Бухан-Мурримбридж не осложнено структурами более высоких порядков. В пределах этого прогиба гранитные интрузии отсутствуют, но севернее в поперечном поднятии Снежных Альп они пользуются широким распространением. Практически все поднятие представляет собой поперечный пояс гранитоидов и интенсивно контактово-метаморфизованных пород, поэтому и морфология складчатых дислокаций в его пределах остается нерасшифрованной.

Севернее поднятия Снежных Альп от района Тумбарумта и вплоть до широты Канберры в пределах синклинория Бухан-Ясс прослеживаются три крупные структуры (с запада на восток): прогиб Ясс, выполненный силурийскими и девонскими отложениями, антиклиналь Мурримбриджи, сложенная кремнисто-терригенной толщей верхнего ордовика, в осевой части которой расположен одноименный гранитный батолит, и Канберрская грабен-синклиналь. В пределах последней широким распространением пользуются вулканогенные образования силурийского и девонского возраста (рис. 20). Прогиб Ясс, прослеживающийся в меридиональном направлении от 36° ю. ш., с запада граничит со структурами антиклинория Омео-Нинган, а с востока обрамляется системой разрывных нарушений, крупнейшим из которых является разлом Лонг-Плейн. Повсеместно он выполнен вулканогенными и осадочными породами силура и девопа, смятыми в линейные и брахиформные складки. Прекрасным примером последних может служить район, расположенный юго-западнее г. Ясс, у водохранилища Бурринжак (I. Brown, 1954; D. Brown, 1964). Здесь округлые брахисинклинальные складки, разделенные линейными антиклиналями, осложнены узкими гребневидными структурами более высоких порядков, углы наклона крыльев которых достигают $50-60^\circ$. Антиклиналь Мурримбриджи, отделяющая на юге синклинория данный прогиб от Канберрской грабен-синклинали, сложена преимущественно верхнеордовикскими терригенными толщами. Эти образования интенсивно метаморфизованы и разбиты многочисленными разломами меридиональной ориентации. Наиболее интенсивно метаморфизованы ордовикские толщи в контактовых зонах с гранитными интрузиями, крупнейшей из которых в пределах антиклинали является батолит Мурримбриджи. По данным определений калиево-аргоновым методом абсолютный возраст биотита из этих гранитоидов составляет 395 ± 10 млн. лет, т. е. соответствует силуру — нижнему девопу.

Канберрская грабен-синклиналь, являющаяся на юге Нового Южного Уэльса крайним восточным элементом синклинория, с запада ограничена разломом Мурримбриджи. На ее восточном крыле силурийские отложения с незначительным несогласием перекрывают гранитоидовые сланцы верхнего ордовика, образующие антиклинорий Саус-Кост. В ее пределах породы силура и нижнего девопа смяты в крутые (углы падения пород здесь $50-70^\circ$) линейные складки меридионального простирания. По направлению на север углы падения пород несколько выполаживаются и достигают $30-50^\circ$. Здесь грабен-синклиналь, расширяясь, постепенно сближается со структурными элементами прогиба Ясс. Севернее 35° ю. ш. синклинорий Бухан-Ясс представляет собой единую структуру со слож-

ным глыбово-складчатым внутренним строением. Несколько севернее Даббо структуры его погружаются под платформенный чехол.

Расположенный к востоку от него антиклинорий Саус-Кост представляет собой крайне восточную структуру в пределах антиклинальной зоны Бенамбриан. Он прослеживается от юго-восточного угла Австралии в субмеридиональном направлении до района Веллингтона, где приблизительно на $32^{\circ} 30'$ ю. ш. погружается под мезо-кайнозойские отложения. На юге антиклинория структуры под острым углом срезаются линией побережья и в южном и юго-восточном направлениях погружаются под воды Тасманова моря. Общая длина его около 650 км, а ширина максимально достигает 70 км.

Повсеместно антиклинорий Саус-Кост слагают различные горизонты терригенно-сланцевой толщи ордовика, и лишь вдоль оси его локально обнажены кембрийские образования. Вдоль простирания оси антиклинория расположены батолиты гранитоидов, занимающие свыше 30% всей его площади. В связи с тем, что палеозойские образования в контактовых зонах с гранитными телами испытывают интенсивный метаморфизм, внутреннее строение антиклинория изучено далеко не равномерно. Наиболее подробно описаны южная часть этой крупной структуры, охватывающая район южного побережья штата Новый Южный Уэльс, его центральная часть, расположенная восточнее Канберры, и северная, прослеживающаяся от Оринджа до Веллингтона.

В районе южного побережья штата Новый Южный Уэльс (I. Brown, 1963) ядро антиклинория Саус-Кост слагают кремнистые и глинистые сланцы низов ордовика, смятые в сложные изоклиналильные складки, запрокинутые в различные стороны от ее оси. Залегающие на них вулканогенно-осадочные и терригенные образования среднего и верхнего ордовика, как правило, дислоцированы менее интенсивно. В них преобладают линейные структуры меридионального простирания с вертикальным положением осевых плоскостей и крутым падением пород на крыльях (углы наклона здесь достигают $50-80^{\circ}$). Батолиты гранитоидов, прорывающие породы ордовикского возраста, ориентированы согласно с общим простиранием складчатых структур. Севернее, на широте Канберры, ширина размаха его крыльев всего около 10—12 км. Здесь в его строении участвуют только граувакковые и сланцевые толщи верхней половины ордовикского разреза. В центральной части структуры, восточнее оз. Георга преобладают узкие изоклиналильные складки, углы падения на крыльях которых близки к вертикальным. На крыльях

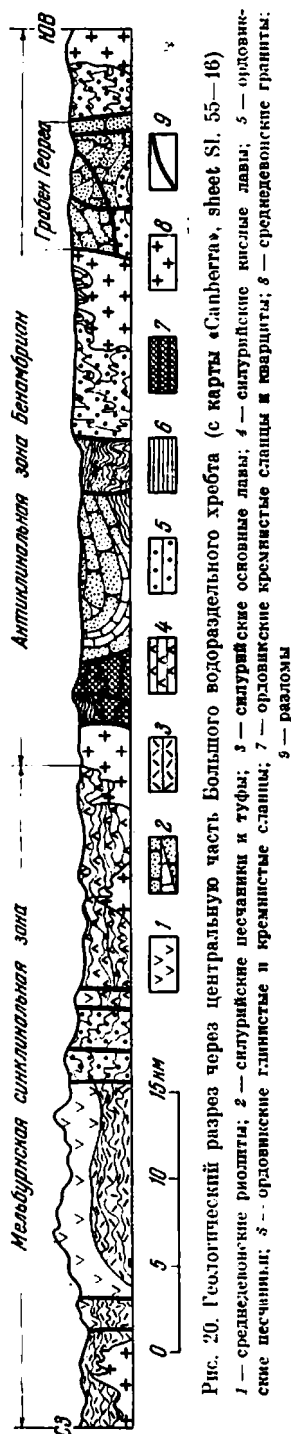


Рис. 20. Геологический разрез через центральную часть Большого водораздельного хребта (с карты «Canberra», sheet Sl. 55—16)
1 — силурийские песчаники и туфы; 2 — силурийские основные лавы; 3 — силурийские кислые лавы; 4 — силурийские основные лавы; 5 — ордовикские песчаники; 6 — ордовикские глинистые и кремнистые сланцы; 7 — ордовикские кремнистые сланцы и кварциты; 8 — среднедевонские граниты; 9 — разлом

ях антиклинорий Саус-Кост эти структуры имеют асимметричное строение и запрокинуты в стороны смежных синклиналиев. Вдоль обрамляющих антиклинорий разломов Кунбин, Уикерс и Георг наблюдаются небольшие горизонтальные перемещения. В покровах оси складок имеют почти горизонтальное положение. Таким образом, в этом сечении в целом для антиклинорий характерна структура развернутого вала.

На севере антиклинория, от Оринджа до Веллингтона, по данным Г. Пакама (Packham, 1958), в его строении участвуют преимущественно породы верхнего ордовика. Лишь в 15 км южнее Веллингтона в осевой его части известны выходы пород более древних горизонтов — кембрия (?) и нижней части ордовикского разреза. Повсеместно образования нижнего палеозоя здесь смяты в узкие линейные складки с углами наклона крыльев, близкими к вертикальным. Они осложнены продольными разломами, вдоль которых прослеживаются грабен-синклинали, выполненные породами силура. Характерно, что силурийские отложения с угловым несогласием залегают на ордовикских сланцах. Они также сложно дислоцированы, а местами стоят на голове. Наиболее сложные по форме запрокинутые и изоклипальные складки, осложненные пloyчатостью, прослеживаются вдоль разломов, отделяющих антиклинорий от синклинальной зоны Хилл-Энд — Будекин.

Синклинальная зона Хилл-Энд—Будекин

Данная структурная зона расположена в крайней восточной части Лахланской складчатой системы. Восточной окраиной Великого артезианского бассейна, получившей в литературе название впадины Сура (Tectonic Map of Australia, 1960), она разделена на две части. Южная часть синклинальной зоны, расположенная в пределах штата Новый Южный Уэльс, имея меридиональные простирания, граничит с запада с антиклинальной зоной Бенамбриан, а на востоке перекрывается Сиднейско-Боуэнским краевым прогибом. Северная часть зоны, расположенная на северо-востоке штата Квинсленд, имеет иное структурное положение. Здесь она с запада по тектоническому шву, названному Д. Хилл (Hill, 1960) «линией Тасман», граничит с щитом Георгтаун, представляющим собой выступ докембрийского фундамента Австралийской платформы. Это единственное место, где складчатые сооружения палеозойской Тасманской области сопрягаются со структурами платформы. На юго-востоке структуры зоны Хилл-Энд — Будекин отделяются краевым прогибом от верхнепалеозойской складчатой системы. Севернее по простиранию они под острым углом срезаются береговой линией материка и, видимо, продолжаются под водами Кораллового моря. Такое различное структурное положение двух обособленных частей единой структурной зоны наложило отпечаток на типы и характер складчатых дислокаций в их пределах.

Строение южной части было подробно описано Г. Пакамом (Packham, 1958, 1962) и другими исследователями. По их данным, синклинальная зона Хилл-Энд — Будекин здесь складается силурийскими и доверхнедевонскими образованиями и лишь ядра отдельных антиклиналей образованы граувакково-сланцевой толщей верхнего ордовика. Южным окончанием зоны в пределах Нового Южного Уэльса является грабен Георга (Noakes, 1954), который в виде узкого трога прослеживается в верхнеордовикских образованиях восточной части антиклинальной зоны Бенамбриан, разделяя антиклинорий Саус-Кост на две части. С запада грабен ограничен разломами Уикерс и Георг, а с востока — разломом Баллалаба. Он выполнен вулканогенными и осадочными породами верхнего силура, смятыми в сложные складки, местами запрокинутыми в сторону его оси. Углы падения пород на крыльях этих структур меняются от 30 до 70°. По направлению на север, севернее оз. Георг, грабен постепенно расширяется и сменяет-

ся Хиллэндским синклиниорием, крайне западной структурой зоны Хилл-Энд — Будекин, прослеживающимся субмеридионально от района Барурста до Великого артезианского бассейна. Здесь ширина зоны максимально достигает 100—120 км. Слагающие ее силурийские и нижне- и среднедевонские образования смяты в узкие линейно вытянутые складки. Ширина этих складок изменяется от 2 до 10 км, а длина их превышает 50 км. В целом структуры имеют симметричное строение с углами наклона крыльев до 50—60°. Более крутые углы падения пород устанавливаются в зонах мелкой складчатости, прослеживающихся вдоль разрывных нарушений, где слои стоят почти вертикально. В восточной части зоны Г. Пакхамом (Packham, 1958) были установлены чешуйчатые надвиги с перемещением пород на запад, в сторону осей наиболее прогнутых синклиналей. Амплитуды смещения по надвигам составляют первые километры, а углы наклонов плоскостей сместителей около 40°. Характерно, что в южной части зоны Хилл-Энд — Будекин гранитные интрузии не пользуются широким распространением. В отличие от более западных районов, они имеют в ее пределах изометричную форму и дискордантно расположены по отношению к складчатым дислокациям.

Севернее, в пределах штата Квинсленд, тектоническое строение зоны более сложно. В своей работе по общему структурному районированию этой территории Д. Хилл (D. Hill, 1960) выделяет здесь следующие основные структуры нижнего этажа: на юге это антиклинорий Анаки, отделенный от северной части зоны крупными массивами гранитов; на севере, у северного побережья п-ова Кейп-Йорк прослеживается синклиниорий Чиллагое (или шельф Чиллагое по Hill, 1960), с востока обрамляющий штат Георгтаун докембрийской Австралийской платформы, а у самого побережья Кораллового моря — Северный Береговой антиклинорий (Северное Береговое структурное поднятие по Hill, 1960). Эти два элемента разделены наложенной Ходкинсонской впадиной, выполненной красноцветными и карбонатными отложениями верхнего девона — карбона. Большая часть этих структур сложена метаморфизованными образованиями — кремнистыми, филлитовыми и зеленокаменными сланцами, кварцитами и мраморами, смятыми в сложные изоклинальные и линейные складки. Простирание всех складок меридиональное либо северо-северо-западное; только в пределах синклиниория Чиллагое оно строго подчинено границе платформы и несколько варьирует от северо-западного до северо-восточного. Расположение в пределах этой части зоны гранитные массивы в своем значительном большинстве имеют пермский возраст, т. е. значительно моложе, чем в других частях Лахланской складчатой системы. Они расположены резко дискордантно по отношению к складчатым структурам нижнего структурного этажа. Местами небольшие по размерам массивы гранитоидов этого возраста прорывают и образования, слагающие орогенные наложенные впадины.

В заключение к описанию морфологии структурных форм нижнего структурного этажа Лахланской складчатой системы следует подчеркнуть следующие общие особенности. Первая из них заключается в том, что по направлению с запада на восток напряженность складчатости постепенно возрастает. Если на западе системы, как, например, в пределах Грампианской и Мельбурнской зон, преобладают брахиформные и широкие пологие линейные складки, то уже на востоке образования, слагающие зоны Бенамбриан и Хилл-Энд — Будекин, смяты в гребневидные узкие линейные структуры с крутым наклоном крыльев, подчас осложненные изоклинальной складчатостью. Вторая особенность строения системы — это различное соотношение гранитных интрузий со складчатыми дислокациями. На востоке системы массивы гранитов расположены дискордантно по отношению к складчатым элементам, а на западе ее они строго ориентированы по их простираниям. И, наконец, последняя отличительная чер-

та в строении системы заключается в том, что как по направлению на север, так и в направлении на юг структуры зоны, в целом параллельные общему очертанию Тихоокеанского бассейна, под острым углом срезаются береговыми линиями Кораллового и Тасманова морей и, вероятно, продолжают под их водами за пределами узкого континентального шельфа. Южнее о. Тасмания они уходят под воды южной части Индийского океана и, возможно, находят свое продолжение в Антарктиде.

Повсеместно в пределах Лахланской складчатой системы структуры, сложенные породами палеозоя от кембрия до среднего девона включительно, с резким угловым несогласием перекрываются красноцветными толщами, выполняющими наложенные орогенные впадины верхнего структурного этажа.

Верхний структурный этаж

Наложённые впадины верхнего структурного этажа каледонид были описаны наиболее подробно Г. Пакамом (Packham, 1962), Дж. Конолли (Conolly, 1963, 1965), Д. Талентом (Talent, 1965) и другими исследователями. Во всем этом обширном регионе они выполнены пестроцветными континентальными или параличскими отложениями и смяты в пологие брахиформные складки, а на обширных площадях залегают практически горизонтально. Г. Пакам (Packham, 1962) и Дж. Конолли (Conolly, 1965) в южной части Лахланской системы выделяют три провинции с несколько различным характером разреза верхнедевонских отложений: западную, охватывающую западную половину штатов Виктория и Новый Южный Уэльс, центральную расположенную на востоке Виктории и в центре Нового Южного Уэльса, и восточную, прослеживающуюся в районе южного побережья последнего. Эти же провинции существенно отличаются между

собой по морфологии и структурным типам впадин и по их внутреннему строению, поэтому ниже мы рассмотрим отдельно каждый из этих типов. Орогенные структуры, расположенные в пределах северо-восточной части Квинсленда, значительно больше по своим размерам впадин восточной провинции юга Лахланской системы. Однако их внутреннее строение весьма сходно, и поэтому мы в какой-то мере условно относим их к одному типу структур.

Орогенные впадины западной провинции были наиболее подробно изучены в Грампианских горах западной Виктории и к западу от района Кубар.

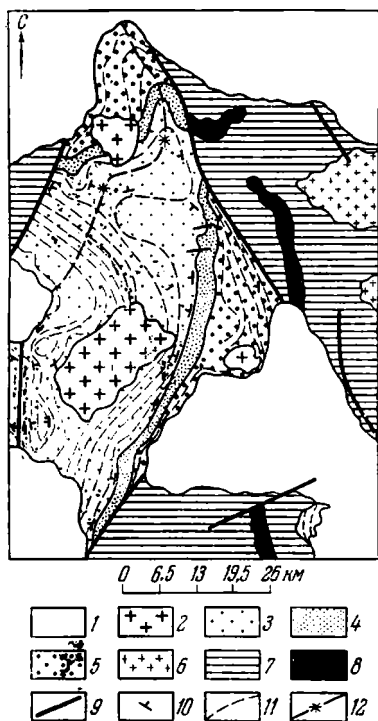


Рис. 21. Схематическая структурная карта муьды Уартук, Грампианские горы (по D. Spencer-Jones, 1965)

1 — четвертичные отложения; 2 — верхнепалеозойские гранитоиды; 3 — верхи нижнего карбона; 4 — низы нижнего карбона; 5 — верхний девон; 6 — нижнепалеозойские гранитоиды; 7 — ордовик; 8 — кембрий (?); 9 — разломы; 10 — направление падения пород; 11 — структурные линии; 12 — ось муьды

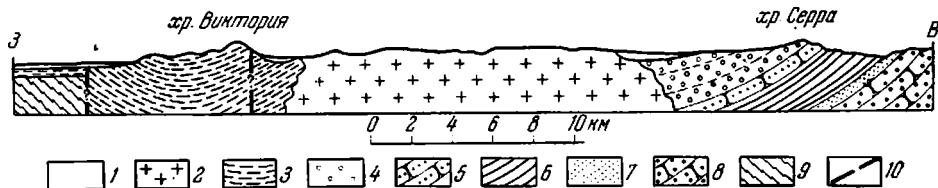


Рис. 22. Геологический разрез мульды Уартук (по D. Spencer-Jones, 1965)

1 — четвертичные отложения; 2 — верхнепалеозойские гранитоиды. Нижний карбон: 3 — тонкостроенные песчаники, 4 — кварцитовидные песчаники, 5 — среднезернистые глинистые песчаники, 6 — пестроцветные кварциты, 7 — грубозернистые песчаники, 8 — косослоистые песчаники и конгломераты; 9 — ордовикские сланцы; 10 — разломы

В первом из этих районов структура наложенных впадин была описана Э. Хиллсом (Hills, 1936) и недавно Д. Спенсер-Жонсом (Spencer-Jones, 1965), которые провели детальный анализ не только вещественного состава выполняющих их верхнедевонских и нижнекаменноугольных красноцветных образований, но и морфологии структур. Здесь установлены три наложенные впадины, разделенные между собой выступами сложно дислоцированных пород нижнего палеозоя. Крупнейшей и наиболее хорошо изученной является мульда Уартук (Уартукская синклиналь по Hills, 1935), длина которой около 120 км, а ширина 40—50 км. Верхнедевонские красноцветные образования на юге с резким угловым несогласием залегают на ордовикских сланцах и вулканогенных породах кембрия. Вдоль восточного борта мульды прослеживается разлом, отделяющий ее от структур нижнего структурного этажа (рис. 21). По данным Спенсер-Жонса (Spencer-Jones, 1965), мульда Уартук имеет овальную форму, несколько вытянутую в меридиональном направлении, и характеризуется резко асимметричным внутренним строением. В пределах ее восточного борта по разлому, сопрягающемуся с породами складчатого основания, породы наклонены на запад под углами 40—60°. Постепенно по направлению к ядру структуры углы падения выносятся до 10—15°, а местами породы залегают практически горизонтально. Западное крыло оборвано разломом, по которому нижнекаменноугольные красноцветные песчаники отделены от ордовикских песчаников и сланцев (рис. 22). Характерно, что вдоль этой зоны разломов нет мелких дислокаций. Мелкие складки, которые осложняют в целом моноклинальное залегание слоев в пределах мульды, представляют собой пологие коробчатые структуры, быстро затухающие по простиранию. На восточном борту мульды верхнепалеозойские отложения прорваны массивами постороженных гранитоидов, имеющих округлую форму.

Также простое внутреннее строение имеет широкий прогиб, расположенный в восточной части штата Новый Южный Уэльс, между аделандами Барьерного хребта и палеозоидами района Кобар. Его выполняют верхнедевонские и, возможно, нижнекаменноугольные образования, прослеживающиеся в меридиональном направлении от впадины Марри до Великого артезианского бассейна. В целом ширина прогиба достигает 200—250 км. Внутреннее строение его изучено далеко не достаточно, так как на обширных площадях коренные породы скрыты под чехлом четвертичных элювиальных отложений. Скудные сведения о характере залегания верхнепалеозойских пород были получены при исследовании небольших холмов в пределах обширной равнины, известной под названием Дарлингского коридора (Hills, 1956). Почти всюду углы наклона красноцветных образований прогиба не превышают 10—15°, и только лишь в зонах разломов, представляющих собой нормальные вертикальные сбросы, они увеличиваются до 40°. Весьма возможно, что данный прогиб далеко прости-

рается как на юг, так и на север под мезо-кайнозойскими отложениями платформенного чехла.

Несколько иное строение характерно для наложенных орогенных структур в центральной части системы. Здесь они прослеживаются вдоль краевых частей антиклинальной зоны Бенамбриан нижнего структурного этажа. Они не достигают крупных размеров и характеризуются сокращенными мощностями выполняющих их континентальных и вулканогенно-осадочных толщ. Как правило, общая мощность пород верхнего палеозоя в наиболее прогнутых частях этих впадин менее 1000 м. Примером

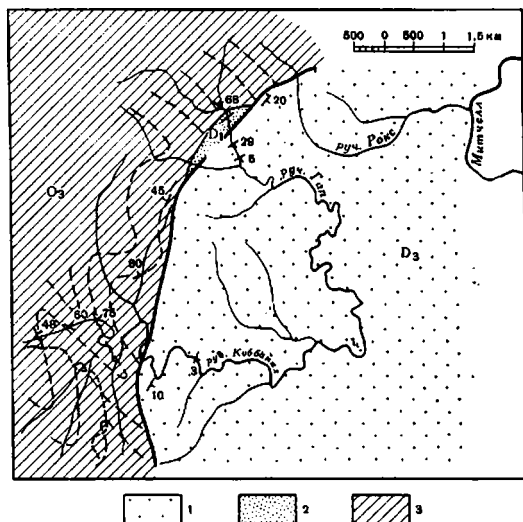


Рис. 23. Геологическая карта района Таберраббера (по Talent, 1963). Характер несогласия между складками нижнего и верхнего структурных этажей

1 — верхний девон; 2 — нижний девон; 3 — верхний ордовик

структур этой провинции может служить Авонская мульда, расположенная в среднем течении р. Митчел, у фермы Таберраббера, в юго-восточной Виктории. По данным Д. Талента (Talent, 1963), породы, выполняющие Авонскую мульду, с резким угловым несогласием залегают на сложенно дислоцированных сланцах ордовика и песчано-карбонатных отложениях нижнего девона (рис. 23). В окраинных частях углы наклона бортов мульды не превышают 10—20° (только локально у разломов они около 40—60°) и по направлению к ее центру быстро выглаживаются до 2—5°. Внутреннее ее строение чрезвычайно простое. В ядре мульды отсутствуют складки и структуры, осложняющие его строение. Мощности отложений очень медленно возрастают по направлению от периферии к внутренним частям впадины, поэтому при расчленении рельефа часто в цокольных террасах по долинам рек, пересекающих мульду, прослеживается далеко в ее пределы породы, слагающие структуры нижнего этажа. Такое же строение имеют небольшие наложенные впадины на юге центральной части Нового Южного Уэльса.

Резко отличны от данных впадин по морфологии дислокаций и своему структурному положению наложенные мульды, расположенные в восточной части штата Новый Южный Уэльс. Они приурочены обычно к разрывным нарушениям и имеют характер грабен-синклиналией. Дж. Конолли (Conolly, 1963, 1965), детально изучавший их строение, выделяет особую провинцию верхнедевонские образования, которые их выполняют, так как последние включают значительное количество кислых эффузивов и их туфов. Самой западной структурой этого типа является Котомбалская грабен-синклиналь (Conolly, 1963), прослеживающаяся вдоль разломов, разделяющих зоны Бенамбриан и Хилл-Энд — Будекки нижнего структурного этажа. Грабен-синклиналь имеет строго меридиональное простира-

ние и прослеживается с юга на север на 120 км при ширине 8—15 км. Внутреннее строение данной мульды несравненно более сложное, чем наложенных структур более западных частей Лахланской системы. Она имеет резко выраженное асимметричное строение. Породы, слагающие восточное крыло грабен-синклинали, с угловым несогласием перекрывают различные горизонты среднего палеозоя и повсеместно наклонены на запад под углами 35—55°. По направлению к осевой части структуры, вдоль которой прослеживается зона разломов, углы падения слоев постепенно увеличиваются до 65—70°. На значительном протяжении грабен-синклинали по данной зоне разломов западное крыло ее оборвано и по разлому верхнедевонские породы, слагающие ядро складки, непосредственно контактируют со структурами нижнего этажа. Многочисленные складки второго и более высоких порядков осложняют внутреннее строение грабен-синклинали и расположены кулисообразно друг к другу.

Этого же типа структуры орогенного яруса прослеживаются и в крайней юго-восточной части Нового Южного Уэльса. Здесь наложенные впадины, выполненные вулканогенными породами кислого состава и пестрыми отложениями верхнедевонского возраста, контролируются разломами. Разрывные нарушения, как и грабен-синклинали, приуроченные к ним, имеют в целом единое простирание со складчатыми формами нижнего структурного этажа. В северной части Лахланской складчатой системы в пределах северо-восточного Квинсленда верхнедевонские и нижнекаменноугольные образования выполняют впадины верхнего структурного этажа, крупнейшими из которых являются Друммондская и Ходкинсонская мульды (Hill, 1960).

Первая из них прослеживается в меридиональном направлении западнее Сиднейско-Бозанского прогиба почти на 400 км при ширине около 70—80 км. Западная часть Друммондской мульды перекрыта отложениями Великого артезианского бассейна. По данным Дж. Твидейла (Tweedale, 1960), внутреннее строение впадины простое: здесь преобладают широкие пологие складчатые формы типа брахискладок с углами наклона крыльев от 10 до 20°; лишь узко локально у разрывных нарушений углы падения пород более крутые.

Такое же простое строение, по данным Д. Хилл (Hill, 1960), имеет и Ходкинсонская мульда, расположенная к югу от залива Принцессы Шарлотты. О морфологии складчатых форм, осложняющих ее строение, к сожалению, имеется еще очень мало сведений, так как этот район расположен в пределах тропических джунглей и очень плохо обнажен.

В заключение к описанию структур верхнего структурного этажа Лахланской складчатой системы можно лишь еще раз подчеркнуть, что с запада на восток их строение постепенно усложняется, но тем не менее всюду степень дислоцированности пород здесь несравненно ниже, чем в образованиях собственно геосинклинального этапа развития. Относительно простая форма наложенных впадин северного Квинсленда, видимо, связана с близостью их к консолидированному фундаменту платформы Австралийской платформы. В восточном направлении возрастает роль позднеорогенного интрузивного и эффузивного магматизма. Активизация магматической деятельности, вероятно, была обусловлена тем фактом, что в эпоху образования орогенных структур лахланид западнее, в пределах Новой Англии, располагалась эвгеосинклиналь, завершившая свое развитие лишь в конце палеозойской эры.

Складчатые структуры системы Новой Англии расположены на востоке Австралийского континента и прослеживаются вдоль центральной части восточного побережья материка от Ньюкастла на юге до Рокхемптона на севере почти на 1200 км. Максимальной ширины, около 300—350 км, складчатая система достигает на юге, приблизительно на 31° ю. ш. Повсеместно в пределах системы структуры имеют меридиональные или близкие к ним простирания и с запада отделяются от Лакланской системы Сиднейско-Боуэнским краевым прогибом. Восточным ограничением системы служит береговая линия Тасманова моря.

Восточная часть Великого артезианского бассейна, известная в литературе под названием синеклизы Сураат (Объяснит. записка к тектон. карте Австралии, 1965), прослеживающаяся в широтном направлении приблизительно вдоль границы между штатами Новый Южный Уэльс и Квинсленд, и впаденная Кларенс-Моретонская впадина разделяют складчатую систему на две части.

Южная часть ее расположена в пределах провинции Новая Англия штата Новый Южный Уэльс, а северная — на крайнем юго-востоке штата Квинсленд. Хотя стратиграфический разрез, характер складчатых форм и возраст складчатости в пределах той и другой части системы свидетельствуют о том, что они принадлежат к региону с одинаковой тектонической историей, тем не менее в австралийской геологической литературе они обычно описывались отдельно друг от друга.

Это объясняется прежде всего тем, что они расположены географически в пределах различных штатов и их изучение проводилось исследователями различных геологических служб и университетов. Поэтому в описании геологического и тектонического строения поздних палеозойских восточной Австралии нам не удалось избежать разной степени детальности в освещении отдельных вопросов для этих двух частей системы.

В этой главе в исторических справках перед каждым разделом имеются указания на южную и северную половины складчатой системы Новой Англии. Здесь автор имел в виду в первом случае районы Новой Англии штата Новый Южный Уэльс, а во втором — юго-восток Квинсленда.

Впервые Е. Андрюс (Andrews, 1908), изучая районы золотonosных жил северо-восточной части Нового Южного Уэльса, пришел к выводу, что в этом регионе важную роль играют верхнепалеозойские тектонические движения. У. Дэвид (David, 1911) вслед за ним к области верхнепалеозойской складчатости отнес весь район побережья от Сиднея до Таунсвилла в штате Квинсленд. В дальнейшем эта точка зрения получила свое развитие в работах Г. Женсена (Jensen, 1912), У. Бенсона (Benson, 1913), У. Брайна (Bryan, 1925) и многих других исследователей.

В последние 10—15 лет специальным изучением истории тектонического развития крайнего востока Австралии успешно занимались А. Войзи (Voisey, 1957a, b, c, 1959), Д. Хилл (Hill, 1955, 1960) и ряд других геологов. По данным этих ученых, в пределах всей складчатой системы Новой Англии можно выделить две структурно-фацциальные зоны с различным типом развития по крайней мере начиная с раннедевонского времени.

Первая из них, западная, примыкающая к Сиднейско-Боуэнскому прогибу, сложена чередующимися между собой осадочными и вулкано-огневыми толщами с обильными фаунистическими остатками. А. Войзи (Voisey, 1959) выделил ее как Ламбланский многоосипклинальный пояс. В данной работе эта внешняя зона герцинид описывается под названием зоны Хантер. Что касается внутренней части складчатой системы, сло-

женной преимущественно метаморфизованными сланцами и граувакками, то она выделяется нами под названием Брисбенской зоны.

Во время полевых экскурсий с целью ознакомления с геологическим строением различных частей складчатой системы автору оказали большую помощь А. Войзи, Л. Харрингтон и Д. Блнс (Университет Новой Англии), Д. Хилл и А. Уилсон (Университет Квинсленда), Д. Твидейл, П. Эллас и Д. Дани (Геологическая служба Квинсленда), которым, пользуясь случаем, он еще раз выражает свою глубокую признательность.

Стратиграфия

Стратиграфический разрез складчатой системы Новой Англии изучен в пределах этого обширного региона неравномерно. До сих пор наиболее слабо освещенными остаются досилурийские, а в отдельных структурах додовонские отложения. Как правило, образования этого возраста представлены эвгеосинклинальными фациями и интенсивно метаморфизованы. Несравненно более детально изучены породы девона и карбона, разрезы которых являются наиболее полными для востока Австралии. Отложения верхнекаменноугольного и нижнепермского возраста на западе области представлены молассами краевого прогиба, а на востоке ее — морскими сланцами. Верхнепермские и мезозойские образования выполняют наложенные постгеосинклинальные впадины, а на крайнем западе — в пределах краевого прогиба — входят в состав платформенного чехла. Рассмотрим строение всех перечисленных стратиграфических комплексов.

Верхний докембрий — нижний палеозой

К этому стратиграфическому комплексу главным образом в пределах юго-восточного Квинсленда относятся метаморфические образования. Впервые они были описаны Денмидом (Denmead, 1928) как толща брисбенских кристаллических сланцев, в которую он объединил мощный разрез метаморфических сланцев и зеленокаменных пород. В последующие годы в районе города Брисбена этот разрез был детально изучен Д. Брайном и О. Жонсом (Bryan, Jones, 1954), установившими не только четкую стратиграфическую последовательность в метаморфических образованиях, но и зависимость степени метаморфизма пород от различного характера тектонических дислокаций.

Основание разреза брисбенских кристаллических сланцев составляют зеленокаменные породы Роксберг. Они представлены рассланцованными спилитовыми лавами, местами по простиранию сменяющимися актинолитовыми, эпидотовыми и хлоритовыми сланцами; реже среди зеленокаменных пород в виде отдельных прослоев встречаются филлитовые и мусковитовые сланцы. Видимая мощность рассланцованных вулканогенных пород составляет около 2500 м. По направлению на юг и юго-восток вкост простирания они фациально замещаются филлитовыми сланцами Бунья. Это тонкозернистые метаморфизованные филлитовые сланцы с частыми прослоями слюдосодержащих разностей. Иногда среди них встречаются также прослои графитовых сланцев. В зонах разрывных нарушений, а также надвигов филлитовые сланцы сменяются раскристаллизованными серпичитовыми, кварцево-серпичитовыми и серпичито-хлоритовыми сланцами.

Подобные метаморфические сланцы, а также более интенсивно метаморфизованные породы — биотитовые, биотито-силлиманитовые и андалузитовые сланцы, ассоциирующиеся с гнейспрованскими гранитоидами, были описаны как метаморфиды Бернанд (O. Jones, J. Jones, 1956) вдоль восточного побережья Квинсленда. Стратиграфическое положение этой

толщи остается неясным. Возможно, что часть этих пород относится по возрасту к низам палеозоя.

Повсеместно метаморфический комплекс сменяется сланцево-кремнистой толщей силура.

С и л у р

Образования силурийского возраста пользуются более широким распространением, по сравнению с метаморфическими породами низов палеозоя. Впервые они были установлены У. Бенсоном (Benson, 1912) в центральной части Новой Англии. Он выделил эти отложения под названием серии Уоломин и предполагал, что эти породы слагают широкое поле на востоке Новой Англии. Позднее в толще, относимой первоначально У. Бенсоном, а вслед за ним У. Дэвидом (David, 1950), А. Войзи (Voisey, 1958) и другими исследователями к силуру, были обнаружены кроме кораллов силурийского возраста окаменелости девона, карбона и даже нижней перми (White, 1964), заключенные в породы, литологически чрезвычайно сходные между собой. Таким образом, фаунистически датированными отложениями силурийского возраста являются самые нижние горизонты серии Уоломин.

Эта часть разреза серии сложена чередованием аспидных и филлитовых сланцев, кремнистых сланцев, яшм, кварцитов и граувакков. В виде подчиненных прослоев в толще встречаются спилиты и их туфы и мраморизованные известняки, в которых были встречены кораллы *Halisites* sp., *Favosites* sp., *Peliolites* sp., датирующие возраст вмещающих пород как силурийский. Видимая мощность толщи более 1500 м.

На юго-востоке Квинсленда силурийские образования пользуются распространением в тех же районах, что и метаморфические сланцы верхов докембрия (?) и нижнего палеозоя. Они прорваны крупными массивами гранитоидов и чаще всего слагают ядра антиклинальных структур. Поэтому во всех районах их выходов трудно установить полный разрез пород этого возраста, а наиболее хорошо известны отложения верхнего силура.

По данным Д. Брайна и О. Жонса (Bryan, Jones, 1964), в районе Брисбена на филлитовых сланцах Буэня залегают породы группы Ниремлей-Фенвайл. Они представлены глинистыми сланцами, чередующимися с граувакками, массивными и тонкослоистыми кремнистыми сланцами и яшмами, с которыми ассоциируются фосфориты. Значительно реже среди этих пород встречаются линзы и прослои известняков. Среди этих отложений в разрезе группы Ниремлей-Фенвайл имеются начки грубообломочных пород со следами волноприбойной ряби. Мощность их местами достигает 400 м. Общая мощность пород группы около 2000—2500 м.

Севернее Брисбена, в районе Моретон и вдоль побережья, Д. Брайном и О. Жонсом (Bryan, Jones, 1964) к силуру относится толща сланцев и граувакков, среди которых встречаются линзы и прослои грубозернистых песчаников и конгломератов, а также яшм и кварцитов. Кроме того, с кремнисто-сланцевой частью разреза этой толщи здесь генетически связаны слои фосфоритов и железистых кварцитов. Следует также отметить, что количество прослоев грубообломочных пород по направлению на север постепенно уменьшается. Видимая мощность силура здесь не менее 1000 м. Повсеместно они совершенно согласно перекрываются фаунистически охарактеризованными породами нижнего девона.

Д е в о н

Девонские образования пользуются широким распространением как во внешней, так и во внутренних частях складчатой системы Новой Англии. Наиболее полно изучены они были во внешней зоне Хантер, где

породы этого возраста содержат многочисленную фауну. Здесь в их разрезе был выделен ряд серий и свит, прослеживающихся на значительные расстояния. В отличие от этих районов, во внутренней Брисбенской зоне образования девона литологически мало отличаются от подстилающих пород силура и выделяются во многих районах условно. Поэтому в данном разделе мы даем описание девонских отложений внешней и внутренней зон герцинид Новой Англии отдельно.

Зона Хантер. Отложения нижнего и среднего девона в южной части зоны Хантер на западе Новой Англии были впервые выделены У. Бенсоном (Benson, 1913) в серию Тамуорт, по имени города, в районе которого они пользуются наибольшим распространением. Позднее породы этого возраста были специально изучены А. Войзи (Voisey, 1958) и К. Круком (Crook, 1961) и описаны как группа Тамуорт.

Образования группы Тамуорт в виде узкой полосы прослеживаются вдоль восточного края зоны Хантер почти на 200 км. Они смяты в систему линейных складок северо-западного и меридионального простираний. Повсеместно нижние горизонты толщи не обнажены и не известны соотношения ее образований с подстилающими породами.

По данным К. Крука (Crook, 1961), видимое основание разреза группы составляет толща пород нижнедевонского возраста, представленная чередующимися между собой черными пиритизированными сланцами и граувакками с редкими прослоями массивных кварцитовидных граувакковых песчаников. Выше по разрезу среди данных образований встречаются линзы и прослои органогенных известняков. Вверх по разрезу сланцы сменяются зелеными и зеленовато-серыми кварцевыми кератофирами, мощность которых достигает до 300—350 м. Венчает разрез нижнего девона пачка Дрик-Дрик, сложенная брекчиевидными песчаниками и сланцами красноватого цвета, среди которых имеются линзы и прослои алевролитов и известняков. В верхах этой пачки зеленые и зеленовато-серые аргиллиты и граувакки включают прослои осадочных брекчий, состоящих из обломков афанитовых кератофиров, а также полевых шпатов. Цемент брекчий существенно эпидотизирован. Общая видимая мощность пород нижнего девона, образующих нижнюю часть разреза группы Тамуорт, составляет около 3500 м.

Среднедевонские образования группы Тамуорт в основании представлены грубозернистыми полимиктовыми конгломератами с обильной галечкой эффузивов, гранитоидов и известняков, а также грубозернистых песчаников и граувакков. Они переслаиваются с прослоями сланцев, песчаников и тонкослоистых и брекчиевидных органогенных известняков. Выше конгломератов залегают бесцветные тонкослоистые кремнистые сланцы и кремнистые алевролиты и известняки. Среди кремнистых пород встречаются туфогенные песчаники и обломочные туфы, обычно образующие прослои мощностью не более 10 см. Верх разреза этой толщи составляют массивные и слоистые коралловые известняки и массивные граувакковые песчаники, чередующиеся с аргиллитами. Мощность среднедевонских отложений достигает 1800—2000 м. Общая суммарная мощность пород группы Тамуорт около 5500 м.

По простиранию в пределах зоны Хантер в Новой Англии отложения нижнего и среднего девона сходны с разрезом одновозрастных отложений, описанным в районе г. Тамуорт. Отличие лишь составляет присутствие в разрезе большего или меньшего количества кремнистых сланцев и тонкослоистых граувакковых песчаников.

На севере складчатой системы, в пределах Квинсленда, нижне- и среднедевонские отложения зоны Хантер наиболее детально были изучены К. Лукасом (Lucas, 1960) у самой границы штата. Здесь разрез пород этого возраста в основании сложен чередованием лав и туфов андезитов и внутриформационных брекчий, среди которых встречаются линзы

оргаогенных известняков. Выше по разрезу вулканогенные породы сменяются мощной толщей чередующихся между собой тонкослоистых зеленовато-серых глинистых сланцев, мергелей, радиолярных кремнистых сланцев, алым и тонкозернистых туфов. Общая мощность этой толщи достигает 5000—5500 м.

Отложения верхнего девона в пределах зоны Хантер отделены в ряде мест незначительным перерывом и угловым несогласием от подстилающих пород. Однако обычно они встречаются в тех же районах, где и породы среднего девона, и в структурном отношении тесно связаны с последними. На территории Новой Англии верхнедевонские образования зоны были выделены К. Круксом (Crook, 1961) в толщу Парри, которая также включает в себя нижние горизонты каменноугольной системы. Основание разреза толщи составляют слои Балдвин, согласно перекрывающие породы среднего девона. Они представлены тонкослоистыми аргиллитами, алевролитами, туфогенными граувакками и брекчиями, чередующимися с окремненными тонкополосчатыми мергелями и конгломератами, галька которых представлена кремнистыми породами и андезитами. В верхах этого горизонта вместе с морской мелководной фауной были встречены остатки флоры *Leptorhynchium australe*, характерные для верхнего девона. На этих породах с угловым несогласием залегают конгломераты Кипит, состоящие из хорошо окатанной гальки гранитов, порфиров, андезитов и кремнистых пород, сцементированных полимиктовым цементом. Вверх по разрезу конгломераты сменяются полимиктовыми песчаниками с косослоистой структурой, окрашенными в серые и серовато-зеленые и красноватые цвета. Эти песчаники также включают растительные остатки. Далее по разрезу они сменяются толщей темно-серых, серо-зеленых и зеленых мергелей, переслаивающихся с зелеными кварцево-полевошпатовыми туфами. В верхней части разреза толщи Парри преобладают тонкослоистые мергелистые сланцы, среди которых в виде редких прослоев встречаются конгломераты и известняки. Общая мощность пород толщи около 6000—6200 м. Суммарная мощность девонских отложений в районе Тамуорта на западе Новой Англии достигает 11 000—12 000 м.

На территории Квинсленда средне- и верхнедевонские отложения зоны Хантер наибольшим распространением пользуются на восточном борту синклинали Ярол. Здесь, по данным Д. Деа (Dea, 1959), нижнюю видимую часть разрез девона, отделенную от подстилающих пород региональным разрывным нарушением, составляют андезиты и их туфы, переслаивающиеся с прослоями лаваогломератов и линзами известняков. Выше по разрезу они сменяются обломочными породами, представляющими собой брекчии и конгломераты, обломки которых представляют в основном вулканогенные образования — лавы и туфы андезитов, а цементом служит граувакковый материал. Реже среди грубообломочных образований встречаются прослои туфов и туфогенных сланцев. Вепчают разрез верхнего девона туфы андезитов и туфогенные мергели и сланцы. Общая видимая мощность вулканогенных пород верхов среднего и нижнего девона на востоке синклинали Ярол достигает 1500—2000 м.

Следует отметить, что в большинстве районов зоны Хантер породы девона сменяются каменноугольными отложениями без существенных перерывов в осадконакоплении между ними.

Брисбенская зона. Сведения о типе разреза отложений девонского возраста этой зоны ограничиваются всего лишь двумя или тремя районами, где были обнаружены окаменелости девона. Такой скудный характер геологической информации в первую очередь объясняется тем, что литологически породы девона в ее пределах одноступенчатые с подстилающими и перекрывающими отложениями и существенно регионально метаморфизованы. Кроме регионального метаморфизма породы зоны испытали и интенсивный контактовый метаморфизм в зонах, сопряженных с круп-

пыми батолитами гранитов верхнепалеозойского возраста. Однако полиляющиеся в последнее время в литературе сообщения о находках верхнепалеозойской фауны в этой литологически единой кремнисто-сланцевой толще свидетельствуют о том, что, по-видимому, образования девопского возраста составляют существенную часть от ее общего объема.

Так, на восточном побережье Квинсленда, к югу и северу от Рокхемптона, в единой толще, сложенной аспидными сланцами и филлитами, переслаивающимися с риолитами, андезитами и их туфами и кремнистыми сланцами и яшмами, были встречены мраморизованные известняки, содержащие кораллы нижнего и среднего девона (Connah a. oth., 1958; Hill, 1951). На юге зоны, в Новой Англии, нижние девонские кораллы были обнаружены лишь в одном месте в линзе известняков среди мощной сланцевой толщи в районе Жакетгерн (Packham, 1962). Многими исследователями высказывается предположение о широком распространении девона, так как только в верхах этого же разреза встречаются редкие окаменелости нижнекаменноугольного возраста.

Карбон

Отложения каменноугольного возраста в пределах всей складчатой системы Новой Англии представлены преимущественно морскими образованиями. На западе системы, за исключением самых верхов разреза, породы карбона представлены геосинклинальными фациями и лишь верхи его, отделенные угловым несогласием, образуют грубообломочные молассы, залегающие в основании Сиднейско-Боуэнского краевого прогиба. На востоке складчатой системы весь разрез образований этого возраста является по своему типу геосинклинальным и смят в сложные линейные складки. В этой части главы мы остановимся на строении собственно геосинклинального комплекса, а описание валуных и грубообломочных моласс верхнего карбона восточного борта краевого прогиба, чтобы не разбивать разрез этого крупного структурного элемента, рассмотрим совместно с перекрывающими их угленосными молассами нижнепермского возраста.

Отложения каменноугольного возраста впервые были подробно описаны К. Сасмилхом (Susmilch, 1935). В последующие годы стратиграфию образований этого возраста изучали У. Кейри и У. Браун (Carey, Browne, 1938), А. Войзи (Voisey, 1945), а в последние годы — У. Максвелл (Maxwell, 1953, 1954, 1960, 1961, 1964) и другие на территории штата Квинсленд; К. Кэмпбелл (Campbell, 1957), В. Энгел (Engel, 1962), Ж. Робертс (Roberts, 1961, 1965) и другие проводили исследования в пределах восточной части штата Новый Южный Уэльс. В результате этих работ было детально разработано стратиграфическое расчленение карбона для западной части системы Хантер. В то же время еще мало исследованной областью остается разрез пород данного возраста на востоке этой складчатой системы, в пределах Брисбенской зоны.

Зона Хантер. Основание разреза каменноугольных отложений в центральной части зоны Хантер, в районе Тамуорт, слагают конгломераты с полимиктовым цементом, которые с угловым несогласием перекрывают породы верхнего девона. Выше по разрезу они постепенно сменяются полимиктовыми песчаниками, чередующимися с темно-серыми алевролитами и мергелистыми сланцами. В виде редких прослоев среди них присутствуют органоогенные известняки, в основном состоящие из обломков брахиопод и кораллов. Пачка грубозернистых терригенных пород основания каменноугольного разреза согласно сменяется мергелями Намои, представленными зеленовато-серыми и серыми разностями, обычно хорошо слоистыми. Они чередуются с подчиненными прослоями темных аргиллитов и туфогенных песчаников. Кое-где в песчаниках наблюдается косая

слонистость. Эти породы чрезвычайно бедны фауной. Отдельные находки ее свидетельствуют о том, что по возрасту они относятся к турнэйскому ярусу (Campbell, Engel, 1963). Общая их мощность колеблется от 2800 по 3500 м.

Эти отложения вверх по разрезу сменяются толщей грубообломочных пород, в основании которой залегает горизонт валунных конгломератов. Галька в них представлена в основном эффузивами среднего и основного состава. Среди конгломератов встречаются прослойки пироксеновых андезитов (Carey, 1937). Выше конгломераты перекрываются туфами андезитов, переслаивающимися с внутриформационными галечниками и конгломератами, грубозернистыми песчаниками и гравелитами, а также редкими прослоями черных глинистых и туфогенных сланцев, в которых была собрана флора среднего и верхнего карбона. Мощность данных отложений в районе Тамуорт достигает 3000—3200 м. Они сменяются грубообломочной молассой, слагающей основание разреза Сиднейско-Боуэнского краевого прогиба.

На крайнем юге зоны Хантер, в районе Ньюкастла, по данным В. Энгела (Engel, 1963) и Ж. Робертса (Roberts, 1960, 1965), в разрезе каменноугольных отложений преобладают тонкообломочные морские образования. В этом районе его слагают преимущественно темно-серые глинистые сланцы, чередующиеся с полимиктовыми песчаниками. Только в виде редких прослоев в них встречаются наряду с органическими известняками внутриформационные конгломераты, андезиты и их туфы. Характерно, что внутри этой толщи отсутствуют перерывы в осадконакоплении и угловые несогласия. Общая мощность каменноугольных отложений в районе Ньюкастла не менее 6000 м.

В пределах зоны Хантер на территории Квинсленда образования карбона наибольшим распространением пользуются в синклиории Ярол. В районе Ярол-Монто они были подробно изучены Г. Максвеллом (Maxwell, 1960), по данным которого породы каменноугольного возраста совершенно согласно сменяют отложения верхнего девона. Здесь основание разреза нижнего карбона слагают темные окремненные аргиллиты и тонкозернистые песчаники, которые чередуются с прослоями мелкогалечных внутриформационных конгломератов, кремнистых сланцев и коралловых и оолитовых известняков, включающих обломки брахиопод. Суммарная мощность нижнего карбона достигает здесь 2000 м.

Среднекаменноугольные отложения синклиория Ярол в основании представлены полимиктовыми песчаниками и кремнистыми сланцами, чередующимися с редкими прослоями средне- и крупногалечных внутриформационных конгломератов. Выше они постепенно сменяются толщей глинистых сланцев, среди которых имеются прослойки криноидных известняков и песчаников. Они связаны постепенными переходами с литологически сходными сланцами и песчаниками верхнекаменноугольного возраста. Лишь в самых верхах разреза последних роль песчаников заметно возрастает. Мощность среднего и верхнего карбона около 2500 м. Общая мощность разреза карбона в районе Ярол-Монто не менее 4500 м. Этот разрез в целом выдерживается в пределах всего синклиория Ярол, только севернее, вблизи Рокхемптона, среди мелководных морских отложений встречаются континентальные и лагунные образования, включающие остатки флоры *Lepidodendron veltheimianum*. Повсеместно они трансгрессивно перекрываются грубообломочными образованиями перми, в основании переслаивающимися с прослоями базальтов.

Брисбенская зона. Фаунистически датированные разрезы карбона во внутренней зоне до настоящего времени насчитываются единицами. Впервые они были обнаружены Л. Боллом еще в начале этого века на крайнем юге Квинсленда. Им в толще темных глинистых сланцев, переслаивающихся с зелеными, темно-красными и белыми кремнистыми сланцами

и яшмами, зелеными и граувакковыми песчаниками, амигдалоидными лавами среднего состава и афанитовыми риолитами, были обнаружены кораллы нижнего карбона. Приблизительная мощность пород этого возраста достигает не менее чем 2000 м. Возможно также, что каменноугольными по возрасту являются и нижние горизонты сланцево-кремнистой толщи, мощность которой около 6000 м, относящиеся, как это показано на картах, к перасчлененному верхнему палеозою.

Восточнее, на самом побережье Тасманова моря у горы Барней, П. Стефенсон (Stephenson, 1959) собрал коллекцию фауны среднего карбона в известняках, переслаивающихся с грауваковыми и полевошпатовыми песчаниками, лавами кислых эффузивов и их туфов и кремнистыми алевролитами, общая мощность которых более 3000 м.

Южнее, в пределах Нового Южного Уэльса, аналогичные по составу толщи нижнего и среднего карбона по редким находкам ископаемых остатков выделяются в нескольких районах. К ним относится район г. Амидейла, где фауна карбона была собрана в черных филлитовых сланцах, чередующихся с радиолариевыми кремнистыми сланцами и граувакками. Однако, как уже указывалось выше, нигде в этом обширном регионе не известны перерывы в осадконакоплении и несогласия в мощности (до 18 км) сланцевой толще, в нижней части которой встречаются брахиоподы девона, а в верхах — пелециподы нижней перми. Поэтому есть все основания предполагать, что отложения каменноугольного возраста составляют существенную часть ее.

Пермь

Отложения перми в пределах складчатой системы Новой Англии резко отличны по своим фациям и мощностям в ее разных частях. Кроме того, нижнепермские породы во внутренних зонах системы участвуют в строении геосинклинального комплекса, а на крайнем западе ее представлены молассовой формацией Сиднейско-Боуэнского краевого прогиба. Породы верхней перми на западе этого региона слагают нижние горизонты платформенного чехла, а на востоке его чехол сложен грубообломочными породами, выполняющими межгорные впадины. Принимая во внимание такое многообразие в структурном положении пород данного возраста, мы будем рассматривать отдельно разрезы отложений нижнего и верхнего отделов пермской системы.

Нижняя пермь

Разрез пород нижнепермского возраста наиболее подробно был изучен в пределах Сиднейско-Боуэнского краевого прогиба, где мелководные морские и континентальные песчаники и сланцы чередуются с мощными прослоями коксующихся каменных углей, являющихся энергетической базой для металлургической промышленности Австралии. Эта угленосная толща вместе с подстилающими ее валунными конгломератами, частично ледникового происхождения, описывается нами как единая молассовая формация заключительных этапов верхнепалеозойской складчатости. Несколько восточнее, во внутренних районах системы, разновозрастные образования представлены геосинклинальными формациями. Таким образом, для пермского времени выделяются две структурно-фациальные зоны — Сиднейско-Боуэнский прогиб и геосинклинальная зона, обнимающая зоны Хантер и Брисбенскую. Молассовые формации известны также в районе западной части зоны Хантер, в нескольких километрах от восточного борта краевого прогиба; они литологически сходны с образованиями последнего. Для удобства описания они будут рассматриваться вместе.

Сиднейско-Боуэнский крайовой прогиб. В юго-восточной части краевого прогиба разрезы нижней грубой молассы верхнекаменноугольного —

нижнепермского возраста были впервые детально описаны У. Кейри (Cary, 1934, 1937). В последующие годы их изучение проводили А. Войзи (Voisey, 1955, 1957a, b, c), А. Уайт (White, 1964a), Б. Энгел (Engel, 1962) и многие другие исследователи.

В основании прогиба в районе городов Тамуорт и Манила без заметного углового несогласия на подстилающих породах карбона залегают валунные конгломераты Карабабула. Валунны, размеры которых в поперечнике достигают до 1 м, и гальки этих конгломератов относятся к гранитам, андезитам, порфиритам и другим изверженным и эффузивным породам. Реже среди обломков встречаются кварциты, граувакковые песчаники и яшмы. Состав грубообломочного материала свидетельствует о том, что спуск в пределы прогиба в ранние эпохи его образования шел с территории соседней Лахланской складчатой системы. Обломочный материал плохо отсортирован, цемент преимущественно грубый, песчанистый. В отдельных зонах данные конгломераты чередуются с ленточными глинами и туфами. Это позволило многим исследователям предполагать их ледниковое происхождение. По мнению автора, знакомящегося с разрезом конгломератов Карабабула в нескольких местах, к отложениям флювиогляциального и гляциального типа можно отнести лишь отдельные горизонты в верхах толщи, а большая ее часть представляет собой обычные грубообломочные образования, возникшие в результате размыва горных цепей, расположенных западнее территории прогиба. Выше по разрезу конгломераты чередуются с вулканогенными породами — туфами риолитов и прослоями кислых лав и игнимбритов. Венчает разрез этой толщи, мощность которой местами достигает до 2500 м, угленосный горизонт. Он сложен чередованием прослоев каменных углей, песчаников и темных глинистых сланцев. Местами угленосные толщи перекрываются платобазальтами Уарри, прослеживающимися вдоль восточного борта прогиба и максимально достигающими более 1000 м по мощности. Эти покровы эффузивов выклиниваются по направлению на север и на юг.

Южнее, в районе Ньюкастла, по данным Б. Энгела (Engel, 1962), одновозрастные образования представлены в основном песчаниками и сланцами, среди которых встречаются частые прослои мелкогалечных конгломератов и камешных углей. В песчаниках и алевролитах были собраны пелецпподы и брахиоподы нижней перми. Мощность базальной молассы здесь не превышает 1000 м.

На западном борту прогиба, в районе Катумба, основание разреза нижней перми слагают крупнозернистые конгломераты и слоистые брекчи, чередующиеся с прослоями галечников, песчаников, алевролитов и сланцев. Вверх по разрезу постепенно увеличивается роль тонкообломочных пород. Мощность этой толщи, по данным К. Мак Элроя (McElroy, 1962), достигает 600—800 м. Выше по разрезу на них согласно залегают пачка чередующихся между собой морских и континентальных отложений, представленных косослоистыми песчаниками и сланцами с прослоями каменных углей промышленной мощности. Мощность этой части разреза около 900 м. Общая мощность нижней перми на западном борту Сиднейско-Боуэнского прогиба, на широте Сиднея, не менее 1500 м.

Весьма сходный разрез нижнепермских пород был описан С. Деррингтоном (Derrington, 1961), Е. Малоне (Malone, 1964) и другими на севере прогиба, в пределах собственно впадины Боуэн. Залегающие в его основании породы нижней перми представлены мощной толщей терригенных пресноводных отложений — конгломератов, песчаников, сланцев, алевролитов и углей, содержащих растительные остатки. Общая мощность этих слоев максимально достигает 2500 м на западном крыле краевого прогиба и уменьшается по направлению на восток до нескольких сот метров. Выше по разрезу на данных континентальных отложениях за-

легают известковистые и песчанистые сланцы, включающие редкие прослойки гипсов и калийных солей и галечников, сменяющиеся грубозернистыми массивными и косослоистыми кварцевыми песчаниками с мало-мощными прослоями и линзами галечников и конгломератов. В этих породах встречаются как остатки флоры, так и мелководная морская фауна нижней перми. Максимальной мощности эта часть разреза достигает также на востоке прогиба — 1000—1500 м, она постепенно сокращается в объеме в западном направлении до 200—700 м.

Венчает разрез нижнепермских отложений в пределах впадины Боуэн толща чередующихся между собой грубозернистых косослоистых песчаников и конгломератов, среди которых имеются валунные разности, относимые австралийскими геологами к образованиям ледникового происхождения. Следует отметить, что количество прослоев конгломератов постепенно уменьшается по направлению на север. Вверх по разрезу грубообломочные терригенные породы сменяются вначале красноцветными сланцами с прослоями органогенных известняков, а затем континентальными образованиями — косослоистыми среднезернистыми песчаниками.

Для этих пород Е. Малоне (Malone, 1964) уже устанавливается другая закономерность изменения мощностей. В западной и центральной частях прогиба мощность их приблизительно 600—700 м и она совершенно постепенно сокращается по направлению на восток.

Геосинклинальная зона. Нижнепермские отложения собственно геосинклинальной зоны системы Новой Англии в широком ее понимании, т. е. включая в нее как внешние, так и внутренние прогибы геосинклинали, по своему формационному составу резко отличаются от одновозрастных образований краевого прогиба.

На севере складчатой системы, в пределах Квинсленда, в районе Ярол, по данным У. Максвелла (Maxwell, 1960) и Ж. Деа (Dear, 1959), они представлены граувакками, алевролитами, аргиллитами и туфами риолитов, в которых встречается флора *Glossopteris*. Выше граувакковые песчаники и туфы сменяются вначале известковистыми сланцами, а затем — спилитами, андезитами, туфами андезитов и вулканическими брекчиями. Мощность вулканогенной пермской толщи синклинория Ярол достигает почти 4000 м, и она прослеживается у западного борта геосинклинали на многие километры вплоть до Рокхемптона — на севере.

Мощность пород перми еще более возрастает по направлению на восток, в долине р. Брисбен. Здесь К. Кембеллом (Campbell, 1952) была описана толща, сложенная песчаниками, граувакками, конгломератами и сланцами, пересланяющимися с туфами и лавами андезитового и диабазового состава. Существенную роль в этом разрезе играют также вулканические брекчии и конгломераты. Ее суммарная мощность не менее 6000 м. Подобные породы аналогичного возраста были установлены во многих районах восточного Квинсленда, причем повсюду в них преобладают вулканогенные образования среднего и основного состава и граувакковые песчаники, включающие морскую фауну.

В южной части системы, в Новой Англии, геосинклинальные образования перми представлены главным образом сланцевыми фациями. Здесь, в районе г. Амидейла их разрез сложен черными тонкослоистыми аргиллитами и алевролитами, местами образующими ритмично чередующиеся пачки, сходные по общему облику с флишем. В верхней части разреза алевролитовые прослойки сменяются граувакковыми песчаниками. Среди этих пород встречаются многочисленные прослойки целловых и тонкообломочных туфов среднего и основного состава. Однако, в отличие от районов Квинсленда, здесь не пользуются распространением эффузивы. Мощность нижней перми во внутренней части складчатой системы Новой Англии не менее 5000 м. Эти образования венчают разрезы геосинклинальных прогибов крайнего востока Австралии.

Верхнепермские отложения, представленные преимущественно континентальными фациями, относятся к нижним горизонтальным платформенного чехла на западе верхнепалеозойской складчатой системы. На востоке последней они известны лишь в межгорной впадине Марпбара.

Наиболее широко в западной части описываемой складчатой системы породы верхней перми распространены по окраинам синеклизы Сурат, где они широким шлейфом перекрывают нижнепермские молассы Сиднейско-Боуэнского краевого прогиба. В южной части этого района, в окрестностях Сиднея, их разрез, по данным К. Мак Элроя (McElroy, 1962), сложен косослоистыми грубо- и среднезернистыми песчаниками, чередующимися с галечниками и линзами более крупнообломочных конгломератов, глинистыми и углисто-глинистыми сланцами и прослоями каменных углей. Максимальная мощность прослоев последних местами достигает до 7 м. В песчаниках и сланцах были обнаружены многочисленные растительные остатки. Общая мощность верхней перми не более 150—200 м.

Более мощная толща пород этого возраста была установлена на севере района Боуэн. Здесь, по данным С. Роу (Rowe, 1960), нижнюю часть разреза верхней перми составляют желтые и белые среднезернистые тонкослоистые полевошпатовые песчаники с косой слоистостью, переслаивающиеся с редкими линзами глинистых сланцев и органогенных известняков. Мощность песчаников обычно не превышает 500—700 м. Выше они сменяются зеленовато-желтыми глинистыми полевошпатовыми песчаниками и глинами, чередующимися с угленосными пачками. Мощность отдельных угольных прослоев достигает до 5 м. Общая мощность этих угленосных отложений весьма изменчива. На периферии впадины Боуэн она не превышает первых сотен метров резко возрастает в пригеосинклинальной ее части, достигая 3000 м. Таким образом, суммарная мощность верхнепермских отложений в районе Боуэн изменяется от 1000 до 3500 м.

Единственным районом во внутренних частях системы Новой Англии, где известны отложения верхней перми, является район Гимми (Denmead, Tweedale, 1960) на западном борту межгорной впадины Марпбара. Здесь их разрез складывается в основании конгломератами, которые выше сменяются песчаниками и сланцами, суммарной мощностью приблизительно до 100 м.

Как в пределах межгорных впадин, так и в составе эпиплатформенного чехла породы перми согласно, местами с региональными перерывами сменяются горизонтально залегающими триасовыми и юрскими отложениями. Здесь мы не будем специально рассматривать стратиграфию этих отложений, так как это не является предметом настоящих исследований. Укажу только, что в межгорных впадинах мощность триасовых и юрских пород достигает 2000 м, тогда как в платформенном чехле она не превышает первых сотен метров. По формационному составу это в основном континентальные или мелководные отложения, седиментация которых проходила в условиях относительного тектонического покоя.

Магматизм

Магматические тела в пределах складчатой системы Новой Англии отличаются относительным однообразием типов и характеров соотношений со структурными элементами, по сравнению с интрузивами соседней Лахланской складчатой системы. Практически в ее пределах выделяется лишь один тип гранитов, занимающих обширные площади, главным образом во внутренних частях системы, и сериентинитовые пояса, прослеживающиеся вдоль крупных надвигов. Кроме этих магматических комплексов встречаются небольшие по своим размерам кислые интрузии после-

палеозойских магматических циклов, которые представляют собой пост-геосинклинальные тела гиабиссального типа. Детальное изучение петрографического состава, взаимоотношения данных интрузивных тел с вмещающими породами и их возраста проводилось У. Бенсоном (Benson, 1913), А. Войзи (Voisey, 1959), Ж. Уилкинсоном (Wilkinson, 1953), О. Жонсом (Jones, 1947), А. Жонплин (Jorplin, 1962) и многими другими исследователями. В последние годы были проведены массовые определения абсолютного возраста интрузивных пород этого региона, результаты которых были опубликованы в статьях Ж. Эвердена и Ж. Ричардса (Evernden, Richards, 1962), А. Уэбба, Ж. Купера и Ж. Ричардса (Webb, Cooper, Richards, 1963) и А. Уэбба и Я. Мак Дугалла (Webb, McDougall, 1964).

Ниже мы остановимся на краткой характеристике двух основных магматических комплексов, распространенных в пределах герцинид — ультраосновных поясов и гранитных интрузий.

Ультраосновные интрузии

Основные и ультраосновные интрузивные тела широко распространены во внутренних зонах складчатой системы Новой Англии. Они образуют как отдельные дайки и тела, так и целые пояса. Крупнейший из последних прослеживается вдоль крупного регионального разлома, разделяющего зоны Хантер и Брисбенскую на западе Новой Англии. Этот пояс серпентинитов прослеживается непрерывной полосой почти на 200 км при ширине не более 5 км. Его составляют светло-зеленые и ярко-зеленые интенсивно рассланцованные серпентиниты, не образующие с вмещающими породами интрузивных контактов. Специально изучавший этот пояс У. Бенсон (Benson, 1913) высказал предположение, что возраст интрузивных масс ультраосновных пород — каменноугольный и что позднее, в конце перми, эти породы в процессе тектонических движений были серпентинизированы. Позднее эта же точка зрения поддерживалась в работах У. Кейри и У. Брауна (Carey, Browne, 1938) и А. Войзи (Voisey, 1939, 1957a, b, c). А. Войзи назвал эти тела поясом «вторичных» серпентинитов.

В пределах Квинсленда ультраосновные интрузии образуют интрузивный пояс, прослеживающийся вдоль юго-восточного побережья штата в меридиональном простирании. В отличие от серпентинитового пояса Новой Англии, он не представляет собой единого массива, а состоит из нескольких отдельных интрузивных тел. Эти массивы, как правило, достигают в длину 30—50 км, а в ширину до 5—8 км и расположены конкордантно по отношению к складчатым структурам. Большинство из этих интрузивных тел образуют интенсивно рассланцованные серпентиниты, которые, как предполагала Д. Хилл (Hill, 1951), испытали вторичные «перемещения» в результате нижнепермских тектонических движений.

Отличны по своей структуре от перечисленных выше массивов ультраосновные интрузии района Рокхемптона. Здесь, по данным Ж. Уилкинсона (Wilkinson, 1953), центральные части массивов сложены первичными дунитами и гарцбургитами, местами имеющими мозаичную и пегматчатую структуру, в результате серпентинизации по оливину. В периферических частях интрузий широким распространением пользуются серпентинитовые брекчии, состоящие из угловатых обломков серпентинизированных дунитов и гарцбургитов, заключенных в рассланцованных серпентинитах. В тех же местах, где данные тела прорваны более молодыми изверженными породами, в контакте с ними наблюдаются следы гидротермального контактового метаморфизма. Следы же контактового воздействия ультраосновных тел на вмещающие осадочные и вулканогенные образования не были установлены. Тем не менее отсутствие полной сер-

пегматизации ультраосновных пород в этих интрузиях и их форма позволяют говорить о том, что они относятся к более молодому интрузивному циклу, по сравнению с серпентинитовыми протрузиями юга Квинсленда. Можно предположить, что внедрение ультраосновной магмы в этих районах происходило в эпоху складчатости или во время заключительных складкообразовательных тектонических движений. Вероятно, только этим можно объяснить и их дискордантную форму по отношению к складкам.

Таким образом, в пределах всего региона складчатой системы Новой Англии устанавливаются две эпохи внедрения ультраосновных интрузий. Первая, наиболее крупная, датируется А. Жоплином (Jorlin, 1962) среднекаменноугольным временем. С ней связаны интрузии линейно вытянутых поясов ультраосновных тел северо-востока Нового Южного Уэльса и юго-востока Квинсленда. Вторая, одновозрастная с периодом складчатых деформаций, определяется по возрасту как верхи нижней или низы верхней перми. В это геологическое время произошло внедрение «вторичных» серпентинитов или образование протрузий серпентинитов на большей части территории складчатой системы, а на севере ее, в районе Рокхемптона, внедрялись небольшие по своим размерам массивы дунитов и гарцбургитов.

Гранитоиды

Гранитные интрузии в пределах складчатой системы Новой Англии образуют крупные тела обычно изометричной округлой формы. Они широко распространены на территории как внутренней, так и внешней зон, прорывая все геосинклинальные образования, которые их слагают. Только на западном борту Сиднейско-Боуэнского краевого прогиба и в северной части наложенной впадины Кларенс-Моретон верхнепермские и триасовые отложения пологим чехлом перекрывают массивы гранитоидов.

Гранитоиды данной складчатой системы описывались многими исследователями. Их специальным изучением на территории Новой Англии занимались У. Браун (Browne, 1926), У. Девид (David, 1950), А. Войзи (Voisey, 1959) и многие другие, в пределах юго-восточной части Квинсленда — Ж. Жонес (Jones, 1947), Р. Градуэлл (Gradwell, 1955, 1960) и ряд других геологов.

В отличие от гранитоидов Лакланской системы, гранитные массивы складчатой системы Новой Англии не отличаются по своим текстурам. Это в основном массивные тела, не подвергшиеся процессам метаморфизма. Среди них выделяется много разновидностей по составу. На юге Квинсленда среди гранитоидов этой группы пользуются широким распространением гранодиориты, связанные постепенными переходами с породами, близкими к диоритам, в центральных их частях и сменяющиеся к периферии массивов калиевыми гранитами. Р. Градуэллом (Gradwell, 1960) выделяются следующие разновидности интрузивных пород: биотитовые граниты, порфирировидные сфеносодержащие граниты, крупно- и тонкозернистые кислые граниты, аплиты, иногда в них встречаются пегматитовые жилы. Однако наиболее распространенным типом этих пород являются гранодиориты.

Как уже отмечалось выше, гранодиориты генетически связаны во многих местах, особенно в северных районах штата, с интрузивными телами среднего состава — диоритами, а реже — с габброидами. Некоторые массивы гранодиоритов имеют весьма сложное строение. Так, массив Эксдейл в центральных частях сложен породами, близкими по составу к габбро и норитам, а к периферии гранодиориты сменяются щелочными гранитами и рапакиви. Однако такие сложные переходы между различными типами изверженных пород встречаются очень редко и наиболее распространенными породами являются граниты и гранодиориты.

Геологической съемкой возраст большинства массивов датируется как доверхнепермский, а местами дотриасовый. Массовые определения абсолютного возраста этих пород, проводившиеся калиево-аргоновым методом, дают цифры: для массива района Амидейл — 242, 239, 225 млн. лет (Evernden, Richards, 1962), 270, 260, 250, 245 млн. лет (Webb, Cooper, Richards, 1963); для гранитоидов района Рокхемптона — 272, 270—259 млн. лет (Webb, Cooper, Richards, 1963), т. е. повсеместно он соответствует возрасту пермской системы. Кроме того, эти определения позволяют говорить еще об одной особенности гранитоидов складчатой системы Новой Англии — о наличии одного магматического цикла, а не многократных внедрений магмы, что, например, характерно для более западной части палеозойца Тасманской области.

Кроме перечисленных гранитов пермского возраста на крайнем северо-востоке Сиднейско-Боуэнского прогиба и на западе впадины Марибара были закартированы небольшие гипабиссальные тела порфировидных гранитов, прорывающие верхнепалеозойские и мезозойские отложения. Их абсолютный возраст был определен А. Уэббом и И. Мак Дугаллом калиево-аргоновым методом по биотиту и роговой обманке в 122—128 млн. лет, т. е. соответствует нижнемеловому. Эти данные свидетельствуют о том, что в пределах описываемой складчатой системы встречаются и осторожные магматические тела мезозоя. Они прослеживаются в виде единой полосы и, по-видимому, приурочены к единой структурной зоне.

С гранитами пермского возраста связана промышленная минерализация олова, меди, золота, полиметаллов, висмута и других полезных ископаемых.

Морфология тектонических структур

Тектоническая структура складчатой системы Новой Англии заметно отличается по своему строению от более западной, Лакланской системы. В западной части системы Новой Англии широким развитием пользуются линейные складчатые формы большой протяженности, осложненные надвигами и вертикальными сбросами, прослеживающиеся строго меридионально в пределах всей складчатой системы. Только на самом юго-востоке Новой Англии, в узкой полосе побережья от Ньюкастла до Порт-Макуори, во внешней зоне системы наблюдается сложная виргация осей складок. Иные структурные формы характерны для внутренней части складчатой системы. В отличие от внешней, для нее не свойственны складчатые элементы большой протяженности. Она состоит из мозаики тектонических блоков неправильной угловатой формы, которые обтекаются складками сложной пережатой формы. Широким распространением во внутренней зоне пользуются гранитные батолиты, как правило, расположенные в пределах антиклинальных блоков.

В ранних работах по тектонике складчатой системы Новой Англии Е. Андруса (Andrews, 1908), У. Девида (David, 1911), У. Бенсона (Benson, 1913) и других отмечалось, что в ее пределах верхнепалеозойские отложения сильно деформированы и образуют надвиговые чешуи, запрокинутые на запад.

В последующие годы детальным изучением морфологии структурных форм различных районов этой обширной территории занимались Г. Осборн (Osborn, 1950), Кейри (Carey, 1934), А. Войзи (Voisey, 1957a, b, c, 1959), У. Брайн (Bryan, 1925), Д. Хилл (Hill, 1955, 1960) и многие другие исследователи. Д. Хилл (Hill, 1960) и А. Войзи (Voisey, 1959) дали схемы структурного районирования для двух отдельных частей системы — первая для территории Квинсленда, вторая — для северо-востока Нового Южного Уэльса, которые были положены в основу приводимого ниже описания складчатых элементов. Ими обоими подчеркивалось, что интенсив-

ность складчатых напряжений в пределах системы резко возрастает с запада на восток, т. е. по направлению от консолидированных областей материка к Тасманову морю. Наиболее полно данными исследователями описываются структуры внешней зоны — Хантер, строение которой расшифровано в настоящее время достаточно подробно.

Зона Хантер

В пределах внешней зоны складчатой системы Новой Англии, в ее северной части, расположенной на территории штата Квинсленд, Д. Хилл (Hill, 1960) выделяет два основных структурных элемента: окраинный антиклинорий Юнгелла-Гогано, граничащий на западе с краевым Сиднейско-Боуэнским прогибом, и синклиний Ярл. Южнее платформенной впадины Сурат, на северо-востоке штата Новый Южный Уэльс, в пределах зоны Хантер А. Войзи (Voisey, 1959) выделяет два складчатых пояса северо-западного простирания: западный пояс линейных структур и надвигов, или синклиний Тамуорт, и восточный пояс складок и надвигов, или синклиний Уингам. Как видно из этого перечня, во внешней зоне преобладают крупные отрицательные структурные формы, тогда как восточнее, в пределах внутренней Брисбенской зоны, широким развитием пользуются положительные элементы.

Единственным крупным антиклинорием в пределах зоны Хантер является антиклинорий Юнгелла-Гогано, прослеживающийся от гранитного массива Аубари на юге до Макая на севере, между Сиднейско-Боуэнским прогибом и синклинием Ярл. Ширина этой структуры обычно не превышает 25—30 км, а длина ее достигает 300 км. В центральной части антиклинория широким распространением пользуются метаморфические сланцы и кварциты нижнего палеозоя. Крылья структуры сложены породами среднего палеозоя и на крайнем севере его — верхнего палеозоя. Они образуют узкую гребневидную антиклинальную структуру меридионального простирания, осложненную на крыльях разрывными нарушениями. Вдоль западного крыла антиклинория, по границе с Сиднейско-Боуэнским прогибом, прослеживается крупный региональный надвиг, по которому среднепалеозойские образования надвинуты на отложения перми. Внутреннее строение и морфология складок более высоких порядков в пределах этой крупной структуры почти совсем не изучены в связи с плохой обнаженностью (Isbell, 1955). В целом наблюдается одна лишь характерная особенность его строения — резкая асимметрия и запрокидывание слоев по направлению на запад.

С востока антиклинорий Юнгелла-Гогано граничит с синклинием Ярл, сложенным породами среднего и верхнего палеозоя и прослеживающимся в меридиональном направлении с юга на север на 350 км, при максимальной ширине не более 40 км. В целом синклиний имеет асимметричное строение, так как ось его заметно смещена на восток и западное крыло более чем в 2 раза шире восточного. Повсеместно в его пределах распространены узкие линейные антиклинальные и синклиналильные складки, чаще всего осевые плоскости которых запрокинуты на запад. Они осложнены на крыльях продольными разрывными нарушениями, среди которых выделяются вертикальные и наклонные сбросы и крупные надвиги (рис. 24). Перемещение пород по наклонным плоскостям последних происходит с востока на запад на 3—5 км. Углы наклона надвигов обычно довольно крутые — не менее 30—60°. Узкие линейные складки в центральной части синклиния характеризуются крутым наклоном крыльев (50—60°) и узкими пережатými центриклинальными и периклиналильными замыканиями. Мелкая складчатость и плейчатость, как правило, не характерна для этих структур и была установлена лишь локально вдоль крупнейших разломов. По направлению на юг структурные элемен-

ты синклиниория Ярл погружаются под мезо-кайнозойский чехол синеклизы Сурат и уже вновь выходят на дневную поверхность на западе Новой Англии, где они были подробно изучены и описаны. Выше мы останавливались на структурном районировании этой территории, предложенном А. Войзи (Voisey, 1959). Рассмотрим внутреннее строение этих структур.

В отличие от северной половины зоны, на юге ее, на границе между ней и Сиднейско-Боуэнским прогибом, не прослеживается антиклинального поднятия, а расположена крупная отрицательная структура, выполненная породами среднего и верхнего девона и карбона. Это синклиниорий

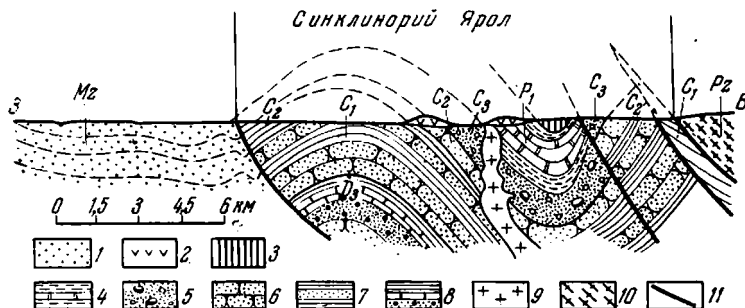


Рис. 24. Геологический разрез синклиниория Ярл (по Maxwell, 1960)

1 — мезозойские угленосные отложения; 2 — покровы вулканических пород; 3 — пермские базальты и андезит-базальты; 4 — пермские граувакки и известняки; 5 — грубообломочные образования верхнего карбона; 6 — сланцы и граувакки среднего карбона; 7 — сланцы и известняки нижнего карбона; 8 — песчаники, сланцы и граувакки верхнего девона; 9 — пермские граниты и диориты; 10 — метаморфические сланцы и кварциты нижнего палеозоя; 11 — надвиги и взбросы

Тамуорт (рис. 25). По узкой зоне крутых надвигов с запада он граничит с Сиднейско-Боуэнским краевым прогибом, а на востоке его разделяет со структурами Брисбенской зоны крупная зона разломов, вдоль которой прослеживается пояс серпентинитов Новой Англии. Ширина синклиниория достигает приблизительно 50 км, а длина около 350 км; он имеет в целом северо-западные меридиональные простирания. В пределах синклиниория Тамуорт выделяется серия антиклинальных и синклинальных складок, осложненных на крыльях продольными надвигами, по которым происходило перемещение пород с востока на запад. Хотя при детальном картировании структуры удается проследить большое количество складок высоких порядков, однако повсеместно прослеживаются три основные складки второго порядка — две синклинали, разделенные антиклиналью. Западная синклинальная складка состоит в свою очередь из серии синклиналей и антиклиналей более высоких порядков, оси которых расположены кулисообразно друг другу. Она представляет собой узкую линейную веретенообразную структуру с крутым наклоном крыльев (до 70°). Восточное крыло этой синклинали запрокинуто в сторону осевой части складки под углом 60° А. Войзи отмечает в пределах западного крыла структуры наличие изоклинальной складчатости. Узкое антиклинальное поднятие, прослеживающееся в осевой части синклиниория Тамуорт, также состоит из ряда отдельных антиклиналей более высоких порядков, среди которых А. Войзи (Voisey, 1959) и Г. Осборн и др. (Osborne, Jopling, Lancaster, 1948) выделяются Тиморская, Госфорд и Уаллаборская антиклинали. Они характеризуются линейной формой и общей запрокинутостью осевой плоскости на запад. Вдоль крыльев поднятия прослеживаются многочисленные разрывные нарушения, с которыми ассоциируется мелкая изоклинальная складчатость и пloyчатость. Нап-

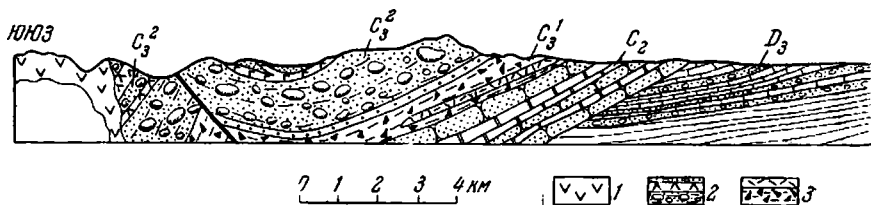


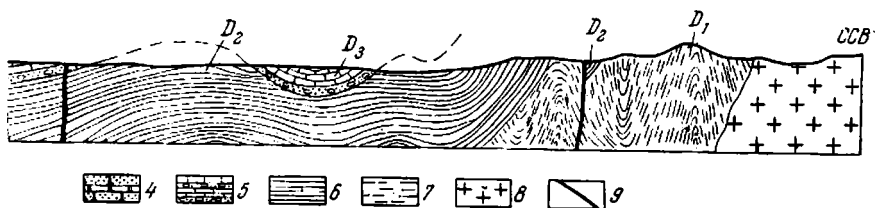
Рис. 25. Геологический разрез через синклинирий

1 — третичные щелочные лавы; 2 — молассы верхов верхнего карбона; 3 — туфы и лавы андезитов и мергели верхнего девона; 6 — толща флишов среднего девона; 7 — кремни

более интересны в структурном отношении крайне восточные синклинальные складки второго порядка в пределах синклиниория. Это Манильская и Муанская синклинали. А. Войзи (Voisey, 1957b) специально подробно рассмотрел структуру первой из них. Она расположена непосредственно к северу от города Манилы и прослеживается в меридиональном направлении более чем на 20 км при ширине не менее 8 км. Западное крыло и центральная часть Манильской синеклизы имели в целом простое строение (рис. 26). Породы в их пределах повсеместно наклонены на восток под углами 30—60°. Здесь прослеживается серия наклонных взбросов и сбросов, плоскости которых падают на восток под углами 50—70°. Иное строение имеет восточное крыло структуры, разбитое разломами на две отдельные части. Западная часть, непосредственно примыкающая к ядру Манильской синклинали восточнее разлома Намой, образована серией надвиговых чешуй. Каждая из этих чешуй по плоскостям сместителей, наклоненных на восток под углом до 30°, перемещена на запад на 2—5 км. Восточнее разлома Намой породы девона в крыле синклинали залегают практически вертикально и постепенно сменяются поясом изоклинальной складчатости, ширина которого не более 5 км, прослеживающимся вдоль восточного борта синклиниория Тамуорт, к западу от серпентинитового пояса.

Таким образом, в целом для синклиниория Тамуорт характерна асимметричная форма, подчеркивающаяся общим запрокидыванием пород на запад и наличием многочисленных надвигов, по которым происходит смещение в эту же сторону. Интенсивность складчатых дислокаций в его пределах постепенно возрастает с запада на восток, т. е. по направлению от Сиднейско-Боуэнского краевого прогиба к внутренним частям складчатой системы Новой Англии.

Отличное структурное положение в пределах зоны Хантер имеет синклиниорий Уингем, расположенный на крайнем юге ее. Он прослеживается от Ньюканстла на юге до Кемписа на севере в северо-северо-восточном направлении вдоль побережья Тасманова моря. Внутреннее строение этого синклиниория было изучено менее подробно, чем более северных структур, из-за плохой обнаженности прибрежного района. В пределах синклиниория Уингем Г. Осборном (Osborne, 1950), Б. Энгелом (Engell, 1962) и другими выделяется ряд линейных складок строго меридионального простирания, осложненных как продольными, так и поперечными разломами. В южной части синклиниория, в районе залива Порт-Стефанс, Б. Энгелом выделяется система параллельных структур второго и более высоких порядков. Для всех них типична линейная асимметричная форма с крутым залеганием пород на восточных крыльях (40—70°) и более пологим на западных (30—50°). Это линейные, гребневидные формы с узкими периклинальными и центроклинальными замыканиями. Мелкая складчатость, как правило, не типична для этих структур. Во многих местах они пересечены разрывными нарушениями северо-западного и широтного простирания.



Тамуорт, р-н г. Тамуорт (по White, 1965)

зитов низов верхнего карбона; 4 — песчаники и мергели среднего карбона; 5 — песчаники, сто-сланцевая толща нижнего девона; 6 — граниты нижнепермского возраста; 9 — разломы.

ралия. Такого же направления разломы прослеживаются и севернее, в центральной части синклинория Уингам. Крупнейший из них — разлом Хастинг прослеживается на широте Порт-Макуори, отделяя северную часть синклинория от южной. С ним ассоциируются тела серпентинитов и других основных и ультраосновных пород. Продольные разломы меридионального простирания, в отличие от поперечных, представляют собой надвиги или взбросы с амплитудой горизонтальных перемещений до 1—5 км.

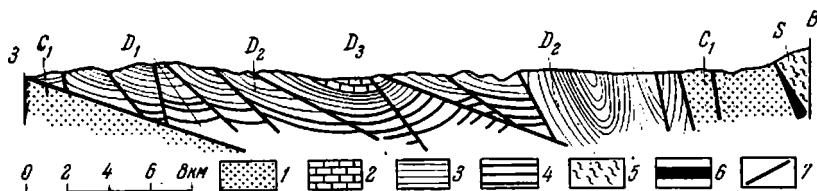


Рис. 26. Геологический разрез Манильской синеклизы (по Voisey, 1957с)

1 — песчаники и сланцы нижнего карбона; 2 — мергели верхнего девона; 3 — сланцы среднего девона; 4 — кремнисто-сланцевая толща нижнего девона; 5 — метаморфизованная кремнисто-вулканогенная толща силура; 6 — серпентиниты; 7 — разломы

Повсеместно надвигание пород происходит с востока на запад. Линии надвигов, как и складчатые структуры, почти под прямым углом обрезаются на севере синклинория Уингам разломом Кемпси, по которому происходит торцовое сочленение структур зоны Хантер со структурами внутренней Брисбенской зоны складчатой системы Новой Англии.

Брисбенская зона

Внутреннее строение Брисбенской зоны расшифровано еще недостаточно полно. Это объясняется, во-первых, плохой обнаженностью данного района, а во-вторых, монотонностью разреза различных возрастных комплексов, слагающих складчатые структуры зоны. Кроме того, изучение морфологии складок в пределах внутренних частей складчатой системы Новой Англии затрудняется еще и тем, что здесь палеозойские образования прорываются крупными массивами гранитов, такими как Новоанглийский массив, с которым связаны широкие ореолы контактового метаморфизма. Значительная часть складчатых структур скрыта под отложениями мезозойских межгорных впадин, такими как впадины Марибара, Кларенс-Моретон и грабен Эск. Молассовые толщи межгорных впадин в пределах Брисбенской зоны слагают верхний структурный этаж складчатой системы Новой Англии.

Морфология складчатых элементов собственных геосинклинальных образований внутренней зоны системы Новой Англии была описана в се-

верной ее части, в пределах штата Квинсленд. Д. Хилл (Hill, 1960), У. Брайном и О. Жонсом (Bryan, Jones, 1954), К. Лукасом (Lucas, 1960) и другими исследователями. Д. Хилл выделяет в этом районе одну крупную структуру — антиклинорий Южного побережья, прослеживающийся, по ее мнению, от района Рокхемптона на севере до границы с Новым Южным Уэльсом на юге, где складчатые средне- и верхнепалеозойские образования погружаются под платформенный чехол эпипалеозойской синеклизы Сурат. Большую роль в строении данного антиклинория играют разрывные нарушения, самым западным из которых является надвиг, отделяющий его от синклинория Ярл зоны Хантер. По нему интенсивно метаморфизованные и дислоцированные кремнистые и филлитовые сланцы внутренней зоны надвинуты на запад, на среднедевонские песчаники, слагающие восточный борт синклинория. В южной части антиклинория Южного побережья разделен грабеном Эск на два блоковых поднятия — Д'Агайла на востоке и Ярраман на западе, имеющих неправильную прямоугольную форму, вытянутую в меридиональном направлении. От Рокхемптона и вплоть до Гаида в пределах материка прослеживается, вероятно, лишь западное крыло антиклинория; восточное его крыло и ядро, по-видимому, находятся за пределами суши, под водой. Оно сложено в основном породами нижнего и среднего палеозоя, смятыми в сложные изоклиналильные складки, запрокинутые на запад. Углы наклона складок обычно не менее 60° , и лишь в отдельных местах удается наблюдать лежащие складки под углами $20-30^\circ$. Здесь в его пределах расположены несколько небольших массивов гранодиоритов и диоритов и тела ультраосновных и основных интрузий. По направлению на юг до 25° ю. ш. территория, занятая антиклинорием, постепенно расширяется приблизительно до $100-120$ км. Однако южнее, вплоть до 27° ю. ш., осевая часть антиклинория скрыта под мезозойскими образованиями впадины Марибара и выходит на дневную поверхность лишь в пределах тектонического блока Д'Агайла, на юге которого расположен г. Брисбен.

Характер тектонических структур в ядре антиклинория Южного побережья был наиболее подробно описан У. Брайном и О. Жонсом (Bryan, Jones, 1954) в районе Брисбена. В данном районе метаморфические образования верхнего докембрия (?) и нижнего палеозоя слагают крупную антиклинальную складку, в ядре которой обнажаются кремнистые и слюдястые сланцевые толщи. Они смяты в сложные изоклиналильные складки, осложненные мелкой складчатостью и плейчатостью и запрокинутые под углами $50-70^\circ$ в разные стороны от ее оси. Более напряженная складчатость на восточном крыле структуры позволила Л. Денмиду (Denmead, 1928), а вслед за ним и другим исследователям высказать предположение, что силы сжатия были направлены с востока и северо-востока. Породы силурийского возраста, слагающие крылья антиклинали, залегают на метаморфических сланцах, обнажающихся в ее центральной части с угловым несогласием, которое местами достигает 20° . Они, как правило, смяты в более простые симметричные линейные складки, резко отличающиеся от изоклиналильной складчатости более древних образований. Но наиболее интересны структуры в низах силурийской толщи. Эта часть разреза сложена тектоническими брекчиями и милонитами, которые, по мнению У. Брайна и О. Жонса, образовались в результате перемещения огромных масс горных пород по надвигу — с востока на запад. О наличии надвига в основании обломочных толщ свидетельствует также и то, что осевые плоскости всех мелких складок непосредственно у плоскости сместителя параллельны его поверхности. Углы наклона плоскостей часто измеряются всего несколькими градусами или они залегают горизонтально. Этими же исследователями было закартировано несколько надвиговых чешуй, для которых характерно смещение в том же направлении, т. е. с востока на запад. Кроме надвигов в пределах региона

широко развиты вертикальные сбросы, которые пересекают все палеозойские образования и ограничивают линии надвигов. Они относятся к наиболее молодым дислокациям блока Д'Агайла.

Блоковое антиклинальное поднятие Ярраман, расположенное западнее грабена Эск, имеет более простое тектоническое строение. Кремнистые и глинистые сланцы силура и нижней половинны девона слагают в данном районе ядро антиклинальной складки меридионального простирания. Оно осложнено симметричной линейной складчатостью более высокого порядка, углы падения на крыльях складок колеблются от 50 до 70°. Обычно мелкая складчатость опрокинута в стороны от ядра крупной складки, подчеркивая тем самым общее всереобразное строение этой части антиклинория Южного побережья. Южнее блока Ярраман данный антиклинорий через восточную часть района Тексас прослеживается вплоть до южной границы штата Квинсленд, погружаясь под чехол синеклизы Сурат.

Южнее его продолжением служат складки Центрального складчатого комплекса Новой Англии (по Voisey, 1959). Внутреннее строение складчатого комплекса или Центрального антиклинория, как мы его будем называть ниже, до настоящего времени не расписано. В ядре его располагается Новоанглийский гранитный массив, с запада по серпентинитовому поясу антиклинорий сопрягается со структурами зоны Хантер, а с востока также по разломам — с блоковыми структурами Намбакка и Твид, отделяющими его от побережья Тасманова моря. Внутреннее строение Центрального антиклинория весьма сложное. Слабое фаунистическое обоснование возраста кремнево-сланцевой толщ, в которой встречаются окаменелости как силура, так и нижней перми, исключает возможность выделения в его пределах структур второго и более высоких порядков, поэтому мы можем говорить лишь об основных чертах его строения. Судя по имеющимся сейчас данным, антиклинорий не представляет собой чередование линейных складок, а состоит из блоков вытянутой изометричной формы, разделенных узкими пережатыми синклинальными складками, сложенными породами карбона и перми. Повсеместно сланцевые толщи нижнего и среднего палеозоя смяты в изоклинальные складки, осевые плоскости которых чаще всего запрокинуты на восток либо имеют вертикальное положение. Породы верхнего палеозоя дислоцированы в линейные формы с углами наклона крыльев, близкими к вертикальным. Тектонические блоки антиклинальных поднятий ограничены разломами меридионального простирания, причем широким распространением среди них пользуются надвиги с направлением горизонтальных перемещений с востока на запад. Небольшие тела гранитоидов и основных пород обычно приурочены к ядрам антиклинальных структур и конкорданты по отношению к ним.

Расположенные восточнее Центрального антиклинория тектонические блоки Намбакка и Твид сложены более метаморфизованными образованиями, которые литологически сходны с метаморфическими толщами района Брисбана. Они отделены продольным разломом меридионального простирания от складчатых элементов Центрального антиклинория и широтными разрывными нарушениями от складок зоны Хантер. Зона разломов широтного простирания разделяет данные тектонические блоки между собой. В пределах данных блоков метаморфизованные отложения нижнего и среднего палеозоя смяты в узкие линейные складки, местами запрокинутые на юг и на север. В отличие от других регионов складчатой системы Новой Англии, здесь далеко не всегда поддерживается меридиональное простирание структур и часто последние сменяются широтными или северо-западными направлениями. Такая резкая изменчивость в простираниях линейных складок позволила А. Войзи (Voisey, 1959) высказать предположение о горизонтальных сдвигах по разломам широтного простирания, разделяющим данные блоки. Он считал, что каждый блок

отдельно друг от друга был перемещен с востока на запад и надвинут на восточное крыло Центрального антиклинория. К сожалению, в настоящее время еще мало известно о внутреннем строении этой части зоны и о характере сочленения ее с более западными структурами. На севере складчатые структуры среднего палеозоя перекрываются с резким угловым несогласием мезозойскими отложениями межгорной впадины Кларенс-Моретон.

Орогенные, или межгорные, впадины

Межгорные впадины, выполненные главным образом угленосными и грубообломочными отложениями, а также вулканогенными толщами верхней перми, триаса и юры, расположены в восточной части складчатой системы Новой Англии вдоль побережья Тасманова моря. По набору формаций они резко отличаются, с одной стороны, от синеклиз платформенного чехла, а с другой — от Сиднейско-Боуэнского краевого прогиба, строения которого мы коснемся ниже.

В пределах системы Новой Англии выделяются три впадины, различающиеся между собой по своей морфологии. Это впадина Марибара, прослеживающаяся вдоль побережья между Рокхемптоном и Брисбеном у залива Герви, грабен Эск, расположенный в среднем течении р. Брисбен-Ривер, к западу от города Брисбен, и крупнейшая из них — впадина Кларенс-Моретон, прослеживающаяся от района Ипсвич на юге Квинсленда до Нана-Глен в Новом Южном Уэльсе. Все эти три впадины пространственно связаны между собой и в районе Тулумба постепенно фациально сменяются разновозрастными породами синеклизы Сурат. Однако, судя по характеру выполняющих их формаций, они имеют и существенные отличия и, видимо, развитие их шло независимо друг от друга. Детальное изучение строения фундамента данных структурных форм показывает, что в зонах сочленения впадин прослеживаются резкие горстовые поднятия, сыгравшие заметную роль в их тектонической истории. Такое же крупное поднятие в фундаменте отделяет впадину Кларенс-Моретон от синеклизы Сурат.

Впадина Марибара представляет собой самую северную межгорную впадину складчатой системы Новой Англии. В пределах материка расположен только ее западный борт; центральная и восточная ее части, судя по результатам буровых работ на о. Фрейзер (Siller, 1961), находятся под водами прибрежного шельфа Тасманова моря. Длина впадины на континенте достигает 220 км при максимальной ширине около 50—80 км. Западный борт этой структуры сложен грубообломочной, сероцветной и угленосной молассами триаса — нижнего мела, суммарная мощность которых достигает 8000 м; они резко несогласно залегают на сложной дислоцированных породах нижней перми. Отличительной чертой этой впадины от структур подобного типа служит то, что в ее разрезе заметную роль играют лавы и туфы риолитов, трахитов и андезитов нижнемелового возраста мощностью до 1000 м. Все мезозойские отложения на западном борту впадины Марибара образуют пологую моноклинали, с запада ограниченную системой продольных сбросов, постепенно погружающуюся на восток. В ее пределах К. Силлером (Siller, 1961) выделяются широкие сводовые антиклинали и синклинали, длина которых около 35 км при ширине до 5—8 км. Породы на крыльях этих складок нигде не наклонены круче 20°, чаще всего они падают на запад и восток под углами 10—15°. Сбросы, осложняющие крылья сводовых структур, ориентированы согласно с их простиранием и имеют амплитуду вертикальных смещений, измеряющуюся несколькими метрами. Наличие пологих структурных форм, осложняющих мощную толщу континентальных и морских моласс, по мнению австралийских геологов, позволяет считать эту впадину перспективной для поисков нефти и газа.

Расположенная южнее, в районе Исович, другая межгорная впадина — грабен Эск заметно отличается от впадины Марибара характером тектонического строения. Он расположен в среднем течении р. Брисбен-Ривер между двумя блоковыми выступами пород, нижнего структурного яруса и прослеживается с юга на север на 100—120 км при ширине около 20—25 км. На своем протяжении грабен выполнен триасовыми и юрскими континентальными терригенными грубообломочными толщами, чередующимися с риолитами, трахитами и андезитами и их туфами, общая мощность которых не менее 5000 м.

С запада и востока грабен Эск ограничивается крупными региональными разломами, амплитуда перемещений по которым измеряется первыми километрами. Внутреннее строение его резко асимметричное, обусловленное смещением к западному борту оси наибольшего погружения. Складчатые структуры внутри грабена пока еще остаются слабо изученными. К. Мак Доннелл (McDonnell, 1956), проводивший тектоническое картирование в центральной части грабена, указывает, что в восточной его части породы залегают спокойно с углами падения около 5°, тогда как с западной, непосредственно у разломов, обрамляющих эту структуру с запада, углы наклона слоев достигают 30—60°. В центральной части грабена выделяются пологие сводовые дислокации с падением пород на крыльях около 5—10°. Они постепенно расширяются по направлению на юг, сменяясь складчатыми элементами впадины Кларенс-Моретон — самой крупной из структур данного типа.

Впадина Кларенс-Моретон расположена на границе штатов Квинсленд и Новый Южный Уэльс, прослеживаясь от 30 до 27° ю. ш. Она имеет округлую эллипсовидную форму, ориентированную своей длинной осью в меридиональном направлении. Длина ее достигает 200 км, а ширина — максимально 100—120 км. Повсеместно отложения триаса и юры, выполняющие ее, залегают с резким угловым несогласием на складчатых структурах восточного борта Центрального антиклинория внутренней зоны системы Новой Англии. Они представлены в основании грубообломочными конгломератами, песчаниками и угленосными сланцами, сменяющимися выше вулканогенными толщами — лавами и туфами риолитов и континентальными отложениями, а также угленосной и сероцветной молассой. Суммарная мощность этих толщ более 3500 м. Внутреннее тектоническое строение впадины, по данным К. Мак Элроя (McElroy, 1964), довольно простое. Это симметричная синклинальная структура, на крыльях которой породы наклонены в сторону осевой ее части под углами 10—15°, а в ядре залегают практически горизонтально. Только вдоль сбросов, прослеживающихся в ее западном крыле, углы падения слоев достигают 30, а иногда и 40°. В пределах этого же крыла впадины прослеживаются структуры типа валов и мульды второго порядка, имеющие простирания, близкие к меридиональным. Наклон их крыльев падает не превышает 20°. Эти складки постепенно выполаживаются по направлению на восток.

Сравнивая послескладчатые, орогенные впадины системы Новой Англии и Лахланской системы, следует отметить, что они имеют много существенных отличий, которые определяются не только их размерами, характером формаций, но и морфологией структурных форм, определяющих их внутреннее тектоническое строение. Относительно простая структура орогенных впадин системы Новой Англии, видимо, объясняется тем, что более молодые по возрасту складчатые зоны, обрамлявшие восточную Австралию со стороны Тихого океана, следы которых мы находим на островах Меланезии, были расположены на значительном удалении от континента. Поэтому складчатые движения, происходившие здесь в мезозое, не оказали столь заметного влияния на строение этих впадин, как, например, верхнепалеозойская складчатость Новой Англии на сопредельные структуры Лахланской системы, которые разделяются между собой Сиднейско-Боуэнским краевым прогибом.

Сиднейско-Боуэнский краевой прогиб представляет собой одну из крупнейших тектоноических структур восточной Австралии. Он прослеживается от $20^{\circ} 30'$ до 35° ю. ш. почти на 1600 км в меридиональном направлении и имеет в плане изогнутую дугообразную форму, обращенную выпуклой стороной на запад. Максимальная ширина прогиба не более 150—180 км. Разделяя две палеозойские складчатые системы с различным возрастом складчатости, Сиднейско-Боуэнский краевой прогиб представляет

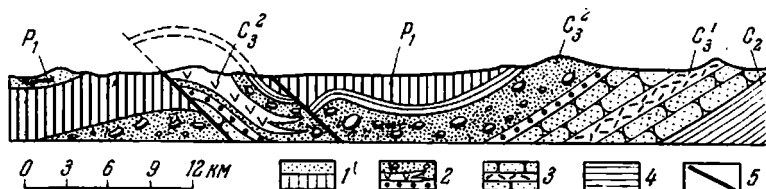


Рис. 27. Геологический разрез синклинали Уорри восточного борта Сиднейско-Боуэнского краевого прогиба (по Carey, 1934)

1 — пермские базальты и угленосные отложения; 2 — верхнекарбонные угленосные молассы с прослоями вулканических пород; 3 — песчаники и туфы низов верхнего карбона; 4 — сланцы среднего карбона; 5 — линии надвигов

собой особую структуру не только в Австралии, но и в региональной геологии других материков постольку, поскольку в областях палеозойской складчатости Тихоокеанского тектонического кольца не описывались краевые прогибы такого типа. Этим, по-видимому, и объясняются многие специфические черты в тектоническом строении и в истории формирования данного прогиба.

По типу тектонических форм Сиднейско-Боуэнский прогиб заметно отличается как от Лакланской и Новоанглийской складчатых систем, так и от наложенных орогенных впадин. Иной возраст имеют и мощные терригенные образования, которые выполняют его. Как уже указывалось выше, в пределах данного краевого прогиба широким распространением пользуются грубообломочные образования самых верхов карбона, нижней перми и частично низов верхней перми, максимальная суммарная мощность которых достигает 8000 м. Такой мощности верхнепалеозойские образования достигают в восточной части прогиба, что обусловлено резкой асимметрией в его строении. Асимметрия прогиба выявляется не только в резком смещении к востоку оси его наибольшего погружения, но и в характере складчатых дислокаций. В восточном крыле прогиба, непосредственно сопрягающимся со структурными элементами складчатой системы Новой Англии, породы нижней перми дислоцированы более интенсивно, чем в западном. По данным С. Деррингтона (Derrington,

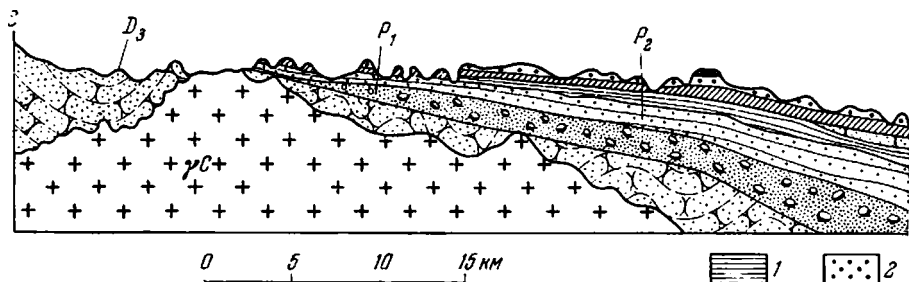
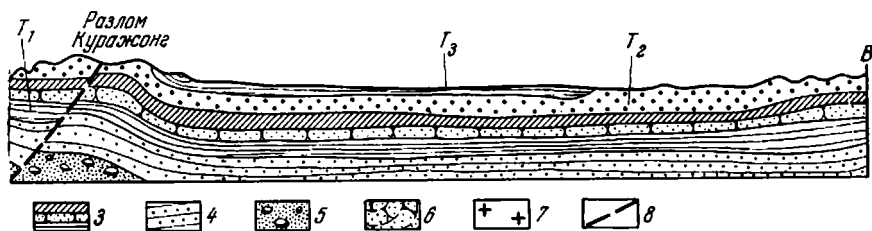


Рис. 28. Геологический разрез через западный борт Сид

1 — верхний триас; 2 — средний триас; 3 — нижний триас; 4 — верхняя пермь;

1961) и Е. Малоне (Malone, 1964), в северо-восточной части краевого прогиба от Банане до Нэбо прослеживается зона линейных дислокаций, выделяемая Е. Малоне как Нэбский синклинорий. Здесь широким распространением пользуются широкие линейные складки, у которых углы наклона на восточных крыльях изменяются от 20 до 30°, а на западных — в пределах 30—40°. Местами вдоль разрывных нарушений асимметричное строение этих структур подчеркивается и запрокидыванием слоев на запад. Е. Малоне отмечает наличие даже целой зоны запрокинутых складок вдоль западного борта Нэбских складок, которые, по его мнению, структурно приурочены к крупному региональному надвигу, перемещение масс по которому происходило с запада на восток. Пояс крупных линейных складок прослеживается вдоль всего северо-восточного борта прогиба вплоть до северного края платформенной синеклизы Сурат. Подобный же пояс выделяется А. Войзи (Voisey, 1959) к югу от прогиба Сурат, в пределах уже штата Новый Южный Уэльс. Он прослеживается от широт Бингара вплоть до Кесснока и был назван А. Войзи поясом надвигов, куполов и мульд. Восточной границей его служит зона надвигов Маки-Хантер, которая одновременно является и границей между Сиднейско-Боуэнским прогибом и складчатой системой Новой Англии. Вдоль данной зоны прослеживаются лежащие складки, запрокинутые на запад под углами 30—40°, которые, по предположению Г. Осборна (Osborne, 1950) и А. Войзи (Voisey, 1959), надвинуты на более пологие западные структуры на 3—5 км и более. Западнее надвиговых чешуй Маки-Хантер, в пределах уже восточного борта прогиба, породы смяты в брахиформные складки, вытянутые оси которых ориентированы согласно с общим простиранием прогиба (рис. 27). Углы падения пород на крыльях этих структур изменяются от 10 до 20° и в редких случаях — 30°. Постепенно на запад брахиклинали и брахисинклинали выполаживаются и сменяются более крупными и пологими структурными формами, характерными в целом для центральной части прогиба.

На севере, в пределах штата Квинсленд, в центральной части Сиднейско-Боуэнского прогиба С. Деррингтоном (Derrington, 1961) выделяются крупные пологие открытые структуры, прослеживающиеся на сотни километров, такие как Карборунская и Денисопская мульды и разделяющий их вал Комэт. При столь значительной длине ширина их достигает 10—20 км. Эти структуры мало чем отличаются от дислокаций платформенного типа. Углы наклона на их крыльях нигде не превышают 3—5°, а в центральных частях породы залегают горизонтально. Детальные геологические и геофизические исследования, проводившиеся в их пределах в последнее десятилетие, установили, что они перспективны для поисков нефтяных и газовых месторождений. Крупное газовое месторождение было открыто на южном продолжении вала Комэт в районе Рома. В южной части прогиба подобного типа структуры в его внутренних зонах были закартированы К. Мак Элроем (McElroy, 1962) в районе Сиднея.



Сиднейско-Боуэнского краевого прогиба (по McElroy, 1962)

5 — нижняя пермь; 6 — верхний девон; 7 — граниты; 8 — линия разлома

Здесь им выделяется целая серия валов и мульд меридионального простирания, постепенно выполаживающихся по направлению на юг к впадине Камберленд, расположенной в центре Сиднейско-Боуэнского прогиба между Сиднеем и Вуллогонгом. Западным ограничением центральной структурной зоны служит резкий уступ в фундаменте прогиба, выражающийся на поверхности в виде флексуры, местами осложненной разрывными нарушениями, такими как разлом Карражонг, расположенный в 40 км к западу от Сиднея (рис. 28). Углы наклона пород в пределах данной флексуры обычно не более 20—30°. В тех местах где флексура осложнена наклонными и вертикальными сбросами и взбросами, эти углы становятся еще более крутыми и достигают 50°. Многие исследователи считают, что по данной структурной линии, прослеживающейся в фундаменте, по-видимому, как глубинный разлом, проходит граница между Лакланской и Новоанглийской складчатыми системами.

Западное крыло Сиднейско-Боуэнского прогиба, на западе непосредственно сопрягающееся со складчатыми структурами Лакланской системы, повсеместно представляет собой пологую моноклинали, наклоненную на восток под углами 5—10°. Изредка в пределах этой части структуры наблюдаются простые сводовые и поступные складки. По направлению на запад пермские молассы краевого прогиба фациально постепенно сменяются континентальными косослоистыми песчаниками платформенного чехла Великого артезианского бассейна.

В данной работе мы не будем касаться тектонического строения Великого артезианского бассейна. Недавно оно было детально разобрано в работе Р. Спригга (Sprigg, 1961), который использовал в ней все последние данные, собранные геологами нефтяных компаний. Кратко мы коснемся основных этапов развития той крупной платформенной структуры при анализе тектонической истории восточной Австралии.

Заканчивая описание геологического строения палеозойских структур востока Австралии, необходимо подчеркнуть одну его важную общую особенность. Как видно из приведенного выше фактического материала, по направлению на восток к Тихоокеанскому побережью происходит постепенная смена древних складчатых систем более молодыми. В этом же направлении омолаживается возраст и гранитных интрузий и возрастает интенсивность складчатых дислокаций в породах палеозоя. Еще более сложно отложения палеозоя дислоцированы в пределах внутренних островных дуг Меланезии и Океании, где они слагают ядра антиклинальных зон.

Глава IV

ПАЛЕОЗОЙСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ ВНУТРЕННЕЙ МЕЛАНЕЗИИ¹

С севера, востока и юго-востока Австралийский континент огибается обширной кайнозойской геосинклинальной областью, простирающейся от линии гравитационных аномалий Венинг — Мейница (Vening — Meinesz, 1948), разделяющей Новую Гвинею и Целебес, на западе до океанического желоба Тонга-Кермадек на востоке. Эта область известна в геологической литературе под несколькими названиями. Впервые Г. Штилле (1964), а вслед за ним Р. Фэйбридж (Fairbridge, 1950) выделяли ее как Нео-Австралию. Почти одновременно с ними М. Глейсснер (Glaessner, 1950), используя терминологию У. Кейри (Carey, 1938), подразделял Нео-Австралию, или острова Меланезии, на две части: западную — внутреннюю Меланезийскую дугу и восточную — внешнюю Меланезийскую дугу, граница между которыми им проводилась по оси Западномеланезийского океанического желоба. Рядом австралийских и французских геологов та же область именуется Папуасской геосинклиналью (Avias, 1953 и др.). Наконец Ю. М. Пуцаровским и Р. А. Афремовой (1965) она недавно была описана как Повогвинейско-Новозеландский сектор Тихоокеанского кайнозойского тектонического кольца. В данной работе мы будем употреблять термин, предложенный У. Кейри и М. Глейсснером, имеющий больше тектоническое содержание, нежели географическое. Собранные в настоящее время обширные сведения по геологии островов Меланезии свидетельствуют о том, что палеозойские отложения распространены здесь лишь на островах внутренней Меланезийской дуги. Восточнее Западно-меланезийского океанического желоба самыми древними образованиями являются, по-видимому, породы верхнего мела и палеогена.

В пределах внутренней Меланезии отложения палеозоя были установлены на трех крупнейших островах этой дуги — Новой Гвинее, Новой Каледонии и Новой Зеландии. Кроме того, они были описаны на островах архипелагов Д'Антркасто, Луизиады и Бисмарка, примыкающих с востока к Новой Гвинее.

НОВАЯ ГВИНЕЯ

Остров Новая Гвинея, второй по величине в мире после Гренландии, является единственным из островов внутренней дуги Меланезии, расположенным в пределах широкого мелководного шельфа Арафурского моря, который соединяет его с Австралийским континентом. Глубина Арафурского моря и Торрессова пролива, разделяющих Австралию и Новую Гви-

¹ У. Кейри к островам внутренней Меланезии относит также часть островов Полинезии и Океании.

нею, нигде не превышает 200 м, а строение земной коры в их пределах такое же, как и на континенте. Поэтому нам кажется правильным рассматривать тектоническое развитие острова, вслед за Р. Ван-Беммеленом (1957) и М. Глейссером (Glaessner, 1950), как северное кайнозойское геосинклинальное обрамление Австралийской платформы.

Учитывая такое тектоническое положение Новой Гвинеи, естественно, следует рассматривать разрезы палеозойских образований в ее пределах как промежуточные между разрезами палеозойских складчатых систем Австралии и разновозрастными толщами основания кайнозойских и мезозойских структур других крупных островов Океании — Новой Каледонии и Новой Зеландии, которые отделяются от континента глубоководной впадиной Тасманова моря.

Сведения по стратиграфии и характеру палеозойских образований Новой Гвинеи увеличиваются с каждым годом. В крупной сводной работе У. Виссера и Дж. Хермеса (Visser, Hermes, 1962), посвященной геологическому строению западной части острова, приведены материалы по стратиграфии всех палеозойских комплексов, которые распространены на этой территории. Однако имеется еще сравнительно мало сведений о наиболее древних породах восточной половины острова.

Впервые сводка всех материалов о палеозойском этапе развития Новой Гвинеи была сделана Г. Штилле (1964). Он высказал мысль об интенсивном геосинклинальном развитии этой территории в палеозойское время, завершившемся складчатостью в конце перми. В отличие от него, С. Тейхерт (Teichert, 1928) и Т. Кломпе (Klömper, 1957) считали, что только в южной половине Новой Гвинеи, в районе впадины Папуа, геосинклинальное развитие закончилось складчатостью в среднем палеозое, после чего эта территория причленилась к Австралийской платформе. В последующем здесь происходило формирование мезо-кайнозойского платформенного чехла. По их мнению, в отличие от южной, в северной части острова в верхнем палеозое не происходило складчатых движений и она характеризуется сквозным геосинклинальным развитием до кайнозоя. У. Виссер и Дж. Хермес, рассматривая в основном нефтегазовость запада острова, подтвердили предположения Т. Кломпе о наличии на юге данной территории верхнепалеозойского (а частично и нижнепалеозойского) платформенного фундамента уже на основании материалов по глубинному бурению и геофизических данных. Что касается северной части острова, то они вслед за С. Тейхертом и Т. Кломпе относят ее к районам непрерывного геосинклинального развития, начавшегося по крайней мере в палеозое и продолжающегося до настоящего времени.

На этом исчерпываются сведения об общем районировании Новой Гвинеи. Необходимо еще раз отметить относительную детальность изучения палеозойских образований в западной ее части, где геологические исследования проводились главным образом голландскими исследователями, полностью опубликовавшими окончательные результаты своих работ. В восточной же части острова, где австралийские геологи продолжают работать в настоящее время, образования этого возраста описаны не столь подробно. Это значительно затрудняет проведение детальных сопоставлений стратиграфических комплексов, поэтому их описание, за исключением пермско-каменноугольного, приводится отдельно.

Стратиграфия

Стратиграфический разрез палеозойских образований западной части Новой Гвинеи можно разделить на три части: нижний палеозой, включающий отложения серий Эувитаго, Кейрим и Кемоем, средний палеозой и верхний палеозой. К последнему относят образования пермско-каменноугольного возраста. В восточной части Новой Гвинеи можно выделить

лишь комплекс метаморфических толщ, возможно соответствующих нижнему и среднему палеозою, и верхний палеозой. Отдельно от последнего будут рассматриваться нерасчлененные верхнепалеозойские — мезозойские толщи, которые выделяются как в той, так и в других частях острова, а кроме того, на прилегающих к Новой Гвинее островах: Новая Британия и Д'Антраксто.

Нижний палеозой

Отложения этого возраста распространены на юго-западных отрогах Снежных гор, в пределах хр. Дигоед, в Центральном хребте на п-ове Вогелькоп, а также в долине р. Айфам на крайнем северо-западе острова.

Отложения серии Эувитаго, по мнению У. Виссера и Дж. Хермеса (Visser, Hermes, 1962), слагающие нпзы разреза палеозоя Снежных гор, были установлены на юге хр. Дигоед. Они представлены перекристаллизованными основными лавами базальтового состава, переслаивающимися с вулканическими брекчиями и темными кремнистыми кристаллическими известняками общей видимой мощностью около 600 м. Эти образования не содержат каких-либо окаменелостей, и не было установлено их соотношение как с подстилающими, так и перекрывающими палеозойскими образованиями. Возраст их совершенно условно принимается как кембрийский только на основании их литологического сходства с разрезом кембрия восточной Австралии.

В пределах хр. Дигоед этим же исследователями выделяется и другая толща пород нижнепалеозойского возраста — серия Кейрим. В отличие от первой, она сложена преимущественно осадочными породами. В разрезе формации преобладают тонкослоистые и тонкозернистые призматизированные известково-глинистые сланцы, окраска которых изменяется от серых до черных. Они переслаиваются с подчиненными прослоями мергелей, доломитов, доломитизированных алевролитов, а также тонкозернистых песчаников. Эта толща прорывается послойными дайками кварцевых диабазов. Видимая мощность отложений формации Кейрим в хр. Дигоед приблизительно 1600 м. На юго-западе острова породы этой формации были вскрыты буровыми скважинами на глубинах от 1300 до 2234 м под меловыми и третичными образованиями. Здесь в ее разрезе преобладают главным образом кремнистые сланцы, переслаивающиеся с доломитами и известковыми алевролитами с оолитовой структурой. Иногда среди них встречаются кварцевые и ольпвиновые диабазы. Последние обычно метаморфизованы с образованием метаморфической роговой обманки, эпидота и других минералов. Возраст пород серии Кейрим, как и Эувитаго, фаунистически не датирован. Остается не известным характер подстилающих пород, а кровлей для них являются базальные конгломераты мела. Голландские исследователи условно относят их к ордовику.

Верхи нижнего палеозоя в западной половине Новой Гвинеи представлены образованиями серии Кемоем, распространенной в 500 км к северо-западу от хр. Дигоед, на п-ове Вогелькоп, в его центральной части, и в долине р. Эйфат, в крайнем северо-западном выступе данного полуострова. Литологически формация Кемоем представлена весьма однообразным разрезом голубовато-серых и черных филлитовых сланцев, среди которых встречаются прослои кварцитов, темных алевролитовых песчаников и мелкогалечных конгломератов. Обычно сланцы тонкослоисты и мощности их прослоев не превышают нескольких миллиметров. Чередующиеся с ними песчаники образуют прослои и линзы мощностью от нескольких сантиметров до 1 м (очень редко). Конгломераты представляют собой внутриформационные образования и, как правило, далеко не прослеживаются по простиранию. Они состоят из гальки кварца, кварцитов и кварцитовидных песчаников, сцементированных мелкозернистым

аркозовым материалом. Общая видимая мощность серии Кемоем достигает нескольких тысяч метров. В долине притока р. Айфам, в среднем течении р. Роеф, в сланцах этой толщи были собраны граптолиты *Monograptus turriculatus* (Barr.), *M. marri* Pern. и *M. sp. indet.*, которые датируют возраст вмещающих их пород как нижний силур (верхний лландовери). На отложения серии Кемоем с угловым несогласием залегают породы пермско-каменноугольного возраста. На этом исчерпываются сведения о характере нижнепалеозойских образований Новой Гвинеи.

Средний палеозой

Породы среднепалеозойского возраста на Новой Гвинее нигде не были встречены в коренных выходах. Однако многими исследователями (Feuilletau de Broyn, 1924; Stehn, 1927; Teichert, 1928; Keijzer, 1941 и др.) в речном аллювии была встречена галька, содержащая фауну как верхнего силура, так и всех отделов девона. Ее наличие позволяет сделать лишь вывод, что как в центральной части Снежных гор, так и на крайних южных их отрогах, вероятно, имеются выходы пород этого возраста. Конечно, трудно судить о характере образований этого комплекса только по отдельным галькам. Необходимо подчеркнуть лишь следующее: обломки колоннальных и одиночных кораллов верхнесилурийского и нижне- и среднедевонского возраста были обнаружены в песчаных известняках, свидетельствующих, вероятно, о мелководном типе разреза этих пород. Морские ископаемые, главным образом брахиоподы, верхнедевонского возраста были встречены в пестроцветных слюдястых песчаниках. Фулеттау де Бройн отмечал, что он нашел фауну в красноцветных, сильно ожелезненных песчаниках и граувакках в долине Северо-Западной реки. Это позволило ему в весьма условной форме предположить, что для отложений верхнего девона были характерны красноцветные песчаные фации.

В восточной половине Новой Гвинеи породы среднего и, возможно, нижнего палеозоя интенсивно метаморфизованы и образуют метаморфический комплекс осевых частей хребтов Бисмарка и Оуэн-Стэнли.

Метаморфический комплекс восточной части Новой Гвинеи

Образование данного комплекса слагают водораздельные части хребтов Бисмарка и Оуэн-Стэнли. Впервые метаморфические породы в центральных и южных частях этих хребтов были обнаружены Е. Стэнли (Stanley, 1923). В последующие годы геологическим картированием данных районов занимались У. Мак Кой (MacKoy, 1955), Ф. Риквуд (Rickwood, 1955), Н. Мак Миллан и Е. Малоне (McMillan, Malone, 1960) и др. Последними исследователями в метаморфическом комплексе выделяются две свиты: Бен-Бена и Горока, взаимоотношение между которыми остается неясным.

Свита Бен-Бена, распространенная в восточной части хр. Бисмарка, сложена преимущественно регионально метаморфизованными породами, соответствующими альбит-эпидото-амфиболитовой фации метаморфизма. Однако наиболее глубоко метаморфизованные образования этой свиты приурочены к зонам гранитизации и связаны с допермскими гранитами и гранодиоритами постепенными переходами. Это роговообманково-полевошпатовые, гранатовые и слюдяные гнейсы. По простиранию они сменяются актинолит-хлоритовыми кварцево-мусковитовыми и другими метаморфическими сланцами. Такими же переходами слюдяные сланцы в свою очередь связаны с образованиями, не подвергавшимися гранитизации, — с алевритами, граувакками, полевошпатовыми и аркозовыми песчаниками. Мощность всей этой толщи не установлена.

Отложения свиты Горока, как предполагают Н. Мак Миллан и Е. Малоне, возможно, перекрывают метаморфические породы Бен-Бена. Они широко распространены на северо-западе центральной части хр. Бисмарка. Здесь наиболее распространенными образованиями свиты являются темно-серые биотитовые и андалузитовые сланцы и рассланцованные кварцевые алевролиты. Постепенно вверх по разрезу эти породы сменяются рассланцованными филлитами, кварцевыми песчаниками, известковистыми сланцами с линзами темных известняков и кварцитов. Среди них есть прослой амфиболитизированных лав основных аффузивов. Эти породы прорываются Бисмаркским массивом гранодиоритов заведомо допермского возраста, поэтому возраст отложений свиты Горока принимается как палеозойский. Следует отметить, что Мак Миллан и Малоне (McMillan, Malone, 1960) высказали также предположение, что кроме палеозойских образований комплекс метаморфических пород на северных склонах хребта может включать частично и нижнемезозойские отложения. Они обосновывают свою точку зрения тем, что повсеместно толща сланцев Горока несогласно перекрывается породами мелового возраста.

В юго-восточной части Новой Гвинеи, в осевой части хр. Оуэн-Стэнли, Дж. Смитом и Д. Грином (Smith, Green, 1961) также прослеживались выходы метаморфических пород свиты Горока. Здесь они представлены кварцево-сланцевыми, хлоритовыми, серпичтовыми и филлитовыми сланцами, интенсивно рассланцованными и смятыми в сложные изоклинальные складки. Среди этих метаморфических пород имеются прослой амфиболитизированных базальтов и порфириров. В хр. Оуэн-Стэнли, как и в хр. Бисмарка, метаморфические породы Горока перекрываются образованиями мелового возраста. Их стратиграфическое положение определяется только по сопоставлениям с разрезами центральной части хр. Бисмарка.

Верхний палеозой (пермо-карбон)

Эта часть разреза палеозоя Новой Гвинеи изучена и описана несравненно подробнее, чем более древние отложения. В западной половине острова они были впервые установлены Ф. Бриоли (Brioli, 1924), Заврджетским (Штилле, 1964), Дж. Дози (Dozy a. oth., 1939) и другими исследователями. Виссер и Хермес (Visser, Hermes, 1962) составили схему корреляции отложений данного возраста для всей западной половины Новой Гвинеи. Здесь ими выделяются образования верхнего палеозоя в серию Айфам, опорный разрез которой обнажается по одноименной реке на п-ове Вогелькон. В ней выделяются три толщи, различающиеся между собой по литологическому составу.

Нижняя из них, «толща А», несогласно залегает на среднепалеозойских гранитах массива Мелайорна и в основании сложена красноцветными конгломератами, переполненными кварцевой галькой (мощность конгломератов изменяется от 0 до 25 м). Выше они постепенно сменяются вначале красными, а затем белыми кварцитами и кварцитовидными песчаниками, чередующимися с песчано-глинистыми сланцами с редкими линзами известняков, содержащих фауну нижнего и среднего карбона. Мощность «толщи А» достигает 600 м. Согласно сменяющие их выше по разрезу образования «толщи Б» представлены преимущественно черными известковистыми филлитизированными сланцами, содержащими известково-сидеритовые конкреции, диаметр которых иногда достигает 10—20 см. Кое-где среди сланцев встречаются линзы известковистых песчаников и органогенных голубовато-серых известняков, коричневого на поверхности выветривания, в которых были обнаружены членики криноидей, мшанки и брахиоподы. Томасом и Де Гротом, которые проводили определения этой фауны, было высказано предположение, что она характерна для верхнего карбона и, возможно, нижней перми. Мощность «толщи В» около 1100 м. Вен-

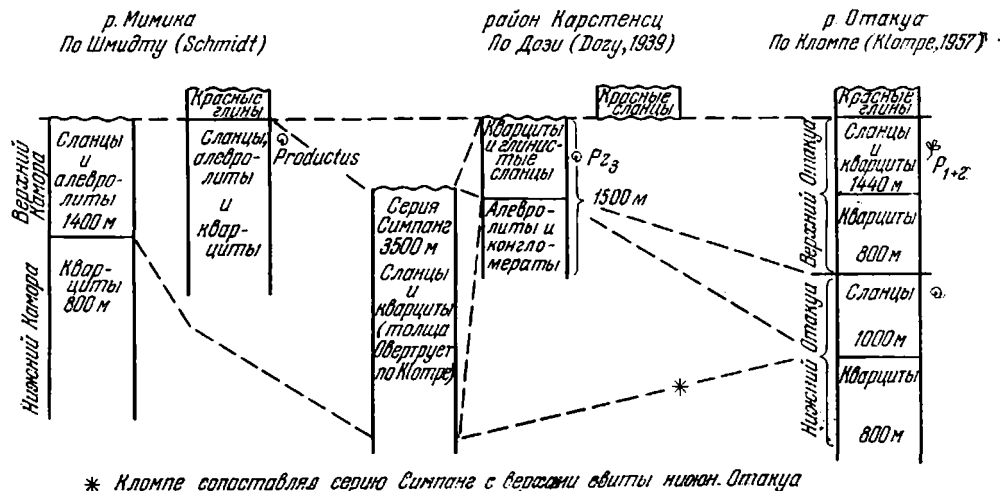


Рис. 29. Схема корреляции верхнепалеозойских отложений запада Новой Гвинеи (по Visser, Hermes, 1962)

част разрез серия Айфам «толща С», сложенная черными глинистыми сланцами и глинистыми песчаниками, содержащими растительные остатки. Они переслаиваются с известковыми песчаниками и редкими линзами каменных углей. Встречающаяся в сланцах и песчаниках флора *Sporomorphae* характерна для отложений пермского возраста. В опорном разрезе по р. Айфам мощность этих пород около 750 м. Необходимо отметить, что в этом же разрезе «толща С» согласно перекрывается сланцами нижнего триаса.

Кроме разреза р. Айфам отложения пермо-карбона были встречены и в других районах п-ова Вогелькоп. Так, на западе полуострова бурением подобные образования были установлены на глубине около 2000 м под породами палеогена. Кроме того, они обнажаются по р. Уорсамсон южнее залива Мега, где наиболее широким распространением пользуются образования «толща С». Широким распространением пермско-каменноугольные образования пользуются также вдоль северных склонов Снежных гор на водоразделе между реками Мимика и Отакуа. Здесь они были подробно изучены Кломпе (Klömpe, 1957), Доз (Dozy a. oth., 1939) и Шмидтом (рис. 29).

Вдоль склонов Снежных гор и Центрального хребта образования пермо-карбона прослеживаются далее на восток в пределы Пауга и северо-восточной части Новой Гвинеи. Здесь только в одном месте, на восточном склоне Центрального хребта в долине р. Мумап-Крик, на гранитах, прорывающих метаморфические образования, залегают органогенные известняки мощностью всего около 80 м. Собранные в этих известняках окаменелости — фораминиферы, ругозы, фрагменты мшанок и брахиоподы, которые, по мнению М. Глейсснера и других (Glaessner a. oth., 1950), датируют возраст известняков как пермский. Позднее эти породы были выделены Ф. Риквудом (Rickwood, 1955) в свиту Ката. Одновозрастные образования в других районах на востоке Новой Гвинеи не были обнаружены. Возможно, что породы пермского и каменноугольного возраста составляют нижнюю часть разреза нерасчлененного метаморфического комплекса, который широко распространен на архипелагах Бисмарка, Д'Антркасто и Луизиада.

Отложения данного комплекса распространены на островах Гудноу и Фергюссони (архипелаг Д'Антркасто) и о. Мисма (архипелаг Луизиада), слагая ось, по-видимому, единого антиклинального сооружения, расположенного кулисообразно по отношению к антиклинорию Стэнли в восточном Папуа. Иные положения занимают метаморфические породы Центральной части о. Новая Британия, возрастной диапазон которых определяется от верхов палеозоя до палеогена. Они слагают ядро крупной антиклинали, вероятно продолжающейся на Новой Гвинее уже в пределах антиклинория Бисмарка. Палеозойский возраст для тех и других предполагается только на основании высокой степени метаморфизма наиболее древних образований.

Характер строения метаморфических толщ южной группы островов (архипелаги Д'Антркасто и Луизиада) в последние годы был наиболее подробно изучен Ф. де Кейзером (de Keyser, 1961) на о. Мисма, где с данными толщами связана минерализация золота. По данным этого исследователя, на о. Мисма выделяются два метаморфических комплекса, резко различных между собой по степени метаморфизма и своему составу. Возраст нижней толщи, возможно, верхнепалеозойский или нижнепалеозойский, в то время как верхняя скорее всего относится к мелу. В нижней толще Ф. де Кейзером выделяются две свиты. Первая из них — амфиболиты Лалама — распространена на северном и западном побережье и сложена массивными грубозернистыми и среднезернистыми плагиоклазовыми амфиболитами и кварцево-плагиоклазово-роговообманковыми и роговообманково-биотитовыми гнейсами, образовавшимися, по-видимому, за счет метаморфизма основных лав. Видимая мощность этой толщи не менее 500 м. Залегающие выше гнейсы Ойтау, которые слагают осевую часть Центрального горного сооружения на о. Мисма, представлены чередованием кварцево-мусковитовых, биотитовых, полевошпатовых и гранатовых гнейсов и кристаллических сланцев. Мощность этой толщи более 1000 м. Перекрывающие их, возможно, с угловым несогласием рассланцованные вулканогенные образования с липсами и прослоями мраморов и черные филлитовые сланцы скорее всего по возрасту относятся к верхам мезозоя (вероятно, к мелу). На них в свою очередь с угловым несогласием залегают вулканогенные толщи миоцена.

Очень сходная картина наблюдается на о. Новая Британия. По мнению Е. Стэнли (Stanley, 1923), здесь основание разреза слагают метаморфические породы, сходные по составу с амфиболитами и гнейсами островов Луизиады, возраст которых также принимается как верхнепалеозойский — мезозойский. Несомненно, не исключена возможность, что палеозойскими являются лишь самые нижние, базальные горизонты этой толщи. Значительная же часть этого разреза, по аналогии с разрезом соседних Соломоновых островов, относится по возрасту к мелу или юре (Coleman, 1957). На остальных островах севера Меланезии палеозойские породы не были установлены. Самые древние породы на этой территории датируются верхним мелом.

Интрузивные породы

Вопросы магматизма Меланезии освещались специально рядом исследователей (Беммелен, 1957; Klömpé, 1957; Архипов, 1964 и др.). Однако эти исследователи, рассматривая всю тектоническую историю этих островов, как и Индонезии, уделяли чрезвычайно мало внимания магматической деятельности в палеозое. На это указывает хотя бы уже и то, что она несравненно слабее изучена, чем мезозойская и кайнозойская. Однако Т. Кломпе (Klömpé, 1957) высказывал предположение, что последующее

изучение наиболее древних отложений в Новой Гвинее выявит ряд докембрийских циклов.

К сожалению, и сейчас мы мало можем добавить к предположениям этого исследователя. По сути дела в настоящее время известны лишь два крупных массива грацитов и гранодиоритов заведомо допермского возраста. Кроме того, бурение в южной части впадины Папуа под кайнозойскими отложениями вскрыло граниты пермского возраста (Smith, 1964). Основные и ультраосновные интрузии этого цикла не образуют больших тел и встречаются обычно в виде даек габброидов и серпентинитов. Возможно, что часть серпентинитов, образующих протрузии в Большом ультрабазитовом поясе Новой Гвинеи, имеет и более древний возраст, чем мезо-кайнозойский, однако никаких доказательств в поддержку этого предположения пока не известно.

Гранитоиды допермского возраста были описаны на п-ове Вогелькоп, на крайнем северо-западе Новой Гвинеи — массив Мелайорна, прорывающий силурийские сланцы и перекрывающийся базальными горизонтами пермо-карбоновой свиты Айфрам (Visser, Hermes, 1962). Массив Бисмарка в хр. Бисмарка, в центре восточной части Новой Гвинеи, прорывает метаморфические толщи Бен-Бена и подстилает пермские известняки (Klömpé, 1957), массив Кубор в юго-восточной части Папуа также перекрывается отложениями перми (Gleassner a. oth., 1950). Строение этих массивов и их состав не отличаются между собой (de Keyzer a. oth., 1960). Это главным образом серые рассланцованные гранодиориты, местами обогащенные розовой обманкой и биотитом. В центральных частях массивов широко распространены кварцевые диориты. Весьма характерно для этих пород, что количество калиевых полевых шпатов колеблется от 0 до 15%, а кварца — от 5 до 30%. С ними генетически связаны дайки диоритовых порфиритов и основных и ультраосновных пород.

В пределах островов, расположенных восточнее Новой Гвинеи, интрузивные тела имеют мезозойский и кайнозойский возраст.

Морфология тектонических структур

Образования палеозоя или, как принято называть этот комплекс, кристаллического основания в пределах Новой Гвинеи и прилегающих с востока островов архипелагов Д'Антркасто, Луизпада и Бисмарк повсеместно интенсивно дислоцированы. Выше мы уже указывали, что Т. Кломпе (Klömpé, 1957) и другие относили эту территорию к областям сквозного геосинклинального развития от палеозойского до третичного времени на том основании, что на границе между пермью и триасом отсутствуют региональные угловые несогласия и, по-видимому, здесь не проявилась варисийская складчатость в том виде, как это предполагал Г. Штилле (1964). К тому же наша задача в описании морфологии тектонических дислокаций палеозойского комплекса затрудняется еще и тем, что нет твердых критериев о возрасте этих тектонических форм, а в ряде мест — и четких различий между ними и структурами, сложенными более молодыми образованиями.

В пределах крайней северо-западной части острова, в ядре антиклинория Вогелькоп, палеозойские, главным образом силурийские, образования смяты в сложные изоклинальные складки, запрокинутые на юг. Изоклинальная складчатость постепенно сменяется вертикальными линейными складками на крыльях антиклинория, сложенных пермо-карбоновыми образованиями (рис. 30). Такой же характер складчатых форм отмечается и на периферических частях антиклинория Вогелькоп, сложенных мезозойским комплексом. У. Виссер и Дж. Хермес (Visser, Hermes, 1962) подчеркивают, что в целом простирание складок в палеозойских образованиях совпадает с общим, почти широтным направлением оси антиклинория.

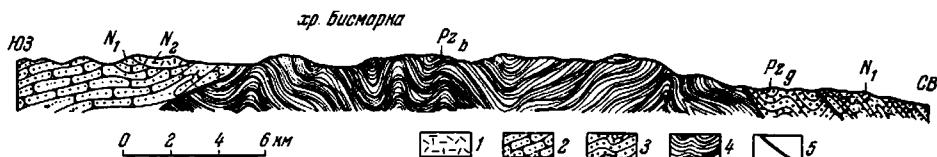


Рис. 30. Геологический разрез через хребет Бисмарка в восточной части Новой Гвинеи (по McMillan, Malone, 1960)

1 — андезиты плиоцена; 2 — песчаники и сланцы миоцена; 3 — формация Горока (верхний палеозой); 4 — формация Бен-Бена (палеозой); 5 — разломы

По направлению на восток единый осевой антиклинорий острова разделяется на два: 1) северный, сохраняющий почти широтное простирание, прослеживающийся в северной части Новой Гвинеи и распадающийся на ряд кулпсообразно расположенных друг к другу антиклинальных складок, и 2) южный, огибающий предполагаемый жесткий выступ, сложенный породами северного продолжения палеозой и докембрийскими образованиями севера Австралийской платформы, погруженными под кайнозойские породы впадины Папуа. В пределах северного антиклинория Бисмарка — Кубор метаморфические образования палеозоя были интенсивно дислоцированы в мезозойское время, что затрудняет расшифровку характера их домезозойской структуры. В целом они смяты в крутые (углы падения на крыльях не менее 45°) симметричные складки. В периферических частях ядра устанавливается общее крутое запрокидывание складок по направлению к ядру антиклинория (McMillan, Malone, 1960). Судя по характеру сланцеватости и плоскостям течения в гнейсах и метаморфических сланцах, весьма возможно, что палеозойские структурные формы были значительно проще современных, которые уже образовались в эпоху верхнемезозойской складчатости.

В южном антиклинории Оуэн-Стэнли метаморфические породы верхнего палеозоя также интенсивно смяты. По данным Дж. Смита и Д. Грина (Smith, Green, 1961), они образуют узкие линейные и изоклинальные складки с круто наклоненными крыльями в целом юго-восточного простирания. Здесь наблюдается различие между структурами, образованными палеозойскими и меловыми отложениями. Последние отличаются значительно более простыми формами и отсутствием лежащих и запрокинутых мелких складок. В целом же для всего центрального антиклинория Новой Гвинеи типично общее запрокидывание складок в южном направлении и наличие ряда чешуйчатых надвиговых структур.

Складчатые формы, образованные палеозойскими породами, прослеживаются в юго-восточном направлении на островах Луизиады и далее на юго-восток погружаются под воды Кораллового моря.

НОВАЯ КАЛЕДОНИЯ

Остров Новая Каледония — один из крупнейших в Меланезии. Он расположен почти посередине обширной кайнозойской геосинклинальной области, простирающейся от Новой Гвинеи до Новой Зеландии. С первым из островов Новую Каледонию связывает вулканическая дуга Ренелья, а со вторым — подводный хребет Норфолк. Изучением геологического и тектонического строения этой территории занимались французские геологи со времени окончания первой мировой войны. Однако наиболее полные сведения были опубликованы лишь 10—15 лет назад Ж. Авьясом (Avias, 1953), Рутье (Routhier, 1953) и Кохом (Koch, 1958), которые в основном

были использованы в данном очерке. К сожалению, в нашем распоряжении имелось относительно мало сведений по геологии палеозойского фундамента этого острова и поэтому данный обзор будет весьма лаконичным.

Стратиграфия

Впервые палеонтологически датированные палеозойские образования на Новой Каледонии были установлены М. Пирутье (Piroutet, 1917), который в граувакковых песчаниках обнаружил пермскую фауну. Позднее пермские окаменелости были собраны в ряде мест Западного хребта (Routhier, 1953) и Централных гор (Avias, 1953).

Наиболее древние палеозойские образования были описаны Ж. Авиасом на западном побережье острова. Здесь основание разреза составляют лавы и туфы риолитов и дацитов, которые, по его мнению, можно сопоставить с верхнедевонскими и нижнекаменноугольными эффузивными породами восточной Австралии. Выше они сменяются толщей «пестроцветных туфов», которая представляет собой чередование пачек пород красного, зеленого и синего цветов. Красные прослои, вероятно, образовались за счет ожелезненных туфов порфировых риолитов, зеленые — благодаря широкому развитию по основной массе различных минералов из группы хлорита и, наконец, синие или темно-серые — по граувакковым песчаникам и туфам апдезитов. Д. Вотерхаус (Waterhous, 1955) сопоставляет этот горизонт с отложениями средней части разреза «системы» Те-Апу каменноугольного — нижнепермского возраста, которые распространены на западе Новой Зеландии. Венчают разрез на западном побережье Новой Каледонии известковистые граувакковые песчаники, в которых были встречены мшанки, типичные для артинских отложений Австралии и Новой Зеландии. Видимая мощность данного комплекса достигает нескольких тысяч метров. Непосредственно на них, видимо, с угловым несогласием, налегают органогенные известняки и мергели нижнего триаса.

На востоке Новой Каледонии широким распространением пользуется единая мощная граувакковая формация, возраст которой определяется П. Рутье (Routhier, 1953) как пермский — юрский. Она представлена зеленоватато-серыми граувакками, образовавшимися за счет размытия эффузивных пород основного состава, чередующихся с черными аргиллитовыми сланцами. Нижняя часть разреза этой толщи метаморфизована и превращена в полевошпатово-хлоритовые сланцы. Рутье относил метаморфические сланцы и часть разреза граувакковой толщи к перми на том основании, что в этих районах Пирутье (Piroutet, 1917) была обнаружена *Arphanciea gigantea*, характерная для образований пермского возраста. Предполагаемая мощность граувакков верхнего палеозоя достигает 2—4 км.

На этом исчерпываются все сведения о стратиграфии палеозойских образований Новой Каледонии. Никаких данных о проявлении магматической деятельности в палеозое в пределах острова не известно.

Морфология тектонических структур

Повсеместно на Новой Каледонии, как и в других районах области кайнозойской геосинклинали, палеозойские образования интенсивно дислоцированы. При анализе морфологии тектонических структур этого района трудно говорить о типах докембрийских складчатых форм, так как они были существенно переработаны в более позднее время. В отечественной литературе уже имеется описание кайнозойских структурных форм данной территории, сделанное Ю. М. Пушаровским и Р. А. Афремовой (1965), поэтому здесь мы не будем касаться всей территории острова, где интенсивная складчатость проявилась в конце юры или начале мела (возможно, в неокоме), а кратко остановимся на характеристике тектонических форм

небольшого по площади района на его западе, где устанавливается несогласие между палеозойскими и мезозойскими отложениями.

Общее простирание палеозойских структур совпадает с направлением осей мезозойских и кайнозойских складок и поддерживается по всему острову как северо-западное. Ядра крупных антиклиналей, сложенные палеозоем, характеризуются сложной изоклинальной складчатостью, почти повсеместно запрокинутой на юго-запад. Многочисленные разрывы, которые усложняют структуру острова, как правило, ориентированы согласно с простиранием складчатых структур. Отсутствие существенной разницы в типах структур между зонами, сложенными мезозойскими и палеозойскими образованиями, позволяет предположить, что в пределах Новой Каледонии палеозойское геосинклинальное развитие не завершилось складкообразовательными процессами, а сменилось лишь местной регрессией и образованием мелководных, а подчас и пресноводных бассейнов. Основные эпохи складчатости падают уже на верхний мезозой и кайнозой. С ними связано формирование современной сложной складчатой структуры Новой Каледонии. По направлению на юг на простирании осей складчатых дислокаций острова расположен подводный хребет Норфолк, в пределах которого они погружаются под кайнозойские базальты. Этот подводный хребет соединяет Новую Каледонию с Северным островом Новой Зеландии.

НОВАЯ ЗЕЛАНДИЯ

Новозеландский архипелаг, расположенный на крайнем юго-востоке рассматриваемой области, состоит из двух крупных островов — Северного и Южного. В современной структуре кайнозойской геосинклинальной области запада Тихоокеанского кольца Новозеландские острова связаны на севере через подводный вал Норфолк с Новой Каледонией и отделены с запада от Австралийского континента глубоководной впадиной Тасманова моря. Для палеотектонического анализа ранних этапов развития юго-запада Тихоокеанского кольца Новая Зеландия представляет особый интерес, так как здесь были установлены наиболее древние образования, известные вообще в пределах островов юго-западной части Тихого океана, лежащих вне материкового шельфа.

Изучение палеозойских отложений в пределах Новозеландских островов было начато еще в прошлом веке Ф. Хохстеттером, Д. Гектором, А. Мак Коем и др. Благодаря работе большой группы новозеландских геологов палеозойский разрез на островах изучен несравненно подробнее, чем в других районах Меланезии. Последняя сводная работа по геологии Новой Зеландии была опубликована В. Вудом, Х. Харрингтоном и Д. Гриффли в 1958 г. и переведена на русский язык (1963). В советской литературе в сводных и обобщающих работах по геологии и тектонике Тихоокеанского кольца строение этих островов кратко рассматривалось А. Д. Архангельским (1941), А. Н. Мазаровичем (1951), В. В. Белоусовым (1962), Ю. М. Пупцаровским и Р. А. Афремовой (1965) и рядом других исследователей.

Проведенные в последнее пятилетие геологические съемочные работы с целью составления геологической карты страны в масштабе 1 : 250 000 дали новый ценный материал по региональной геологии Новой Зеландии. Имеющиеся при картах краткие объяснительные записки включают обширные систематизированные новые сведения по стратиграфии и тектонике палеозойских толщ. Они были широко использованы автором в данном разделе. Кроме того, трехнедельные полевые экскурсии по местам распространения палеозойских толщ, в которых довелось участвовать автору благодаря любезному приглашению директора Геологической службы Новой Зеландии Д. Упллета, позволили на месте познакомиться с характером и типом палеозойского разреза Новозеландских островов. В этом автору

оказали большую помощь сопровождавшие его во время поездки по стране сотрудники Геологической службы В. Вуд, А. Бек, Д. Гриндли и И. Хилли, которым он еще раз хочет выразить свою глубокую признательность. Искреннюю благодарность автор выражает также П. Саггату и Д. Вотерхаусу, принявшим участие в обсуждении результатов полевых маршрутных пересечений.

Стратиграфия

В пределах Новой Зеландии образования палеозойского возраста пользуются широким распространением на Южном острове. На территории Северного острова они были описаны только в одном месте, в северо-восточной части Оклендского полуострова. Для верхнего палеозоя, как и для разрезов мезозоя, выделяются два резко различных по своему литологическому составу комплекса пород. Первый из них, известный под названием фаций Хоканое, распространен на западе Южного острова; второй — альпийские фации, обнажается на его востоке. В зоне распространения фации Хоканое кроме верхнего палеозоя были также установлены образования кембрийского, ордовикского, силурийского и девонского возрастов.

К е м б р и й

Кембрийские образования были описаны на северо-западе Южного острова в пределах гор Тасман у залива Голден, в округе Нельсон (Вуд и др., 1963; Grindley, 1961) и в районе побережья Флордов. Это самые древние фаунистически датированные отложения не только в Новой Зеландии, но и на территории других островов запада Тихого океана¹. Впервые эти образования были установлены в горах Тасман У. Бенсоном (Benson, 1956), который обнаружил в известняках, долгое время до этого относившихся к ордовика, среднекембрийскую фауну. Д. Гриндли (Grindley, 1961) выделяет кембрий округа Нельсон в группу Хауппри, подразделяя ее на три части — эффузивы Девил-Ривер и свиты Тасман и Анатоки.

Залегающие в основании разреза кембрия эффузивы Девил-Ривер представлены в нижней части разреза чередованием измененных андезитов, базальтов и слоистых зеленоцветных вулканогенных образований — туфов, агломератов и вулканических брекчий. Выше они сменяются покровами или силами порфиритовидных базальтов и порфиритов, среди которых встречаются мощные линзы конгломератов. Галька в последних представлена кристаллическими сланцами, мраморами, гранитоидами и кварцитами. Видимая мощность эффузивов Девил-Ривер около 5000 м.

На них совершенно согласно залегают отложения свиты Тасман, представленные метаморфизованными серыми и темно-серыми аргиллитами, пересланяющимися с тонкослоистыми туфогенными сланцами и линзами глинистых известняков. Среди последних можно выделить две разновидности. Одна представляет собой тошкитовидные, существенно глинистые разности с весьма характерной брекчиевидной структурой (возможно, образовавшейся в результате подводных оползней; рис. 31). Вторая разновидность — это органогенные глинистые известняки, обнажающиеся в среднем течении р. Кобб. Они пересланены обломками трилобитов, брахиопод и гастропод верхов среднего кембрия. Мощность пород свиты невелика и достигает всего 300—350 м.

Венчают разрез кембрия породы свиты Анатоки, распространенные в основном в центральной части гор Тасман, в хр. Дуглас. Свита сложена чередующимися между собой тонкослоистыми (лишь редкие горизонты их достигают мощности 1—2 м) серыми алевролитами, зелеными и зеленова-

¹ Определения абсолютного возраста пирокла из метаморфических толщ Южного острова Новой Зеландии, сделанные в 1966 году Дж. Аронсоном, свидетельствуют о наличии среди них пород верхнего докембрия (по Pb207/Pb206—1360-1270±80 млн. лет).

Рис. 31. Выходы брекчиевидных известняков кембрия в долине р. Кобб, горы Тасман

то-серыми граувакками, туфогенными песчаниками и сланцами и отдельными прослоями крупногалечных вулканогенных конгломератов, в которых окатанные обломки пород представлены главным образом интрузивными образованиями основного и ультраосновного состава. Значительно реже среди пород этой свиты встречаются прослои порфиритовых андезитов, базальтов и их туфов. Мощность свиты Агатоки не менее 3000 м. Д. Гриндли (Grindley, 1961) условно относит эти образования к верхнему кембрию.

Суммарная видимая мощность кембрийских отложений группы Хаупири не менее 8000—8500 м.

В заключение необходимо отметить, что кембрийские образования округа Нельсон прорваны интрузиями ультраосновного и основного состава, слагающими массив Кобб. Кроме того, в верховьях рек Такака и Греспан были описаны амфиболитовые сланцы Уайнгаро, которые, возможно, образовались за счет метаморфизма даек и силл основного состава. Ниже мы более подробно коснемся этих интрузивных тел.

В районе побережья Фиордов Б. Вудом (Wood, 1960) к кембрию относится часть разреза интенсивно метаморфизованных образований, залегающих здесь в основании свиты Катрин и представленных глубоко метаморфизованными породами — биотитовыми кристаллическими сланцами, горнблендито-плагноклазовыми гнейсами (местами частично гранитизированными) и амфиболитами, прорванными интрузиями основного состава. Изучение метаморфических толщ в поле позволяет предполагать, что первоначально большая часть данных образований представляла собой лавы основного состава и их туфы. Лишь отдельные прослои кристаллических сланцев, видимо, являются первично осадочными отложениями. Видимая мощность пород свиты Катрин около 800 м.

Кроме этих пород, по мнению Б. Вуда (Wood, 1960), возможно, к кембрийскому возрасту относятся породы нижней части разреза формации Сиевотер. Это тонкослоистые притизированные кварцево-полевошпатовые кристаллические сланцы и полевошпатовые кварциты, в которых местами сохранились следы подводных течений и косая слоистость. Среди сланцев в виде редких подчиненных прослоев и линз встречаются мраморы. Мощность этой части свиты 850 м. К сожалению, нигде в этих породах не было встречено окаменелостей и возраст метаморфических образований определяется условно. Они согласно сменяются отложениями ордовика.



Образования этого возраста были описаны в тех же районах, что и кембрийские. Впервые ископаемые окаменелости ордовикского возраста были обнаружены задолго до находок кембрийской фауны. Вначале Р. Ридом (Reed, 1927), а затем Р. Кеблом и У. Бенсоном (Keeble, Benson, 1929) в районе Нельсон были найдены трилобиты и граптолиты различных горизонтов ордовика. В последующие годы тем же У. Бенсоном (Benson, 1934) были описаны палеонтологически датированные разрезы ордовика на крайнем юго-западе района Флордов, в районе мыса Провиденья. Собранные здесь граптолиты были в последующем описаны Бенсоном, Кейблом и С. Шкварко (Skwarko, 1958). После полевых экскурсий, проведенных автором совместно с Д. Гриндли и А. Беком, и подробного ознакомления с характером разрезов более западных районов гор Тасман автор пришел к выводу о возможном отнесении к ордовику фаунистически не охарактеризованных осадочных отложений, возраст которых ранее принимался как докембрийский. На северо-западе Южного острова в пределах гор Тасман детальное стратиграфическое расчленение образований ордовика было разработано многими исследователями (Reed, 1927; Henderson, Fyfe, 1927; Keeble, Benson, 1929; Henderson a. oth., 1958). В последующие годы стратиграфия этих отложений уточнялась Д. Гриндли в процессе геологического картирования (Grindley, 1961; Wood, 1962; Вуд, Харригтон, Гриндли, 1963). Этими исследователями в ордовике гор Тасман выделяются две группы — Аорере и горы Артур, которые в свою очередь подразделены на целый ряд свит.

В основании группы Аорере, породы которой распространены к западу от выходов кембрия, залегают образования свиты Аоранги-Майн, представленные черными графитизированными аргиллитами, переслаивающимися с кварцитами. У западного побережья острова они интенсивно метаморфизованы и превращены в слюдястые сланцы и филлиты. Мощность пород свиты около 1500—2000 м. Аргиллиты свиты Аоранги-Майн содержат обильных граптолитов нижнего ордовика (аренига). Граптолитовые сланцы согласно перекрываются породами свиты Аорере. Последняя сложена кварцитовидными песчаниками зеленого цвета, переслаивающимися с алевролитами и аргиллитами. Эти породы фаунистически не охарактеризованы. Д. Гриндли высказал предположение, что возраст свиты соответствует верхам нижнего и низам среднего ордовика. Мощность этих отложений достигает 2000—2500 м. Таким образом, суммарная мощность отложений группы Аорере не менее 3500—4500 м.

Верхняя группа горы Артур представлена мощной толщей пород, распространенных как к западу, так и к востоку от выходов кембрийских образований. На западе нижнюю ее половину составляют отложения свиты Патриарх, представленные тонкослоистыми сланцами и песчаниками, чередующимися с черными аргиллитами и прослоями вулканических пород и известняков. В последних были встречены трилобиты верхов нижнего ордовика. В связи с тем, что во всем районе распространения пород данной свиты они согласно перекрываются фаунистически датированными отложениями верхов ордовика — сидура, Д. Гриндли высказал предположение, что свита соответствует полному возрастному объему ордовика и является фациальным аналогом группы Аорере. Мощность свиты Патриарх резко меняется от 200 до 1000 м. В тех же западных разрезах, у самого побережья, основание разреза группы горы Артур слагают породы свиты Лесли. Они представлены темно-серыми и черными аргиллитами, переслаивающимися с прослоями кварцитов. Последние являются маркирующими горизонтами и прослеживаются по простиранию более чем на 60 км. В сланцах были собраны граптолиты верхов среднего и низов верхнего ордовика. Мощность пород свиты Лесли меняется от 600 до 1300 м.

Согласно сменяющие их вверх по разрезу отложения свиты Дуглас повсеместно сложно дислоцированы и фаунистически не охарактеризованы. Они представлены чередованием черных филлитовых сланцев и кварцитизированных алевролитов, суммарная мощность которых достигает 1000 м.

Следующая, вышележащая свита Пиил образована переслаивающимися между собой черными и зелеными аргиллитами и филлитами, в основании которых прослеживается горизонт кварцитов. Мощность толщи сланцев не более 600 м. В них были собраны обильные граптолиты верхнего ордовика, описанные Бенсоном и другими (Benson a. oth., 1936) и Дж. Хендерсоном (Henderson a. oth., 1958). Этими же исследователями на восточном крыле структуры литологически сходные отложения, содержащие такие же граптолиты, выделяются в свиту Флора, мощность которой колеблется от 1000 до 1600 м. Среди сланцев этой свиты имеются прослои сланцев и их туфов.

На крайнем северо-западном побережье Южного острова сланцевой части разреза ордовика, округа Нельсон, по-видимому, соответствуют палеонтологически не охарактеризованные и местами гранитизированные образования толщ Уаута и Гринленд, которые ранее условно относились к докембрию (Вуд и др., 1963). Они прослеживаются в меридиональном направлении от долины р. Карамеа на севере до р. Грей на юге в пределах хребтов Глазго и Виктория. Это чередующиеся между собой зеленовато-серые граувакковые песчаники и песчано-глинистые сланцы. В разрезе в подчиненном количестве встречаются прослои основных вулканических пород и их туфов. В контактах с гранитоидами, с которыми данные образования связаны постепенными переходами, резко возрастает их степень метаморфизма. Здесь встречаются кварцево-биотитовые, слюдяные, кордиеритовые и роговообманковые кристаллические сланцы и широко распространены интрукционные гнейсы (Bowen, 1964). Мощность комплексов Уаута и Гринленд точно не установлена и, возможно, достигает первых тысяч метров.

Венчает ордовикский разрез в районе Нельсон свита мраморов горы Артур. Повсеместно они согласно налегают на сланцы свит Пиил и Флора. Эта толща представлена линзами и прослоями мраморизованных известняков и доломитов часто с брекчиевидной структурой, чисто хомогенными на юге и обогащенными глинистым материалом на западе и севере. В них встречаются обломки кораллов и триптоидей. Мраморизованные известняки чередуются с прослоями глинистых сланцев, в которых были встречены граптолиты. Возраст этой толщи на основании палеонтологических остатков, большинство из которых плохой сохранности, определяется как верхнеордовикский, а мощность ее колеблется от 300 до 1000 м. Общая суммарная мощность группы горы Артур средне- и верхнеордовикского возраста на западном крыле антиклинория Хаупири около 3500 м, а на восточном — не более 3000 м. Общая суммарная мощность ордовикских отложений в округе Нельсон не менее 7000—8000 м.

На крайнем юго-западе Южного острова, по данным Б. Вуда (Wood, 1960), ордовик представлен преимущественно глубоко метаморфизованными и гранитизированными образованиями. Только в районе залива Эдварсон и Канарис распространены относительно слабо метаморфизованные отложения этого возраста. Они выделяются в свиту Презервейшен. Свита сложена граувакками и кварцитами, характеризующимися косой слоистостью и знаками волноприбойной ряби, переслаивающимися с филлитовыми и графитистыми сланцами. В последних были собраны граптолиты нижнего ордовика (Benson, Keble 1935). Видимая мощность свиты достигает 1300 м. В контакте с гранитоидами граувакки метаморфизованы и постепенно сменяются мусковитовыми и биотито-силлиманитовыми кристаллическими сланцами. Это позволило Б. Вуду сопоставлять данные образования с литологически сходными породами верхов свиты Сневотер, известными в других местах района Фиордов.

В этой же части района Фиордов к ордовикам Б. Вудом относятся также толща интенсивно метаморфизованных образований, составляющих свиты Маунт-Солитар, Брайдшоу, Уэт-Жакет и Лонг-Саунд. Это пользующиеся широким распространением ортогнейсы, включающие многочисленные мелкие тела и апофизы различных парагнейсов — долеритового и гранодиоритового состава. Среди ортогнейсов наиболее часто встречаются рогово-обманковые, роговообманково-полевошпатовые и гранатовые разности, а также гранато-авгитовые, гранато-гиперстеновые и полевошпатовые кристаллические сланцы, мраморы и амфиболиты. По мнению многих новозеландских геологов, детально изучавших район Фиордов, образование данных толщ произошло за счет гранитизации осадочных пород, в основном глинистых сланцев. Автор сам имел возможность познакомиться с многочисленными примерами постепенных переходов между гранитоидами и вмещающими породами. В целом для всего района типична пятнистая гранитизация. Предполагаемая мощность гранитизированных пород ордовикского возраста, по мнению Вуда, не менее 6000 м.

В других районах Новой Зеландии отложения ордовика не установлены.

С и л у р

В отличие от подстилающих образований, породы, содержащие фауну силурийского возраста, не были установлены в пределах Южного и Северного островов Новой Зеландии. В тех же районах, где известны ордовикские отложения, к силуру, как правило, относится немая толща, расположенная между ордовиком и нижним девоном, причем повсеместно предполагается, что она частично включает и верхи ордовика.

На северо-западе Южного острова, в районе Нельсона, к силуру относятся отложения свиты Уангапека. Они представлены черными аргиллитами, переслаивающимися с кварцитовидными песчаниками и редкими прослоями известняков. В южной части этого района, по данным Д. Гриндли (Grindley, 1961), в разрезе свиты преобладают сланцевые породы, в то время как на севере в нем резко увеличивается количество прослоев песчаников. Мощность данных отложений меняется от 500 до 1500 м. Возраст их, как уже указывалось выше, определяется стратиграфическим положением: они согласно залегают на верхнеордовикских мраморах горы Артур и в свою очередь также согласно перекрываются нижнедевонскими отложениями.

На юго-западе того же острова, в районе Фиордов, по данным Б. Вуда (Wood, 1960), к силуру и девоцу условно относятся верхняя половина разреза гранитизированных и интенсивно метаморфизованных пород, весьма подробно описанных еще Дж. Парком (Park, 1921). Это метаморфические образования свит Даски, Припцесса и Томпсон (рис. 32). Все они представлены литологически сходным комплексом расслаивованных мусковитовых и биотитовых кристаллических сланцев с меньшим или большим количеством граната, роговообманково-плагноклазовыми гнейсами, кварцитами и графитовыми и хлоритовыми сланцами с редкими прослоями мраморов. Общая предполагаемая мощность данных метаморфических образований около 8000 м. Как и для пород ордовика, для них характерно отсутствие интрузивных контактов с граптодоридами и диоритами и наличие с последними зон переходов и магматизации. В других районах образования силурийского возраста не выделяются.

Д е в о н

Фаунистически охарактеризованные нижне- и среднедевонские отложения были установлены еще в прошлом веке Г. Гектором (Hector, 1877) и А. Мак Коем (McKay, 1877, 1883) в районе г. Рифтона, на западе центральной части Южного острова. Несколько позднее в районе Нельсон

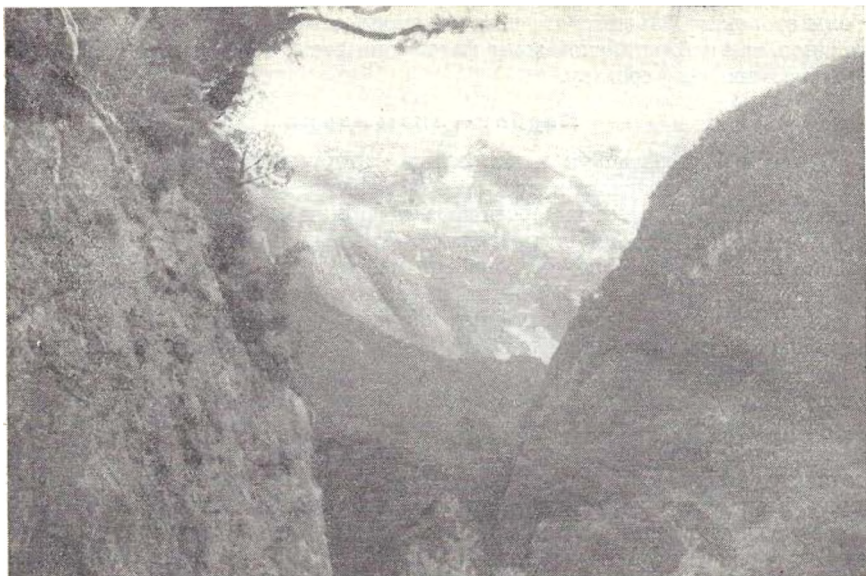


Рис. 32. Новозеландские Альпы у фиорда Милфорд Саунд, сложенные гнейсированными и гранитизированными граувакками

одновозрастные образования были обнаружены и в долине р. Батон (Henderson a. oth., 1925; Shirley, 1938). К сожалению, и в том и в другом районе породы девона распространены на весьма ограниченной площади. В районе Нельсон разрез девона был описан в верховьях бассейна р. Мочуэка. Они выполняют ядра синклинальных складок и связаны постепенным переходом с подстилающими образованиями. Эти породы выделяются в группу Батон, которая в свою очередь подразделяется на две свиты — Эллис и Батон (Grindley a. oth., 1960).

Нижняя из них — свита Эллис сложена толстослойными кварцитами, чередующимися с тонкими прослоями глинистых сланцев и алевролитов, общей мощностью от 200 до 1500 м. Верхняя — свита Батон образована серыми известковистыми аргиллитами и органогенными мергелями, переполненными обломками брахиопод, кораллов, криноидей, трилобитов и других окаменелостей. Мощность свиты 1500 м. Собранные в отложениях этих свит фауна была определена Ширлеем (Shirley, 1938) как нижнедевонская.

В районе Рифтон девонские образования выполняют узкие грабены и были описаны в долине р. Ипогауа. Они были детально изучены П. Саггатом (Suggate, 1957). По данным этого исследователя, здесь в разрезе девона (группа Рифтон) выделяются четыре горизонта (снизу вверх): нижних кварцитов (до 800 м), мергелей (до 200 м), органогенных известняков (мощностью 30 м) и верхних кварцитов (мощностью около 200 м). Собранные в этих породах окаменелости датируют возраст группы Рифтон как нижний и средний девон. На крайнем юго-западе острова, как уже указывалось выше, силурийские и девонские образования выделяются в единую толщу.

В заключение к стратиграфии девонских отложений следует особо подчеркнуть, что в Новой Зеландии нигде не обнаружены породы верхов среднего и верхнего девона. Таким образом, образованиями девонского возраста кончается разрез нижних горизонтов зоны Хоканге. Сменяющие их

верхнепалеозойские образования карбона и перми были установлены по обеим сторонам Альпийского разлома, причем как в пределах зоны фаций Хоканое, так и Альпийской зоны фаций они резко отличались между собой по вещественному составу.

Карбон — низы перми

Вопросы стратиграфии и корреляции отложений каменноугольного — нижнепермского возраста в пределах Южного острова Новой Зеландии относятся к числу самых интересных в познании характера палеозойских геосинклинальных толщ в пределах островных дуг юго-запада Тихого океана. Здесь с юга, от южного побережья провинции Отаго, до севера, до района Нельсон, резко различные по своему составу толщ разделены лишь крупным разломом. Западные фации — фации зоны Хоканое представлены спилито-кератофировой формацией, сменяющейся мелководными образованиями; восточные — фации Альпийской зоны, которые, по мнению новозеландских геологов, являются глубоководными и поэтому весьма однократными, образованы преимущественно граувакками и сланцами, различающимися лишь степенью метаморфизма. Интересна и другая особенность этих двух зон: если породы первой из них содержат многочисленную фауну, позволяющую проводить ярусное расчленение перми, то в пределах второй известны лишь единичные находки, которые с той или иной степенью условности дают возможность выделять лишь системы. Учитывая такое резкое различие разновозрастных отложений этих зон, мы будем описывать их стратиграфию отдельно. Для удобства описания начнем с наиболее южных районов острова, где образования карбона и низов перми были детально описаны Д. Гриндли (Grindley, 1958).

Зона Хоканое

Нижняя половина разреза каменноугольных — нижнепермских образований в долине р. Энглингтон, между озерами Те-Апу и Уокатипу, была описана вначале Г. Гектором (Hector, 1865), а затем Соксом С. (Soh, 1879) и А. Мак Коем (McKay, 1881) как система Те-Апу. В связи с тем, что первоначально в эту систему были включены образования, не только различные по своему составу, но и резко отличные по возрасту, многие геологи отказались от употребления этой стратиграфической единицы. Однако в последние годы название системы Те-Апу вновь вошло в стратиграфическую номенклатуру. Д. Гриндли (Grindley, 1958, стр. 21) пишет, что «система Те-Апу является вадгрупповой, включая большое количество отдельных групп и формаций, распространенных в обширном географическом регионе и различных литологических фациях». На юге и юго-западе Южного острова, непосредственно к востоку от области распространения гранитизированных метаморфических пород района Фиордов, система Те-Апу сложена преимущественно вулканогенными образованиями. Здесь низы ее разреза слагают эффузивы Энглингтон. Они представлены зелеными и темно-зелеными вулканогенными породами — авгитовыми порфирами и базальтами, андезитами и кварцевыми кератофирами, чередующимися с туфами основного состава, туфогенными песчаниками, вулканическими брекчиями и агломератами. Лавы имеют модульную отдельность. Мощность этой толщи около 3000 м. Возраст по их стратиграфическому положению между тнейсовым комплексом района Фиордов и нижнепермскими образованиями, в конгломератах которых встречены обломки данных лав, определяется как каменноугольный. Эффузивы Энглингтон прорваны гранитными интрузиями Маккой и ультраосновными телами Рей-Маунтин.

Залегающая выше по разрезу толща вулканогенных пород Левингстон сложена спилитами и альбитовыми долеритами, с послойными силлами альбитовых габброидов и эпидиоритов. Среди лав встречаются линзы и

прослой граувакков и серых туфогенных аргиллитов, а в самых верхах разреза — зеленые и красные вулканические брекчии. Мощность этой толщи около 1000 м. Она непосредственно перекрывается известняками с фауной артинского яруса нижней перми, на основании чего Д. Гриндли (Grindley, 1958) и Д. Вотерхаус (Waterhouse, 1964) принимают возраст горизонта Левингстон как сакмарский и шкирсартинский и считают их базальными горизонтами перми.

На самом северо-востоке Южного острова в округе Нельсон и на островах Д'Юрвилль и Пепин вулканогенные породы низов разреза перми используются широким распространением. В последние годы эти образования были детально изучены Г. Брюсом (Bruce, 1962), Х. Веллманом и другими (Wellman *et al.*, 1952), А. Беком (Beck, 1964) и Д. Вотерхаусом (Waterhouse, 1964a, b). Отложения перми в этих районах выполняют осевую часть синклинали Нельсон и представлены преимущественно вулканогенными образованиями. В южной части данного района вулканогенные породы выделяются как группа Лл-Ривер, а в северной — как эффузивы Брук-Стрит. Разрез первой группы в основании сложен спилитовыми лавами с подушечной отдельностью, среди которых имеются прослои лаваагломератов, конгломератов и черных аргиллитов, которые прорваны дайками серпентинитов. Выше спилиты сменяются тонкозернистыми черными аргиллитами, переслаивающимися с прослоями туфогенных песчаников и конгломератов, переполненных галькой основных эффузивов и их туфов. Местами вкрест простирания этой части группы сланцы фацциально замещаются зелеными туфогенными граувакками, мощность которых резко возрастает по сравнению с мощностью сланцев, как, например, на побережье бухты Крой-силлес, где она достигает 3000 м. В данных терригенных образованиях были встречены фрагменты пермской фауны. Векшают разрез группы вновь спилитовые лавы и лаваагломераты, с которыми часто ассоциируются ультраосновные интрузии — дуниты, габброиды и серпентиниты. Общая ее мощность колеблется от 1500 до 4000 м.

Толща эффузивов Брук-Стрит, широко распространенная на восточном берегу острова Д'Юрвилль, по данным Д. Вотерхауса (Waterhouse, 1964), в основании сложена массивными зелеными туфами основных эффузивов, которые выше сменяются аргиллитами, туфогенными песчаниками и граувакками. Верхняя половина ее разреза образована спилитовыми лавами, кератофирами и лаваагломератами с многочисленными прослоями аргиллитов, яшм и туфогенных пород. В этих отложениях также были встречены брахиоподы и гастроподы пермского возраста. Мощность толщи не менее 3500 м.

Следует подчеркнуть, что новозеландские геологи считают основные эффузивы долины Энглингтон одновозрастными с вулканогенными породами района Нельсон и относят их к самым верхам карбона и нижней перми. Совершенно иной литологический комплекс, включающий и несколько более древние образования, был установлен на востоке Южного острова в пределах Альпийской фацциальной зоны.

Альпийская зона

Образования Альпийской фацциальной зоны отличаются удивительным однообразием состава и представлены в основном граувакками и сланцами. Они распространены на востоке Южного острова в центральной и северной частях провинции Отаго и почти на всей территории провинции Кентерберри. Стратиграфия всего этого мощного комплекса разработана пока слабо. Геологическое картирование и детальное стратиграфическое расчленение граувакковых толщ затрудняет не только их удивительно однообразный состав, но и чрезвычайно редкие находки фауны. Кроме того, в центральной части Отаго и на севере Кентерберри эти породы метаморфи-

зованы и превращены в кристаллические сланцы и гнейсы, известные в литературе под названием сланцев Отаго, Мальборо, Хаст и альпийских (Turner, 1933, 1934, 1935; Hutton, Turner, 1936). Эти метаморфические породы слагают нижние части разреза Альпийской зоны, однако в удаленных друг от друга районах они имеют разный возраст.

Так, метаморфические сланцы Отаго в районе оз. Уокатипу на юге провинции Отаго, вероятно, соответствуют по возрасту карбону (?) и, возможно, низам перми (Grindley, 1958; Wood, 1956, 1962); сланцы Хаст — на севере Отаго и западе Кентерберри — карбону — среднему триасу (Gregg, 1964; Mutch, 1963), а сланцы Мальборо — только карбону (Beck, 1964; Lensen, 1963).

Как видно из этого краткого перечня, выделение метаморфических толщ в одну группу связано с их сходством по характеру метаморфизма. По степени метаморфизма, возможную причину которого мы рассмотрим ниже, Ф. Тэрнером и С. Хаттоном выделяются три зоны метаморфизма — гранато-олигоклазовая, биотитовая и хлоритовая, которые картируются на значительной территории.

Метаморфические образования гранато-олигоклазовой зоны прослеживаются вдоль восточного склона Южных Альп и приурочены к Альпийскому разлому. Впервые они были выделены Тэрнером (Turner, 1933) в долине р. Хаст и в последующем изучены и описаны Д. Гриндли (Вуд, Гриндли, Харрингтон, 1963; Grindley, 1957), Х. Веллманом (Wellman, 1956) и др. В узкой полосе распространения пород данной зоны преобладают олигоклазовые гнейсы, сильно рассланцованные и образующие запрокинутые на запад линейные структуры. Иногда среди олигоклазовых гнейсов встречаются разности, содержащие крупные кристаллы граната (альмандина). После исследований Д. Гриндли было установлено, что появление столь глубоко метаморфизованных пород не связано с какой-либо одной структурой. К западу от горы Кука породы зоны прослеживаются широкой полосой вдоль Альпийского разлома, и их первичная слоистость и оси складок продолжают на юго-восток, под острым углом пересекая границы других метаморфических зон. По мнению ряда геологов (Turner, 1935; Gregg, 1964 и др.), гранато-олигоклазовые гнейсы образовались за счет метаморфизма граувакковых пород, а встречающиеся среди них редкие прослои амфиболитов — за счет спилитовых лав.

Образования следующей — биотитовой зоны были установлены впервые Ф. Тэрнером (Turner, 1933) непосредственно к востоку от полосы распространения гранатовых и олигоклазовых гнейсов. Кроме того, в последние годы подобные породы были встречены в ядрах антиклинальных сводов в центральном Отаго. Это главным образом среднеринчатые биотитовые сланцы и гнейсы, содержащие также кварц, альбит и мусковит. Вероятно, они образовались за счет метаморфизма граувакковых и глинистых сланцев. Границы распространения пород этой зоны весьма условны и обычно они проводятся по одному признаку — присутствию среди породообразующих минералов биотита.

Последняя — зона хлоритовых сланцев наиболее полно изучена. Сланцы этой зоны пользуются широким распространением в пределах провинций Отаго и Кентерберри и полностью этой зоне соответствуют метаморфические комплексы сланцев Мальборо и Отаго. С. Хаттоном (Hutton, 1940) среди пород данной зоны были выделены по степени метаморфизма и рассланцованности четыре подзоны.

1. Первая подзона хлоритовых сланцев образована частично перекристаллизованными граувакками и хлоритизованными аргиллитовыми сланцами, пересланцованными с отдельными прослоями и линзами основных лав и кремнистых пород. Обычно породы данной подзоны отличаются от неметаморфизованных граувакков и сланцев лишь более тонкой сланцеватостью. Однако, как показало картирование в крупных районах, те и

другие иногда мало различаются и поэтому на геологических картах они выделяются вместе.

2. Вторая подзона хлоритовых сланцев включает те же по составу образования, мелкозернистые и полностью перекристаллизованные. Чаще всего для пород второй подзоны не характерна расслаиванность и в целом они представляют собой массивные разности. Граувакки второй подзоны достаточно хорошо картируются, но связаны постепенными переходами с образованиями как первой, так и третьей подзон.

3. Третья подзона хлоритовых сланцев представлена мелкозернистыми, грубо расслаиванными и полностью перекристаллизованными породами, которые образовались первично из граувакковых и туфогенных сланцев. Для них кроме хлорита обычен мусковит и серпичит.

4. Наконец породы четвертой подзоны представляют собой пружозернистые, полностью перекристаллизованные образования, повсеместно интенсивно расслаиванные. С этими метаморфическими толщами связаны отдельные кварцевые жилы. Хотя не вызывает сомнения, что первичный состав толщ четвертой подзоны мало чем отличался от предыдущих, все же необходимо отметить, что они всегда слагают ядра наиболее крупных антиклинальных складок и, видимо, являются древнейшими среди кристаллических сланцев Отаго, несмотря на то что метаморфизм этих пород не только региональный. Однако этот вопрос заслуживает специального рассмотрения.

Впервые Ф. Тэрнер и С. Хаттон, изучавшие метаморфизм этих толщ, высказали предположение о наличии крупной гранитной интрузии под областью их распространения. В последующем Х. Веллман (Wellman, 1956), а вслед за ним Д. Гриндли, Б. Вуд и ряд других геологов пришли к выводу, что метаморфизм кристаллических сланцев Отаго, Мальборо и других связан с большими давлениями нагрузок и изменением термального градиента с погружением на большие глубины, т. е. они высказали предположение, что это типично региональный метаморфизм. Однако в последние годы все больше накапливается материала, частично противоречащего точке зрения Х. Веллмана. Они получили подробное освещение в работе В. С. Буртмана (1965). Суть их сводится к тому, что в различных местах, особенно в зонах распространения глубоко метаморфизованных пород, удается установить, что первичная слоистость не совпадает с направлением сланцеватости и с границами метаморфических зон и в ряде мест пересекает их под острым углом. Поэтому сейчас уже нельзя однозначно говорить только о региональном метаморфизме кристаллических пород. Скорее всего в ряде мест на последний происходит наложение процессов динамометаморфизма. Об этом свидетельствуют детальные исследования, проведенные в последние годы Б. Вудом (Wood, 1963) и Д. Гриндли (Grindley, 1963), указывающие, что далеко не всегда древние толщи оказываются метаморфизованными интенсивнее более молодых. В ряде случаев, как, например, в Южных Альпах, в долине р. Хаст, одноименные хлоритовые сланцы третьей и четвертой подзон, возраст которых, вероятно, верхнепермский или нижнепермский, согласно сменяются граувакками среднего триаса. К востоку от оз. Уокатиупа на сланцах Отаго согласно залегают граувакки группы Кейпелс третьей подзоны, возраст которых датируется как верх карбона — низы перми. Точно такие же сланцы Мальборо в районе Нельсон подстилают пермско-каменноугольные отложения группы Петроуз. Все это еще раз свидетельствует о наложении на региональный метаморфизм, который, вероятно, соответствовал метаморфизму второй и третьей подзон хлоритовых сланцев, процессов динамометаморфизма, приведших к образованию глубоко метаморфизованных толщ.

Возраст кристаллических сланцев остается неясным. Выше мы уже кратко рассмотрели некоторые датировки его в связи с разбором проблемы метаморфизма. Х. Веллман (Wellman, 1956) высказал предположе-

ние, что они не древнее карбона и повсеместно не моложе среднего триаса. Он отрицал наличие среди них более древних пород на том основании, что в наиболее нижних горизонтах отсутствуют мраморы или кварциты, которые могли бы соответствовать карбонатным породам и аркозовым песчанникам ордовика — девона зоны Хоканое. Однако нам представляется, что это положение вряд ли может о чем-либо свидетельствовать. Если, как будет видно ниже, разновозрастные отложения перми и триаса этих двух зон резко отличны друг от друга, то почему не могут быть столь же различными и более древние отложения? В пределах Альпийской зоны по своему составу разрез почти не меняется от карбона и перми до мела, в отличие от зоны Хоканое, где он сложен литологически совершенно различными образованиями. Поэтому логичнее было бы предположить, что и докаменноугольные образования в ее пределах будут иметь больше вещественного сходства с вышележащими, чем с породами Хоканое, а следовательно, комплекс кристаллических сланцев может включать и породы докаменноугольного возраста. На основании этого мы приходим к выводу, что возраст комплекса кристаллических сланцев Отаго, Мальборо и Хаст следует рассматривать как среднепалеозойский — пермский, а местами (в связи с наложенными процессами диазометаморфизма) и досреднетриасовый. Мощность его остается невыясненной. В антаклизории северного и центрального Отаго она не имеет 15 км (Wood, 1962).

Залегающие на метаморфических сланцах более высокие горизонты нижней перми представлены различными типами разрезов. На западе, непосредственно рядом с зоной Хоканое, они сложены мелководными образованиями, а на востоке — более глубоководными. Рассмотрим вначале западные разрезы.

На самом юго-западе Южного острова, в районе Горз, на окраинных зеленых граувакках и тонкослоистых сланцах группы Таупека, соответствующих второй подзоне хлоритовых сланцев Отаго (Wood, 1956), залегают образования группы Уайпаху. Разрез ее в основании сложен преимущественно красновато-бурыми и зеленовато-бурыми полевошпатовыми граувакками, массивными и среднеслоистыми, переслаивающимися с тонкими прослоями и линзами черных глинистых сланцев и кремнистых пород. Встречается нижняя половина разреза прослоем спилитовых лав, мощность которого около 400 м. В верхах разреза группы граувакки переслаиваются с многочисленными тонкими прослоями черных аргиллитов, пестроцветных туфов основных лав и спилитов. Среди них имеется также прослой внутриформационных конгломератов. Характерно, что в этих породах сохранились следы, указывающие на мелководные условия осадконакопления, такие как косая слоистость и обрывки растительных тканей. В них также были встречены *Maitaia*, характерные для отложений пермского возраста. Мощность образований группы Уайпаху определяется Б. Вудом в 4500 м. Восточнее и северо-восточнее породы группы Уайпаху фациально сменяются вкрясть и частично по простирацию силитами Левингстон.

Несколько западнее и северо-западнее от оз. Уокатиу, на восточном склоне долины Энглингтон, по данным Д. Гриндли (Grindley, 1958), обнажается мощная толща граувакков группы Кейплес. По стратиграфическому положению она частично соответствует отложениям группы Таупека, частично группы Уайпаху. Породы группы Кейплес залегают совершенно согласно на хлоритовых сланцах Отаго (вторая подзона) и представлены зелеными, местами рассланцованными граувачковыми песчаниками, включающими обломки черных аргиллитов. Они переслаиваются с сивевато-черными тонкослоистыми глинистыми сланцами, местами сменяющимися аспидными разностями. В этих отложениях имеются линзы и слиты спилитов и серпентинитов, мощность которых около 30 м. Общая мощность группы Кейплес около 3000 м. Д. Гриндли считает возраст данных образований верхнекаменноугольным и нижнепермским.

На северо-востоке Южного острова, на побережье залива Королевы Шарлотты в районе Нельсон, стратиграфическими аналогами группы Кейплес являются образования группы Пелроуз (Waterhouse, 1964a). Они распространены западнее хлоритовых сланцев Мальборо и, по мнению А. Бека (Beck, 1964), Д. Вотерхауса и других, связаны фациальными переходами вкосте простирания с вулканическими породами группы Ли-Ривер. Разрез группы Пелроуз сложен массивными и среднеслоистыми траувакковыми песчаниками зеленого и буровато-красного цветов, иногда имеющими следы волноприбойной ряби, переслаивающимися с черными тонкослоистыми аргиллитами и зеленовато-серыми алевролитами. В виде отдельных прослоев в толще встречаются и внутриформационные конгломераты, брекчин и кремнистые сланцы. Мощность разреза группы не менее 3000 м. Возраст этих пород точно не установлен, однако, учитывая, что они являются фациальными аналогами эффузивов Ли-Ривер, в которых в верхах встречается фауна перми, он условно принимается как каменноугольный — пермский.

В восточной половине Альпийской зоны фаций, как уже говорилось выше, к отложениям этого возраста, видимо, относится часть разреза метаморфических сланцев Отаго, Альпийских, Хаст и Мальборо. Хотя их вещественный состав почти совсем не отличается от отложений группы Таупека, Кейплес и Пелроуз, однако в них не имеется никаких следов мелководности, нередко встречающихся в отложениях последних групп. По мнению всех последователей, такая удивительная выдержанность фаций этих образований в восточных районах Южного острова объясняется тем, что они являются несравненно более глубоководными, чем одновозрастные отложения на западе того же острова.

Повсеместно, где распространены толщи карбона и низов перми, они перекрываются более молодыми пермскими образованиями.

Пермь

Отложения верхней половины пермской системы широко распространены в пределах Южного острова в тех же районах, где и более древние пермские образования. Кроме того, они известны и на о-ве Окленд, на крайнем севере Северного острова. Данные образования были детально изучены и описаны впервые У. Хочестером в районе Нельсон, а в последние годы Х. Веллманом (Wellman, 1948), Б. Вудом (Wood, 1956), Д. Гриндли (Grindley, 1958), Р. Хоем (Hoy, 1960) и др. Наиболее детально вопросом стратиграфии перми занимался Д. Вотерхаус, которым был опубликован ряд работ, специально посвященных описанию фауны и корреляции разрезов этого возраста (Waterhouse, 1964a, b).

Для пород этого возраста также отчетливо выделяются два типа фаций, резко различных между собой. Зона фаций Хоканое выделяется только на Южном острове, в то время как восточная, Альпийская фациальная зона прослеживается и на Северном острове, в пределах о-ва Окленд.

Зона Хоканое

Отложения перми, соответствующие, вероятно, верхнему отделу этой системы, были прослежены в пределах зоны от района Горэ на юге Южного острова до округа Нельсон на его севере. Они повсеместно выполняют ядра синклинальных структур, приуроченных к полосу сочленения двух различных фациальных зон. В отличие от каменноугольных и нижнепермских пород, отложения верхней перми фаций Хоканое частично перекрывают и окраинные части Альпийской фациальной зоны. Причем, если в пределах самой зоны Хоканое между нижней и средней пермью нет перерывов

и несогласий, то в тех местах, где отложения нижней перми, представленные альпийскими фациями, перекрываются верхнепермскими образованиями фаций Хоканое, между ними прослеживается резкое региональное несогласие. Наиболее хороший пример данных соотношений был описан Б. Вудом (Wood, 1956) в районе Горэ.

Здесь с угловым несогласием на граувакковых толщах группы Уайпах залегает базальные конгломераты и грубозернистые туфогенные песчаники группы Артуртон. Конгломераты содержат хорошо окатанную гальку, размеры которой обычно варьируют от 1 до 10 см в диаметре. Состав ее весьма разнообразен; в ней встречаются как кремнистые граувакки, так и различные вулканогенные породы — спилиты, кератофиры и их туфы, а также гранодиориты и грашитоиды, сходные с интрузиями района Фиордов. Мощность конгломератов весьма изменчива и колеблется от 30 до 150 м. Выше по разрезу конгломераты вначале сменяются чередующимися между собой серыми алевролитами и аргиллитами, а затем — массивными полевошпатовыми песчаниками. На песчаниках залегает прослой внутриформационных конгломератов незначительной мощности, которые в свою очередь перекрываются органогенными известняками и алевролитами с отпечатками растений. В этих известняках были встречены фауна *Atomodesma* sp. и другие окаменелости верхней перми. Венчает разрез группы Артуртон толща слоистых полевошпатовых песчаников, алевролитов и аргиллитов, среди которых имеются прослой кристаллических туфов. Общая мощность группы около 1200 м. На породах группы Артуртон с резким угловым несогласием и перерывом залегают отложения нижнего триаса.

По направлению на северо-запад, в долине Энглингатон, в центральной части синклинали Кей-Суммит распространены разновозрастные и литологически весьма сходные образования группы Майтаи. В отличие от района Горэ, здесь они совершенно согласно перекрывают вулканогенные толщи базальных горизонтов перми. Разрез группы Майтаи был детально изучен Д. Гриндли (Grindley, 1958), который выделил в нем четыре свиты. Нижняя из них, свита Хоуден, залегает согласно на эффузивах Левингстон и сложена граувакковыми песчаниками, состоящими из мелких угловатых обломков вулканогенных пород, чередующихся с прослоями и линзами бурых известняков, мергелей и тонких пачек перекристаллизованных туфов. Их мощность меняется от 300—400 до 1500 м. Вышележащие отложения свиты Тапара представлены тонкополосчатыми и тонкослоистыми серыми аргиллитами, переслаивающимися с отдельными прослоями серых песчаников мощностью до 3 м. Эта толща довольно однообразна и хорошо картируется. Наличие тонкой полосчатости в аргиллитах свиты Тапара позволило Х. Веллману (Wellman, 1952) сравнивать их с последнедевонскими ламинаритовыми сланцами восточной Австралии. К этой точке зрения присоединились и ряд других исследователей (Fletcher, 1952; Grindley, 1958), которые также считают, что сланцы Тапара являются флювиогляциальными образованиями. Общая мощность их около 2500 м. Согласно перекрывающие ламинаритовые сланцы отложения свиты Уинтон были описаны и изучены на очень ограниченной территории, севернее горы Коунтес. Это песчочные красные и зеленые тонкополосчатые туфогенные песчаники, чередующиеся с редкими тонкими прослоями аргиллитов и алевролитов. Мощность их невелика, не более 300 м. И, наконец, венчают разрез группы Майтаи грубообломочные породы свиты Коунтес. В основании последняя сложена массивными средне- и грубозернистыми туфогенными песчаниками, переслаивающимися с редкими прослоями алевролитов. Верх свиты образованы чередующимися грубозернистыми песчаниками, галечниками и конгломератами. В песчаниках встречаются отпечатки растений. Вся эта толща образовалась из вулканогенных пород основного состава, на что указывают обломки спилитовых лав в конгломератах и состав обломочного материала в песчаниках. Суммарная мощность этой свиты свыше 4000 м. Об-

шая мощность пород группы Майтай в ядре синклинали Кей-Суммит около 5000—8000 м. Редкая фауна, которая была собрана в отложениях всех свит этой группы, датирует их возраст как пермский. К сожалению, в долине Энглингтон и у оз. Те-Ану не удается установить их соотношение с отложениями триаса.

На северо-востоке Южного острова, в районе Нельсон и на о. Д'Юрвиль отложения верхней половины пермской системы были подробно изучены Х. Веллманом (Wellman, 1957) и Д. Вотерхаусом (Waterhouse, 1964a). Здесь отложения группы Майтай ими были подразделены на пять свит, последовательно согласно сменяющих друг друга. Залегающая в основании группы толща известняков Вудед Пик перекрывает согласно, с маломощным прослоем конгломератов в основании, вулканогенные толщи Ли-Ривер и Брук-Стрит. В основном свита сложена тонкополосчатыми и тонкослоистыми известняками розоватого и зеленоватого цветов, переполненными пелциподами *Atmodesma*. Встречающиеся в известняках в виде прослоев пачки зеленых песчаников целиком состоят из обломков основных эффузивов. Мощность известняков Вудед-Пик непостоянна и изменяется от 100—150 до 300 м. Они перекрываются песчаниками Трамвей. Эти отложения великоленно картируются и повсюду в пределах данного района представлены одним и тем же типом пород — тонкозернистыми ламинаритовыми песчаниками и алевролитами темно-серого и голубовато-стального цветов. Изредка среди них встречаются линзы известняков с *Atmodesma*. Детальный петрографический анализ показывает, что они тоже в основном образовались за счет размыва вулканогенных толщ карбона и низов перми. Мощность этих ламинаритовых слоев около 300—500 м. Вышележащая свита Гревилл сложена тонкозернистыми ламинаритовыми песчаниками, алевролитами и глинистыми сланцами. Мощность отдельных прослоев невелика, и в одном дюйме удается выделить от 3 до 20 ритмов чередования. В песчаниках местами наблюдаются косая слоистость и подводная оползневая структура. Редко среди этих пород имеются прослои мергелистых сланцев мощностью до 5 см и тонкие линзы конгломератов, галька в которых представлена граувакками и основными эффузивами. В верхней половине разреза свиты наряду с чередованием ламинаритовых пород присутствуют и массивные грубозернистые граувакковые песчаники, с тонкими линзами черных глинистых сланцев и брекчий, состоящих из обломков черных алевролитов. При выдержанности литологического состава мощность свиты Гревилл сильно варьирует по простиранию, изменяясь от 1200 до 2500 м. Встреченные в этих породах амmonoидеи *Xenaspis carbonaris* Waagen, по мнению Д. Вотерхауса (Waterhouse, 1964a), позволяют датировать их возраст как верхи казанского яруса. Свита Уаца, согласно сменяющая вверх по разрезу отложения свиты Гревилл, легко картируется благодаря яркой окраске слагающих ее пород. Она образована чередующимися между собой тонкополосчатыми и мелкозернистыми зелеными песчаниками и алевролитами, среди которых имеются тонкие прослои красных глинистых сланцев. По мнению Д. Вотерхауса, эти отложения образовались за счет переложения пепловых туфов. Иногда на них имеются следы волноприбойной ряби. Мощность свиты достигает 700 м. Последняя свита пермского разреза округа Нельсон, свита Стефенс, образована типично мелкозернистыми отложениями. Кос-где в ее основании прослеживаются горизонты конгломератов, но во всем данном районе не удается установить каких-либо следов перерывов и несогласий между этой толщей и подстилающими породами. Свита сложена чередованием массивных и грубозернистых песчаников и конгломератов, серых алевролитов, известняков и мергелистых сланцев. В песчаниках имеются следы косой слоистости и волноприбойной деятельности, а также прибрежных оползней. Известняки включают многочисленные окаменелости верхов перми. Мощность данных отложений около 1500 м.

Таким образом, суммарная мощность группы Майтап в округе Нельсон около 5000 м.

На данных породах перми залегают конгломераты и грубозернистые песчаники среднего триаса. Хотя непосредственный контакт между этими толщами не был прослежен, крупный стратиграфический перерыв и резкая смена отложений между пермью и средним триасом, по мнению А. Бека (Beck, 1964), могут свидетельствовать о значительной тектонической перестройке, произошедшей в нижнетриасовое время.

В заключение к описанию разрезов группы Майтап и ее аналогов, т. е. пермских образований зоны Хоканое, хотелось бы отметить, что весь разрез данных пород несет следы относительной мелководности и образовался преимущественно за счет разрушения подстилающих вулканогенных толщ. Необходимо также подчеркнуть общность разрезов удаленных друг от друга фаций Южного острова, которая может, вероятно, свидетельствовать о выдержанности условий седиментации в пределах зоны Хоканое.

Совершенно иные осадочные комплексы пермского возраста были описаны всего в нескольких десятках километрах к востоку в Альпийской зоне фаций.

Альпийская зона

Одновозрастные образования в пределах Альпийской зоны литологически, а в ряде мест и по степени метаморфизма, ничем не отличаются от метаморфических сланцев карбона (?) и низов перми. Твердым доказательством их распространения кроме непрерывного разреза от карбона (?) вплоть до мела служат редкие находки обломков пелецпид *Atomodesma*, которые обычно встречаются в хлоритовых сланцах первой и второй подзон. Поэтому несмотря на то, что отложения данного возраста несомненно присутствуют в этом едином мощном разрезе граувакков, их нижняя и верхняя границы остаются условными.

На западе зоны пермские образования, которые по возрасту соответствуют отложениям группы Майтап, были выделены Д. Гриндли (Grindley, 1958). Позднее они были описаны Б. Вудом (Wood, 1962) как свита Ротебан. Она сложена в основании серыми и зелеными слоистыми граувакками песчаниками и алевролитами, чередующимися с редкими прослоями красных и зеленых осадочных брекчий и известковистыми аргиллитами, которые согласно сменяют граувакки группы Кейплес (Grindley, 1958). Выше серые алевролиты перекрываются черными туфогенными сланцами, чередующимися с алевролитами и граувакковыми песчаниками, часто тонкополосчатыми и рассланцованными. Венчают разрез свиты туфогенные зеленые песчаники и красные аргиллиты и алевролиты. Общая мощность свиты Ротебан около 4000—4500 м.

На востоке Альпийской фациальной зоны, в центральном и южном Отаго и на юге Кентерберии одновозрастные породы большей частью входят в состав кристаллических сланцев Отаго, Хаст и Мальборо. В крайних восточных районах они также описывались А. Матчем (Mutch, 1963) как нижние горизонты группы Торлесс. Здесь они согласно сменяют хлоритовые сланцы второй подзоны. Это темные граувакковые песчаники и черные аргиллиты (рис. 33), среди которых в виде отдельных прослоев встречаются внутриформационные конгломераты. Галька в них состоит из граувакков, а также красных и зеленых основных эффузивов, кварцитов и изверженных пород. Среди сланцев имеются тонкие линзы темных известняков, в которых была обнаружена лишь единственная пачка, содержащая обломки пелецпид *Atomodesma*. Мощность нижней части разреза группы Торлесс, вероятно, соответствующей по возрасту пермской системе, около 5000 м. Эти породы совершенно согласно сменяются грауваковыми песчаниками и сланцами триаса. Есть все основания полагать, что такие же соотношения между пермью и триасом имеются в пределах всей восточной части Южного острова.



Рис. 33. Характер граувакково-сланцевой толщи верхнего палеозоя (альпийские фации, вторая подзона хлоритовых сланцев) у Кингстауна, провинция Отаго

На крайнем севере Северного острова, на Оклендском полуострове, в узкой полосе вдоль восточного его побережья, в наиболее древних образованиях этого района, в отложениях группы Уаипапа, были обнаружены пермские окаменелости. В этом районе к перми относится мощная (до 5000 м) толща граувакковых песчаников, среди которых имеются линзы и прослои спилитовых лав. В последних, в глыбах известняков, были найдены фузулиниты и кораллы низов казанского яруса (Waterhouse, 1964a). Эти образования также согласно сменяются граувакками с триасовой фауной. Кроме того, Д. Гриндли (Grindley, 1960) высказал предположение, что наиболее интенсивно метаморфизованные породы в осевых хребтах Северного острова по своему возрасту также относятся к перми. Однако в них не найдена какая-либо фауна.

Подводя итоги сказанному выше, следует подчеркнуть еще раз, что в Альпийской зоне, в отличие от зоны Хоканое, породы перми согласно перекрываются триасовыми образованиями. Кроме того, условия седиментации в первой из них не претерпели каких-либо изменений на границе этих двух систем. В пределах всей Новой Зеландии геосинклинальный характер развития продолжался как в мезозойской, так и кайнозойской эре.

Магматизм

Интрузивные породы палеозойского возраста пользуются широким распространением на Южном острове Новозеландского архипелага. Пожалуй, кроме Японии, ни на одном из островов Тихого океана не известно столь большое разнообразие домезозойских магматических образований, как в пределах этого острова. Однако почти все они приурочены к северо-западной части Южного острова — области распространения палеозойских пород, представленных фациями Хоканое, и лишь небольшие силлы и дайки ультраосновного и основного состава встречаются в регионе, сложенном граувакками Альпийских фаций. Таким образом, в узкой полосе, вытянутой вдоль восточного побережья Тасманова моря, про-

слеживаются магматические породы различного состава и генезиса, внедрение которых происходило в течение нескольких эпох интрузивного магматизма.

Изучение интрузивных комплексов Новой Зеландии было проведено впервые А. Мак Коем (МакКау, 1881), а вслед за ним Ж. Гектором, выделявшими их основные возрастные группы. В дальнейшем исследование магматических пород проводилось как геологами, занимавшимися вопросами региональной геологии, так и петрологами, изучавшими отдельно две основные группы интрузий — кислых образований, с одной стороны, и основных и ультраосновных — с другой. В каждой из этих групп выделяется в свою очередь несколько магматических комплексов, различающихся как по составу и возрасту внедрения, так и по своему структурному положению.

Ультраосновные и основные интрузии

Интрузии основного состава в пределах Новой Зеландии пространственно и, по-видимому, генетически чаще всего связаны с крупными разрывными нарушениями. Среди них по возрасту их внедрения выделяются две крупные группы — кембрийские или нижнеордовикские и верхнепалеозойские, возраст которых определяется как пермско-каменноугольный.

Ультраосновные породы кембрийского возраста были описаны Д. Гриндли (Grindley, 1961; Вуд, Гриндли, Харрингтон, 1963) в центральной части гор Тасман. Они слагают массив Кобб. Эти образования залегают согласно относительно вмещающих пород и дислоцированы вместе с ними. Массив достигает в длину 16—18 км при ширине 1,5 км и сложен в основном серпентинитом, превращенным в тальк. В окраинных частях массива гипербазиты сменяются рассланцованными габброидами, галька которых встречается в конгломератах ордовика. Кроме этого крупного тела, серпентиниты, частично превращенные в талько-магнезиальную породу, образуют ряд небольших линз, имеющих также согласные контакты с осадочными образованиями.

Кроме гор Тасман ультраосновные интрузии, возможно, нижнепалеозойского возраста встречаются в пределах района Фиордов. Здесь они образуют согласные с общим простиранием метаморфических образований линзы, сложенные серпентинизированными дунитами, а также тела, сложенные талько-магнезиальными породами, образовавшимися по серпентинитам.

Другой областью широкого развития палеозойских основных интрузивных пород является восточная часть нагорья Нельсон. В этом районе, в междуречье Мочуэка и Такака прослеживается в северо-восточном направлении пояс даек основных интрузий. Они представлены роговообманковыми диоритами и габбро, связанными постепенными переходами с кварцевыми диоритами и габброидами. Данные тела прорывают породы ордовика и девона, но были дислоцированы одновременно с вмещающими породами. В результате этого они участвуют в строении складчатых дислокаций наряду с кварцитами и мраморами, с которыми дайки имеют интрузивные контакты.

В отличие от нижне- и среднепалеозойских даек и силл, имеющих узко локальные зоны распространения, ультрабазиты верхнего палеозоя образуют единый интрузивный пояс северо-восточного простираения, прослеживающийся вдоль границы между зонами распространения фаций Хоканов и альпийских. Этот пояс вплотную подходит к Альпийскому сдвигу, которым он разделен на две части, и известен под названием поясов Нельсон и Ред-Маунтин.

На северо-востоке Южного острова массивы ультраосновных пород обычно ассоциируются с пермскими вулканическими образованиями ос-

нового состава и прослеживаются в виде единого пояса от о. Д'Юрвилль в юго-западном направлении до Альпийского разлома. В своей средней части пояс постепенно расширяется, и здесь расположен крупный массив дунитов гор Дан. Со всех сторон дуниты к периферии сменяются серпентинитами. Последние образуют также все небольшие тела этой же части пояса и встречаются как оторочки небольших массивов гарцбургитов и других ультраосновных пород.

В южной части данного пояса гипербазитовых интрузий дунитами и перидотитами слагаются массив Ред-Маунтин и массивы западного склона Оливинового хребта. Здесь также к югу и к северу они сменяются серпентинитами, среди которых встречаются небольшие по своим размерам тела габброидов и пироксенитов.

По мнению Б. Вуда, Д. Гриндли и Х. Харрингтона (1963), внедрение пояса гипербазитов Нельсон и Ред-Маунтин произошло в начале перми или конце карбона, так как они подстилаются и перекрываются осадочными породами этого возраста. Кроме того, галька гипербазитов была встречена в конгломератах нижней перми. Внедрение пояса гипербазитов, по мнению этих исследователей, происходило вдоль границы распространения мелководных фаций Хоканое с глубоководными альпийскими фациями, и он, несомненно, приурочен к тектоническому шву.

Иное структурное положение имеют интрузии среднего и кислого состава, которые распространены западнее и северо-западнее гипербазитового пояса.

Интрузии среднего и кислого состава

В пределах Южного острова Новозеландского архипелага была установлена единая последовательность смены различных типов средних и кислых изверженных пород палеозойского возраста. В большинстве случаев интрузии различного типа не связаны между собой пространственно, но, как правило, различные по составу гранитоиды имеют одну и ту же возрастную последовательность. Этот магматический ряд начинается с образованием зон гранитизации и заканчивается интрузивами кислого и щелочного состава.

Район распространения зоны гранитизации прослеживается вдоль западного побережья Южного острова от округа Фиордов до Греймаута. Во всей этой обширной зоне преобладают метаморфические породы, которые, по мнению Д. Гриндли, Б. Вуда и Х. Харрингтона, образовались при малых давлениях и высоких температурах, причем степень метаморфизма и гранитизации обычно повышается по направлению к «антиклинальным ядрам», сложенным гнейсированными диоритами и гранодиоритами. Учитывая пятнистый характер метаморфизма, все исследователи, проводившие изучение данных районов, связывают его с процессами гранитизации. Рассмотрим основные типы пород данной зоны.

Наибольшим распространением здесь пользуются гнейсированные диориты. Они слагают ядра наиболее измененных зон и представлены роговообманково-биотитово-кварцевыми диоритовыми гнейсами, обычно среднезернистыми, гнейсовая текстура в которых подчеркивается линейной ориентированностью темноцветных минералов. Постепенно к периферии массивов в них появляется более четкая слоистая структура, т. е. смена хаотичного распределения плагиоклазов и кварца среди темноцветных правильным линейным чередованием микрослоев, сложенных роговой обманкой и биотитом, микрослоями, состоящими из полевых шпатов и кварца, причем среди первых преобладают андезиты и основные олигоклазы. Постепенно к периферии происходит смена гнейсированных диоритов плагиоклазово-роговообманковыми гнейсами, образовавшимися за счет метаморфизма туфогенных песчанников, туфов и основных эффузивов.

Такого типа соотношения рассланцованных диоритов, мало чем отличающихся по своему составу от вмещающих пород и не имеющих с последними каких-либо четких контактов, широко распространены вдоль западного побережья Южного острова. Первоначально считалось, что они имеют древний, чуть ли не докембрийский возраст, однако последние исследования и наблюдения автора скорее всего говорят об их среднепалеозойском возрасте. Действительно, в гальках пород нижнего палеозоя нигде не встречаются гнейсы, подобные описанным выше, а кроме того, давшие гнейсы в свою очередь прорываются изверженными породами средне- и верхнепалеозойского возраста. Наиболее древними из них, по-видимому, являются граниты Макой.

Интрузивные массивы Макой прослеживаются главным образом на юге Южного острова в округе Фиордов и в долине р. Энглингтон. Они представлены пятью типами пород — долеритами, микродиоритами, кварцевыми диоритами, гнейсированными натриевыми графитами и гранофирами. Эти граниты имеют в большинстве случаев интрузивные контакты с вмещающими породами, но генетически и пространственно тесно связаны с вулканической активностью, которая характерна для карбона и перми зоны альпийских фаций. По мнению Д. Гриндли (Grindley, 1958), были три периода внедрения этих тел. Вначале происходило образование диоритов, вслед за которым в результате ассимиляции вмещающих пород они сменились натриево-гранитными магматическими проявлениями. Последней стадией становления этих магматических тел было метасоматическое замещение диоритов кремнисто-щелочными растворами и образование гранофигов. Д. Гриндли и ряд других новозеландских геологов считали, что внедрение магматических растворов происходило по одному и тому же каналу, но с различных глубин и их состав во многом объясняется различной степенью ассимиляции вмещающих образований.

К последнему типу интрузивных тел сходного состава относятся щелочные граниты Тухуа, образующие единую толщу, прослеживающуюся от района Нельсона до Фиордленда. Это массивные, реже рассланцованные порфировидные и среднезернистые граниты ярко-розового цвета, прорывающие как интенсивно метаморфизованные тела округа Фиордов, так и неметаморфизованные палеозойские образования; это калиево-щелочные и известково-щелочные породы, имеющие интрузивный контакт с палеозойскими образованиями, но в то же время в целом сохраняющие конкордантную форму с палеозойскими складчатыми структурами. Их возраст принимается как каменноугольный или нижнепермский. Вероятно, их внедрение происходило в то же время, когда происходили процессы становления массивов второго типа, и, по-видимому, магматические растворы щелочных графитов пространственно связаны с иными магматическими очагами.

Кроме указанных выше трех типов кислых и щелочных пород в пределах Южного острова Новой Зеландии широким распространением пользуются небольшие тела малых интрузий — гранит-порфиров и граюдиоритов, а также пегматитовые и кварцевые жилы, прорывающие все отложения палеозоя и встречающиеся в гальках базальных горизонтов триаса. Они большей частью ориентированы согласно с простиранием структур, сложенных палеозоем.

Таким образом, на Южном острове выделяется следующая последовательность в формировании гранитов и гранодиоритов. К первому периоду относятся процессы гранитизации и образования глубоко метаморфизованных пород, гнейсированных диоритов и граюдиоритов. Второй этап характеризуется образованием гранитов, имеющих интрузивные контакты с более молодыми по возрасту породами, но связанными с нижнепалеозойскими отложениями зонами гранитизированных пород и постепенными переходами. На последнем этапе происходило внедре-

ные уже щелочных гранитов, имеющих со всеми породами палеозоя интрузивные контакты.

На востоке Южного и на Северном острове интрузивы гранитов отсутствуют, и здесь гранито-гнейсы встречаются лишь в виде ксенолитов в третичных и четвертичных эффузивных лавовых потоках.

Морфология тектонических структур

Как и в других районах кайнозойской геосинклинали Тихоокеанского кольца, в пределах Новой Зеландии современные структуры, сложенные породами палеозойского возраста, были переработаны в результате складчатых деформаций позднемезозойской и кайнозойской эпох. По-видимому, здесь, как и на других островах внутренней Меланезии, палеозойский период не завершился интенсивной складчатостью. Особенно это характерно для восточной части Южного и всего Северного острова, где наиболее крупные складчатые движения фиксируются в конце нижнего мела.

Тектонические структуры Западной части Южного острова были специально подробно описаны вначале Х. Веллманом (Wellman, 1956), а затем Дж. Кингма (Kingma, 1959). Последний из этих исследователей подробно остановился на истории тектонических движений в пределах всего архипелага. Им отмечается значительное угловое несогласие, разделяющее отложения перми и триаса, однако, по мнению Дж. Кингма, складчатые движения этого времени не сыграли ведущей роли в формировании тех складчатых структур, которые мы видим на современной геологической карте, так как предшествовавшие структуры были нацело переработаны в эпоху нижнемеловой складчатости, известной под названием орогении Рангитата. Д. Гриндли (Grindley, 1961), изучавший складчатые формы провинции Нельсон, сложенные палеозойскими образованиями, установил несколько различных типов складок и их простираний для отложений разного возраста. Он выделяет среди складчатых форм палеозоя три основные генерации. К первой из них принадлежат складки, развитые в наиболее древних образованиях нижнего палеозоя — кембрийских и нижнеордовикских сланцах. Это узкие линейные и изоклиналильные складки, имеющие северо-восточные простирания; они параллельны основным разрывным нарушениям. Пояс этих складок разбит поперечными разломами на ряд блоков, в пределах которых иногда наблюдается сложная впагация изоклиналильных структур. В нескольких местах складки этого типа запрокинуты на север и образуют надвиги и чешуйчатые структуры с амплитудой перемещения в несколько километров (рис. 34).

Складчатые структуры второй генерации, сложенные ордовикскими и девонскими образованиями, имеют почти меридиональные простирания и

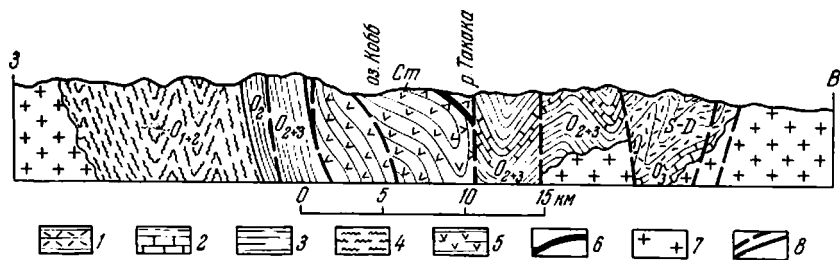


Рис. 34. Геологический разрез гор Тасман, Южный остров Новой Зеландии (по Grindley, 1961)

1 — филлиты и зеленокаменные породы (силур — девон); 2 — сланцы, алевролиты и известняки (верхний и средний ордовик); 3 — граптолитовые сланцы (средний ордовик); 4 — филлитовые и граптолитовые сланцы (нижний и средний ордовик); 5 — эффузивы и их туфы (кембрий); 6 — серпентиниты; 7 — известково-щелочные граниты и гранодиориты; 8 — разломы

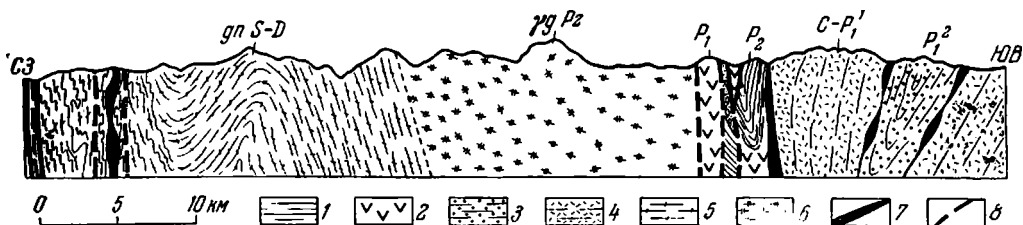


Рис. 35. Геологический разрез района фиорда Милфорд-Саунд и верховьев долины р. Энглингтон, Южный остров Новой Зеландии (по Wood, 1962)

1 — тонкопелосчатые аргиллиты, верхняя пермь; 2 — эффузивы Энглингтон, нижняя пермь; 3 — граувакковые песчаники и алевролиты, нижняя пермь; 4 — рассланцованные грауваки и туфы, карбон — нижняя пермь; 5 — роговообманково-гранатовые и пироксеновые гнейсы; 6 — диориты и грано-диориты; 7 — гипербазиты; 8 — разломы

секут структуры более древних отложений под острым углом. Они также представлены узкими линейными и изоклинальными формами, образующими zigzag-образные пояса, облегающие ядра, сложенные породами кембрия. Хотя складки в ордовикских и девонских отложениях имеют асимметричную форму и часто запрокинуты на северо-запад, однако они не образуют чешуй и надвигов (рис. 35).

Наконец структуры третьей генерации, сложенные главным образом породами карбона; простирание их в целом образует крупную дугу, по форме похожую на латинскую букву «S». Как правило эти складки имеют несколько асимметричную форму и характеризуются более крутым падением северо-западных, западных и юго-западных крыльев. Следует отметить, что складки третьего типа образовались, несомненно, в дотриасовое время, так как в отдельных зонах, как, например, на юге Отаго и в Саутленде, они под острым углом пересекаются синклинальными формами, сложенными нижнемезозойскими образованиями.

Если возраст деформаций третьей генерации устанавливается более или менее однозначно как верхнепермский или нижнетриасовый, то для первых двух генераций он остается неизвестным. Было высказано несколько предположений. Дж. Гриндли считает, что складки первой генерации и надвиги, сложенные породами кембрия и низов ордовика, образовались в эпоху среднего ордовика, в то время как структуры в породах среднего палеозоя закончили свое формирование в верхнедевонское время. О том, что в допермскую эпоху в пределах восточной части Новозеландского архипелага происходили интенсивные складчатые деформации, свидетельствует также тот факт, что гранитизированные породы провинции Фиордов были рассланцованы до отложения пермских терригенных пород, так как галька расланцованных гнейсов встречается в конгломератах перми. Таким образом, если на западе Южного острова в течение палеозоя устанавливаются три эпохи диастрофизма, то в восточной его части и на Северном острове одна из них (у нас нет достоверных доказательств о наличии здесь пород более древних, чем каменноугольные) по крайней мере не выражена. Здесь непрерывное накопление однообразной кремнисто-граувакковой толщи продолжалось вплоть до верхнемезозойского времени, когда процессы опускания сменились общим воздыманием, завершившимся интенсивной складчатостью. Следовательно, эта внешняя часть обширной палеозойской геосинклинальной области, простирающейся от края Австралийской платформы, отличается не только иным формационным составом и магматизмом от более западных областей, но и совершенно другой историей формирования складок. Более подробно на тектонической истории всего региона мы остановимся в следующей главе, посвященной специально этому вопросу.

Глава V

ОБЩИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ ТЕКТОНИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ

В предыдущих главах работы были разобраны основные фактические данные по геологическому строению восточной Австралии и внутренней Меланезии. Естественно, что сейчас уже имеется обширный материал для детального анализа тектонической истории в палеозое всей этой огромной территории. В широкий круг вопросов, который включает такой анализ, несомненно, как один из самых интересных входит вопрос о проблеме сочленения островных дуг и континента. В этом небольшом по своим размерам разделе мы уделим основное внимание не всем периодам тектонической истории, а остановимся главным образом на одном вопросе, по которому имеются наиболее интересные фактические данные, — на проблеме формирования так называемого гранитного или метаморфического слоя. До последнего времени в геологической литературе этот вопрос решается в основном либо на результатах геофизических исследований, либо исходя из общих теоретических и экспериментальных работ. Здесь будет сделана попытка разобрать эту проблему применительно к описываемой территории на основании материала по геологическому строению и истории ее тектонического развития.

Средний протерозой

Как уже говорилось выше, отложения среднего протерозоя пользуются ограниченным развитием в восточной половине Австралийского континента и тем более на островах внутренней Меланезии. Однако общий обзор сведений об их распространении на данном континенте даст возможность подойти к вопросу о характере складчатого основания, на котором происходило формирование в верхнепротерозойское время Аделаидской геосинклинальной области (рис. 36).

Образования среднепротерозойского возраста слагают всю северо-восточную часть Австралийской платформы. Они образуют меридионально ориентированные структуры, сложенные кристаллическими сланцами и гнейсами в пределах щита Георгтаун и в районе Маунт-Айза на западе Квинсленда. Кроме того, породы этого возраста слагают ядра антиклинорий в пределах Аделаидской складчатой области, а также срединный массив Брокен-Хилл. Повсеместно эти метаморфические образования прорваны гранитодами, местами гнейспрованными, абсолютный возраст которых датируется в 1700—1500 млн. лет. Восточнее Аделаидской складчатой области, в пределах палеозойской складчатой области выходы среднепротерозойских метаморфических образований неизвестны, поэтому остается неясным, как далеко на восток простиралась эта гео-

синклинальная область. Однако можно предполагать, что складчатые структуры этого возраста простираются вдоль всего восточного края платформы, имея в целом меридиональные направления, т. е. такие же, как и более молодые складчатые образования. Таким образом, на востоке Австралии по направлению к Тихому океану архейское ядро, обнажающееся в пределах щитов Масгрейв и Гоупилер, ограничено поясом среднепротерозойских складчатых структур и нигде непосредственно не сопрягается с палеозойскими геосинклинальными прогибами Тихоокеанского пояса.

Верхний протерозой

Верхнепротерозойская Аделаидская геосинклиналь на юге Австралии заложилась на среднепротерозойском складчатом фундаменте с резким угловым несогласием. Здесь геосинклинальные образования этого возраста образуют широкую полосу от о. Тасмания до о. Кенгуру, прослеживаясь по простиранию в меридиональном направлении на север вплоть до 25° ю. ш., до южной границы Великого артезианского бассейна. По данным Р. Спригга (Sprigg, 1961), под Артезианским бассейном Аделаидская геосинклиналь, видимо, постепенно сужалась, огибая выступ платформы и далее на север погружаясь под геосинклинальные толщи южного и среднего палеозоя северо-восточного Квинсленда, продолжалась вплоть до северного окончания п-ова Кейп-Йорк. Следовательно, верхнепротерозойская геосинклиналь, по мнению этого исследователя, образовывала единый пояс на востоке континента от Тасмании до п-ова Кейп-Йорк. В его пределах по характеру осадочных формаций и магматизму можно выделить две зоны — внешнюю и внутреннюю. Внешняя, прилегающая к платформе, заложившаяся на среднепротерозойском складчатом фундаменте, по своему строению имеет полное сходство с многогеосинклиналями в понимании М. Кэя (1956) и Г. Штилле (Stille, 1964). Р. Спригг (Sprigg, 1952), давая детальный палеотектонический анализ осадконакопления в пределах данной многогеосинклинали, подчеркивал, что по направлению с запада на восток в ее пределах происходит постепенная смена мелководных осадков прибрежного шельфа и континентального склона относительно более глубоководными образованиями. При этом область распространения этих глубоководных осадков данной геосинклинали, по его мнению, располагалась в пределах современной впадины Марри. Однако скорее всего эта зона распространения глубоководных отложений не представляла собой части открытого океанического бассейна. Западнее ее, в пределах Тасмании верхнепротерозойские образования представлены вновь относительно мелководными песчано-сланцевыми отложениями, прорванными небольшими по своим размерам массивами гранитов и гранито-гнейсов. Следовательно, область морского шельфа, в пределах которой глубоководные трогии чередовались с геосинклиналями, распространялась на восток в верхнем протерозое по крайней мере до восточного побережья Тасмании, достигая в ширину почти 2000 км. Единственным районом, где, возможно, обнажаются верхнепротерозойские образования на крайнем востоке Австралии, является район Брисбена. У. Брайн и О. Жонес (Bryan, Johnes, 1954) относят к отложениям этого возраста низы кремнисто-сланцевой толщи так называемых брисбенских метаморфид. Если эти образования являются синхронными по возрасту с отложениями группы Аделаида, то они, несомненно, представляют собой наиболее глубоководные отложения верхнего протерозоя в этом обширном регионе. В их составе преобладают аспидные и кремнистые сланцы и граувакковые песчаники.

Таким образом, в верхнем протерозое формирование геосинклинальных толщ Аделаидской группы на западе происходило на кристалличе-

ском фундаменте среднепротерозойской складчатой области. Завершилось геосинклинальное развитие этой части геосинклинали в начале кембрийского времени интенсивной складчатостью, сопровождавшейся внедрением гранитоидов и образованием метаморфического комплекса. Совершенно иной характер имеют предположительно верхнепротерозойские образования восточных районов. Они не отделены от вышележащего комплекса угловым несогласием и дислоцированы совершенно согласно с породами нижнего палеозоя. Эти породы не претерпели в кембрии процессов интенсивного метаморфизма и гранитизации, а наиболее древние граниты в данном регионе датируются как силурийские. Поэтому можно предположить, что они отлагались непосредственно на симатическом океаническом ложе и осадочные образования более древних эпох в этих районах были либо маломощны, либо вообще отсутствовали. Если западная часть верхнепротерозойской геосинклинали в нижнем кембрии после поднятия и складчатости полностью консолидировалась, то в восточной ее части геосинклинальный режим развития продолжался и в палеозойскую эпоху.

Нижний палеозой

В течение всего нижнего палеозоя развитие геосинклинали происходило уже не только в пределах Австралии, но и на прилегающих островах внутренней Меланезии. В последней из этих областей мы не имеем сведений о характере тектонической истории в допалеозое, но в то же время Южный остров Новой Зеландии, так же как и западные части геосинклинали Тасмания, характеризуется интенсивным вулканизмом уже в средне- и верхнекембрийское время. Вероятно, эта эпоха была началом нового тектонического цикла.

В пределах востока Австралии, в западной части о. Тасмания и на западе штата Виктория кембрийские образования представлены спилитовыми лавами и туфами основных эффузивов. Извержение этих лав происходило в подводных условиях и локализовалось вдоль узкого геосинклинального трога, отделявшего, вероятно, пологий континентальный шельф от относительно глубоководных областей открытого моря. На западе мелководный шельф, в пределах которого происходила седиментация в основном карбонатных и тонкообломочных отложений платформенного чехла, в виде заливов проникал далеко в пределы континента. Наиболее мощные толщи осадков здесь накапливались в авлакогене Амедеус, заложение которого произошло в позднем докембрии или раннем кембрии. Мощность кембрийских отложений здесь превышает 1000 м (Perry, 1962).

Восточнее полосы распространения вулканогенных толщ кембрия отсутствуют фаунистически датированные отложения данного возраста. А. Опик и другие высказали предположение о широком развитии обломочных граувакковых толщ этого возраста в пределах восточной части Лакланской геосинклинали. Если это предположение правильно, то, следовательно, пояс подводного кембрийского вулканизма был расположен на западной окраине геосинклинали, несомненно, в пределах края протерозойского континента. Вероятно, непосредственно к востоку от него не было областей с океаническими типами земной коры. Поэтому этот вулканический пояс нельзя сравнивать с вулканическими островными дугами. Скорее всего он был приручен к крупным линейным разрывным нарушениям, прослеживавшимся вдоль края геосинклинали.

Другой областью распространения вулканогенных пород кембрия — подушечных спилитовых лав и ультрабазитов служит Южный остров Новозеландского архипелага. В пределах этого района неизвестны стратиграфически более древние образования, кроме того, с востока и запада он ограничен огромными пространствами, имеющими кору океанического

типа. Однако встречающиеся среди вулканогенных пород прослои карбонатных отложений содержат трилобитов, аналоги которых мы находим на Австралийском континенте. Поэтому, если предположить, что в кембрии Южный остров Новой Зеландии являлся аналогом современных островных дуг, то столь же правильно высказать предположение, что эта дуга была связана с континентом перешейком мелкого моря, по которому происходила миграция шельфовой донной фауны. Таким районом, по-видимому, мог служить район современного Кораллового моря и восточная часть о. Новая Каледония, а от нее — полоса современного подводного хребта Норфолк, связывающая Новую Зеландию и Новую Каледонию в настоящее время.

Вулканогенные породы кембрия Новой Зеландии, достигающие по мощности нескольких километров, возможно, представляют собой первый этап в образовании островных дуг, заложившихся на симатическом слое. В связи с этим весьма показателен и другой факт. В лавах и лаваогломератах нижних горизонтов этих отложений в виде обломков, которые выносились с глубин при извержении, встречаются лишь основные и ультраосновные породы, тогда как с заключительными периодами кембрийского вулканизма этого региона связан выброс глыб пироксеновых и кордиеритовых гнейсов. Следовательно, уже в кембрии в пределах Новой Зеландии началось образование метаморфического слоя и в нем происходили процессы дифференциации.

В отличие от кембрийского времени, ордовикская эпоха характеризуется слабым развитием вулканической деятельности. В эту эпоху происходило накопление мощных осадочных толщ в пределах всей геосинклинальной Тасман. В крайней западной части геосинклинали она характеризуется накоплением мелководных песчано-сланцевых толщ, содержащих обильных граптолитов. Судя по характеру осадков и по однообразной фауне, здесь был расположен типичный компенсированный прогиб, общая амплитуда прогибания которого в ордовикское время составила около 5000 м. Непосредственно восточнее его, в пределах западной Тасмании и, возможно, на территории Мельбурнского синклинального пояса в ордовике отлагались карбонатные осадки. Вероятно, полоса седиментации карбонатных толщ была локально приурочена только к югу геосинклинали и не прослеживалась далеко на север. Так, уже в Новом Южном Уэльсе, в районе Кобара в разрезе ордовика преобладают песчано-сланцевые толщи, мало отличающиеся от крайне западных разрезов геосинклинали. Таким образом, вплоть до западной границы зоны Бенамбриан в геосинклинали Тасман накапливались исключительно мелководные отложения. Восточнее ее, в пределах зон Бенамбриан и Хилл-Энд—Будекин Лахланской геосинклинальной системы ордовикская эпоха характеризовалась интенсивной седиментацией вулканогенно-осадочных и граувакковых образований, чередующихся с обильными кремнистыми осадками. Вероятно, такого же типа отложения накапливались и в пределах геосинклинали Новой Англии. За исключением последнего из этих районов и, по-видимому, крайней восточной части Лахланской геосинклинали, формирование ордовикских геосинклинальных толщ происходило в условиях континентального шельфа, который испытывал интенсивные дифференцирующие тектонические движения. Характерно, что в разрезах ордовика присутствуют лишь редкие прослои лав кислого и основного состава, но широко распространены обломочные и пепловые туфы и кремнистые толщи. Мощность ордовикских толщ непостоянна и быстро меняется вкrest простирания геосинклинали, причем области поднятий, для которых типичны разрезы мощностью не выше 2 км, подобные району Канберры, характеризуются аккумуляцией грубозернистых граувакковых и туфогенных осадков, тогда как в прогибах накапливались преимущественно кремнисто-сланцевые отложения мощностью свыше 5—6 км. Поднятия,

кроме того, обладают еще одной важной особенностью — здесь расположены зоны распространения гранитизированных пород. Образование зон гранитизации в районе Омега, по данным определения абсолютного возраста, произошло в конце ордовикского или в самом начале силурийского времени.

На восточном побережье Австралии и в пределах геосинклинали Новой Англии, по мнению А. Войзи (Voisey, 1959), накопление ордовикских кремнисто-сланцевых отложений происходило на океаническом ложе. Однако с этим предположением вряд ли можно согласиться. В ряде мест, как, например, в районе Брисбена, нижние горизонты разреза, как уже указывалось выше, относятся к верхнему протерозою или по крайней мере к доордовика. Поэтому скорее всего ордовикские сланцевые толщи перекрывали сходные с ними верхнепротерозойские и кембрийские отложения. Однако весьма вероятно, что метаморфический слой здесь начал формироваться лишь только в послеордовикскую эпоху, после накопления достаточной для этого по мощности толщи осадочных пород.

Весьма возможно, что ордовикские породы пользуются распространением на ряде островов внутренней Меланезии. Однако достоверно установлены они были лишь на Южном острове Новой Зеландии. Здесь, в западной его половине, т. е. в районе активной вулканической деятельности, кембрий и ордовик, так же как и в Австралии, представлены преимущественно мелководными известково-сланцевыми фациями. Сейчас еще в палеогеографии ордовика для этой территории остается много неясного, но весьма вероятно, что в целом для нее характерна следующая особенность.

В тех местах, где были в кембрийское время расположены вулканические центры, в ордовике происходило накопление карбонатных пород. Среди них встречаются биогермы и рифогенные образования. К западу и к востоку известковые толщи фациально замещаются сланцевыми и песчано-сланцевыми осадками, содержащими обильных граптолитов. Мощность как карбонатных, так и сланцевых отложений велика и достигает 3000—4000 м, что свидетельствует об интенсивных нисходящих движениях в эту эпоху. Однако однородность разрезов, вероятно, может указывать на то, что процессы седиментации почти полностью компенсировали общее прогибание земной коры.

Для ордовикской эпохи на островах внутренней Меланезии нехарактерна вулканическая деятельность. Лишь изредка среди сланцевых толщ встречаются туфы, образующие тонкие прослои. Отсутствуют в этом районе и магматические проявления этого возраста.

Таким образом, в целом во всем геосинклинальном поясе обширного региона юго-западной части Тихоокеанского кольца в ордовикское время происходило накопление главным образом мощных песчано-сланцевых отложений. В сторону впадины Тасманова моря и Тихого океана сланцы часто чередуются с кремнистыми породами и уменьшается роль в разрезе грубообломочных пород. Все это заметно отличает нижнепалеозойский этап развития от среднепалеозойского, в начале которого произошла структурная перестройка в пределах геосинклинали востока Австралии.

Средний палеозой

Начало эпохи среднего палеозоя характеризуется общим поднятием западной части геосинклинали Тасман в пределах Австралийского континента. С низов силурийского времени в Лакланской системе выделяют зоны опускания и воздымания. В пределах геосинклинали Грампианской зоны в силурийскую эпоху практически прекратилось накоп-

ление осадков, в то время как в соседней с ней с востока Мельбурнской синклиналийной зоне происходило интенсивное погружение, компенсировавшееся мощной (до 9000 м) толщей мелководных терригенных отложений. Повсеместно в пределах этого прогиба силурийские песчаники и сланцы согласно сменяют ордовикские породы. На юге зоны в разрезе силура и нижнего девона отсутствуют вулканогенные и вулканогенно-осадочные образования, в то время как в северной его части, в районе Кобара, они играют заметную роль. По составу среди них преобладают туфы и редкие прослои кислых лав. Этот узкий геосинклиналийный прогиб, видимо, с востока непосредственно примыкал к областям размыва, которыми были как Грампианская геоантиклиналь, так и складчатые сооружения верхнепротерозойской Аделаидской области. Весьма вероятно, что основной обломочный материал в Мельбурнский прогиб поступал с запада, т. е. с перечисленных выше областей поднятий. Однако возможно, что часть терригенных пород образовалась за счет разрушения геоантиклинальных поднятий более восточных районов, которые располагались в пределах зоны Бенамбриан.

Геоантиклинальная зона Бенамбриан в силурийское и первую половину девонского времени характеризовалась резко дифференцированными тектоническими движениями. Здесь одновременно с зонами относительных опусканий и активной эффузивной деятельности прослеживаются и районы, испытывавшие слабые нисходящие движения. На их территории происходило накопление маломощных известково-сланцевых и органогенных осадков. Почти всюду в пределах этой зоны в основании силура прослеживается перерыв и местами небольшое угловое несогласие. Как правило, наиболее четко оно устанавливается в периферических частях синклиналий, а в центральных частях последних такого несогласия не наблюдается.

В пределах антиклинорий этой зоны амплитуды тектонических движений, судя по мощностям накопившихся здесь осадков, составляли 1—2 км. Вероятно, они характеризовались резким тектоническим рельефом, в котором области опускания чередовались с местными относительными поднятиями. В первых из них часто встречаются терригенные толщи, образовавшиеся за счет размыва местных антиклинальных структур, сложенных ордовикскими породами. В синклиналиях зоны Бенамбриан, например в Ясском, в силуре и нижнем девоне осадконакопление сопровождалось интенсивной вулканической деятельностью. По-видимому, они представляли собой геосинклиналийные трогги, ограниченные разрывными нарушениями, с которыми были связаны трещинные подводные излияния. Среди вулканических пород преобладают лавы и туфы риолитов и дацитов. Значительно реже среди них встречаются спилиты. Мощность вулканогенных и осадочных пород в этих прогибах достигает 3—4 км.

Крайняя восточная зона Лахланской системы — синклиналийная зона Хилл-Энд—Будекин по своей истории развития в силурийское и раннедевонское время заметно отличается от более восточных зон этой системы. Здесь преобладают в разрезе вулканогенные и вулканогенно-осадочные образования и продукты их разрушения — граувакковые песчаники. Значительную роль в разрезе силура и нижнего половин девона играют кремнистые породы — радиоляриевые яшмы и сланцы. Г. Пакам (Packham, 1960) установил в южной половине данного геосинклиналийного трога сложную поперечную зональность в распределении различного типа геосинклиналийных толщ, свидетельствующую о расчлененном тектоническом рельефе. Как уже говорилось выше, им были выделены геоантиклинали, в пределах которых прослеживается сокращенный по мощности разрез силурийских и девонских пород (до 2000 м). В его составе преобладают мелководные карбонатные и терригенные образования. В то же время в сопредельных прогибах отлагались вулканогенные и

вулканогенно-осадочные толщи, мощность которых местами достигает 10 км.

В северной части синклиналильной зоны, в пределах северо-восточного Квинсленда не наблюдается подобной закономерности. Вероятно, это в основном объясняется тем, что здесь геосинклиналильный прогиб непосредственно обрамлял выступ Георгтаун Австралийской платформы, сложенный кристаллическими сланцами среднего протерозоя. У самого края платформы, вдоль ее восточной границы, в пределах зоны в силуре и нижнем девоне (более древние отложения здесь не установлены) происходила седиментация мелководных, часто рифогенных карбонатных отложений, которые по направлению на восток быстро фашиально сменяются более глубоководными геосинклиналильными формациями. Среди последних преобладают сланцевые и кремнисто-сланцевые образования, чередующиеся с подчиненными прослоями кислых и основных лав и их туфов. Можно предполагать, что эта часть прогиба Хилл-Энд—Будекин в данную эпоху испытывала интенсивные опускания, так как мощность отложений в нем достигает 2—8 км. Нисходящие движения в конце нижнего девона, вероятно, постепенно прекратились и прогиб полностью компенсировался вначале глубоководными, а затем — мелководными, часто карбонатными толщами. Одновременно в пределах Квинсленда устанавливается миграция зон активного вулканизма и резких дифференцированных тектонических движений по направлению на восток, к геосинклиналям Новой Англии, где они продолжались в течение всего девонского времени.

В пределах всей Лахланской геосинклиналильной системы интенсивные процессы опускания, сопровождавшиеся накоплением мощных вулканических и терригенных осадков, прекратились к концу нижнего, а местами к середине среднего девона. Они сменялись общим воздыманием территории и складчатостью, одновременно с которой происходило внедрение крупных магматических тел. Эта эпоха, получившая в Австралии название орогенеза Табберрабера, по времени совпадает с бретонской фазой герцинид Европы. Однако если на территории Европы в результате складчатых движений этого времени не были образованы системы сколько-нибудь значительных размеров, то в Австралии, как и в других областях Тихоокеанского кольца, например в Катазипи и Памиской области Южной Америки, они привели к образованию самостоятельных зон огромной протяженности. Поэтому мы не пользуемся европейской тектонической шкалой для обозначения Лахланской палеозойской складчатой системы на Австралийском континенте, а называем ее, во избежание ошибок и преждевременных общих теоретических заключений, более «нейтральным» терминем — системой среднепалеозойской складчатости.

Среднепалеозойская складчатость началась в пределах Лахланской геосинклиналильной системы в конце эйфельской эпохи и закончилась, по видимому, в середине живетского века. В это геологическое время геосинклиналильные отложения системы были смяты в сложные линейные, а местами (особенно в восточной ее части) и изоклинальные складки. Анализ складчатых структур, образовавшихся в период среднепалеозойских орогенических движений, свидетельствует о том, что напряженность тектонических дислокаций постепенно нарастает с запада на восток, т. е. по направлению от платформы к Тихому океану. Развитие складчатости сопровождалось крупными перемещениями вдоль региональных разрывных нарушений, которыми уже в верхнедевонское время было связано заложение наложенных впадин и мульд орогенного периода развития.

Среднепалеозойская эпоха для Лахланской геосинклиналильной системы является временем внедрения крупных батолитоидных масс гранитоидов. Первая фаза магматической деятельности, падающая по времени на конец силура или начало нижнего девона, выразилась в образовании небольших тел гранодиоритов и местами диоритов. Пространственно они

приурочены к геоантиклинальным зонам, в пределах которых либо происходило накопление осадков, либо последние образовали маломощный чехол. Вдоль структурной линии, разделяющей Мельбурнскую геосинклиналь и геоантиклиналь Бенамбриан, внедрился узкий пояс базитов и ультрабазитов. Характер этих пород, представленных почти исключительно серпентинитами, образующими протрузии, свидетельствует о том, что их нельзя рассматривать как внедрившиеся из перидотитового слоя или из верхней мантии. Скорее всего они представляют собой вторичные «интрузии», холодный «магматический очаг» которых был расположен в пределах нижнепалеозойских (вероятно, кембрийских) вулканогенных пород. Обогащение водой и интенсивные восходящие движения по разломам, несомненно проликавшим до фундамента геосинклинали, вызвали вторичное восходящее перемещение гипербазитов, но уже не в виде перидотитовых тел, а в форме серпентинитовых протрузий.

Среднедевонский магматизм на территории Лахланской геосинклинальной системы свидетельствует о том, что гранито-метаморфический слой в ее основании к этому времени достигал заметной мощности. Огромные поля массивов гранитоидов, сложенные гранодиоритами, полевошпатовыми гранитопорфирами, аляскитами, афанитами и другими, сливаясь, образуют целые пояса, прослеживающиеся главным образом в меридиональном и северо-северо-западном направлении. Основная масса их расположена в пределах геоантиклинальной зоны Бенамбриан. В геосинклинальных зонах синорогенные интрузии встречаются не столь часто и не имеют столь строгой меридиональной ориентировки. Кроме того, здесь часто встречаются и среднедевонские нормальные граниты, практически отсутствующие в пределах геоантиклиналей.

Таким образом, мы можем констатировать, что к моменту формирования орогенных впадин, т. е. к верхнему девону, Лахланская складчатая система по строению земной коры, видимо, мало чем отличалась от континентального блока платформы. Однако еще восточнее, в пределах геосинклинальной системы Новой Англии в среднем палеозое эти различия были существенными. Здесь в течение всего силура и в нижнем и среднем девоне повсеместно отлагались формации эвгеосинклинального ряда. Среди них наибольшим развитием пользовались кремнистые и кремнисто-сланцевые образования, чередовавшиеся с многочисленными излияниями основных лав и их пирокластическим материалом. В течение этого времени не наблюдалось заметной разницы в условиях геосинклинального режима между внешними прогибами системы, примыкающими с востока к геосинклинальной зоне Хилл-Энд — Будекии, и внутренним, расположенным уже непосредственно рядом с глубоководной впадиной Тасманова моря. Отличия в развитии данных двух прогибов становятся заметными в среднедевонское время, когда в эпоху орогенеза Табберрабера воздымание во внешнем прогибе системы привело к образованию углового несогласия между условно эйфельскими и живецкими отложениями и к резкой смене эвгеосинклинальных кремнисто-сланцевых осадков многогеосинклинальными — карбонатной и флишовой формациями. Однако после орогенеза Табберрабера во внешних прогибах Новой Англии седиментация толщ геосинклинального типа продолжалась до конца девона и далее в течение почти всего каменноугольного времени. Во внутренней геосинклинали Новой Англии орогенез Табберрабера никак не повлиял на режим развития, и кремнисто-сланцевые и вулканогенно-кремнистые образования здесь продолжали формироваться вплоть до нижнепермской эпохи. Любопытен и другой факт — пегиде в этой зоне, как и в других частях системы Новой Англии, не установлены гранитоиды среднедевонского возраста, которые столь широко распространены в Лахланской складчатой системе. А. Войзи (Voisey, 1959) объяснял это тем, что в основании геосинклинальной системы Новой Англии к этому геологическому времени

еще не был образован достаточно мощный гранитно-метаморфический слой, который бы мог служить областью образования гранитной магмы. Эта точка зрения, на наш взгляд, заслуживает внимания.

Перейдем теперь к анализу тектопической истории Меланезии. Среднепалеозойская эпоха развития, правда в грубо-схематической форме, может быть разобрана не только на примере Новой Зеландии, но и на материалах, полученных по геологии Новой Гвинеи и Новой Каледонии.

На ближайшем к Австралии острове Новой Гвинеи в западной его части силурийские отложения представлены толщей черных сланцев, чередующихся с подчиненными прослоями песчаников, видимая мощность которых достигает нескольких километров. В восточной части острова, куда, вероятно, прослеживается тот же геосинклинальный прогиб, сланцевые толщи, по-видимому, фациально замещаются грубообломочными толщами преимущественно полимиктового состава. Трудно по современному состоянию изученности сказать что-либо более определенное о характере развития в среднем палеозое этих районов, тем более что девонские толщи в коренных выходах здесь неизвестны. Можно только высказать предположение, что они мало отличаются от геосинклинальных толщ западной части Лакланской системы. Обращают на себя внимание два факта: во-первых, преобладание мелководных отложений в прогибах, огибавших с севера Австралийский континент, и, во-вторых, слабое развитие на данной территории среднепалеозойских вулканических пород. Обильная коралловая фауна нижнего девона, обнаруженная в гальках на Новой Гвинеи, вероятно, также свидетельствует о преобладании мелководных условий осадконакопления в течение нижнего и среднего девона, сменявшихся в верхнем девоне образованием красноцветных песчанников. К сожалению, последние также были встречены только в речном аллювии, поэтому было бы необоснованно их сопоставлять с красноцветными девона Лакланской системы. Однако они также говорят о том, что верхнепалеозойский разрез этого острова сходен с разрезами площадей, примыкающих к платформенным консолидированным областям Австралии, и в то же самое время существенно отличается от разрезов Новой Англии.

С мелководными пестроцветными отложениями Австралии французскими специалистами сопоставляются девонские образования Новой Каледонии, представленные кислыми лавами и их туфами. Они пока изучены далеко не достаточно и в фаунистически не датированы. Все это делает весьма условным их использование для исторического анализа.

В Новой Зеландии, на Южном острове силурийские и девонские породы известны лишь в его западной половине, в пределах зоны фаций Хоканое. Это преимущественно мелководные, терригенные и карбонатные породы, местами богатые обильными окаменелостями. Между силуром и девонем здесь не наблюдается никаких перерывов в осадконакоплении либо резких переходов в их литологическом составе. Устанавливается лишь постепенная смена вверх по разрезу сланцевых толщ грубообломочными терригенными и карбонатными осадками, причем последние присутствуют лишь в виде линз. Характерно, что общая суммарная мощность среднего палеозоя здесь не превышает 3000 м, а верхнедевонские породы вообще отсутствуют. Это позволило Дж. Кингма (Kingma, 1959) высказать предположение о наличии верхнедевонского перерыва в осадконакоплении, подобного тому, который устанавливается в Лакланской системе Австралии.

Таким образом, на островах внутренней Меланезии породы среднего палеозоя, там, где они точно установлены, представлены в целом мелководными фациями, характеризующими эпоху воздымания и общего ослабления тектонических движений. В это геологическое время почти полностью прекратилась и вулканическая деятельность. За исключением нескольких даек габбро и габбро-диоритов, в Новой Зеландии неизве-

стны и магматические породы, сопровождавшие поднятия. Все это позволяет нам считать ее эпохой относительного тектопического покоя, особенно по сравнению с верхнепалеозойским временем, когда на той же территории происходили резкая тектоническая дифференциация и внедрение крупных магматических тел.

Верхний палеозой

В верхнепалеозойское время в пределах Австралии происходила дальнейшая миграция активных геосинклинальных процессов по направлению с запада на восток. В обширных областях Лахланской среднепалеозойской системы полностью прекратились процессы геосинклинального развития и закончилось ее формирование как складчатой страны. Практически на этой территории, как, впрочем, и в пределах восточной половины Австралийской платформы, в эпоху среднего палеозоя не происходило накопление морских осадков. Лишь кое-где, как, например, у Аделаиды или в центральной Виктории, в виде маломощного платформенного чехла встречаются ледниковые и флювиогляциальные образования верхнекаменноугольного — пермского возраста. Только в самой восточной части Лахланской складчатой страны в верхнекаменноугольное и пермское время прошикали мелководные морские заливы, и в этих районах известны морские осадки. Пермские органогенные известняки и мергели слагают горизонтально залегающий платформенный чехол в пределах восточной Тасмании, достигая по мощности лишь первых сотен метров. Несколько большей мощности подобные отложения достигают в пределах орогенных впадин северо-западного Квинсленда, однако и здесь она не превышает 300 м. На всей же остальной территории востока Лахланской складчатой системы в верхнем палеозое, по-видимому, существовал режим устойчивого поднятия, служившего континентальным обрамлением геосинклинали Новой Англии.

На этой территории, занимающей крайне восточную часть континента, вплоть до конца нижнепермского времени происходили интенсивные процессы геосинклинального развития. В западной части геосинклинальной системы, непосредственно сопрягавшейся с Лахланским консолидированным поднятием, интенсивное опускание компенсировалось накоплением мощных терригенных и карбонатно-терригенных толщ. Судя по составу терригенного материала, среди которого преобладают аркозовые и полимиктовые песчаники, снос его происходил с запада. Мощность нижне- и среднекаменноугольных отложений здесь превышает 5000 м, причем все породы несут следы мелководности и включают обильные окаменелости. Одновременно с накоплением терригенных толщ в этих западных прогибах геосинклинальной системы происходило накопление и вулканического материала, главным образом туфов и в меньшей степени лав кислого и среднего состава. Вероятно, вулканические центры располагались в пределах многочисленных местных поднятий, так как значительная часть вулканогенного материала отлагалась в континентальных условиях и часто туфы включают обильные растительные остатки. Таким образом, учитывая мелководный характер геосинклинальных отложений, накопившихся в пределах западной части геосинклинали Новой Англии, несомненно, можно предположить для этой области существование многочисленных узких прогибов и поднятий, конфигурация которых неоднократно изменялась, причем одновременно миграция наиболее прогнутых зон происходила как на восток, так и на запад. На востоке, в узком поясе вдоль границы с Лахланской складчатой системой, накопление осадков продолжалось вплоть до середины верхнекаменноугольного времени, после чего произошла смена отложений геосинклинального типа грубообло-

мочной молассой. Вероятно, это был узкий прогиб, протягивавшийся вдоль разломов глубинного заложения, на месте которых в самом конце карбона образовался краевой шов в понимании Н. С. Шатского (1947). Западный из прогибов внешней зоны геосинклинальной системы Новой Англии в карбоне также прослеживался вдоль зоны глубинных разломов, разделявших внешнюю зону Хантер и внутреннюю Брисбенскую зону этой геосинклинальной системы. Однако он в целом представлял собой, видимо, не единый геосинклинальный трог, а цепочку прогибов, разделенных между собой поперечными поднятиями. Отмирание процессов опускания и, следовательно, прекращение накопления геосинклинальных толщ здесь произошло в середине каменноугольного времени, и вся территория прогиба служила областью поднятий относительно более внутренних зон геосинклинальной системы, где геосинклинальный режим развития продолжался вплоть до конца нижнепермского времени.

В пределах Брисбенской зоны трудно выделить геоантиклинали и геосинклинали, так как повсеместно отложения представлены весьма однообразной кремнисто-сланцевой формацией, мощность которой превышает 5000 м. Однако уже сам факт широкого развития толщ подобного типа свидетельствует о том, что, вероятно, большая часть Брисбенской внутренней зоны характеризовалась морским, относительно глубоководным режимом седиментации. По-видимому, относительные поднятия не выступали над уровнем моря и не являлись источниками сноса грубообломочного материала. Можно также высказать предположение, что отступление моря происходило с запада на восток и в западных частях зоны еще в эпоху геосинклинального развития осадконакопление прекратилось. Однако этот вывод базируется не на палеофациальном анализе, а предлагается лишь потому, что в западных частях ее, как правило, обнажены наиболее нижние части разреза — породы сизурийского возраста.

В конце нижней перми повсеместно в пределах внутренней зоны системы Новой Англии произошли воздымания, которые сопровождались процессами складкообразования. Несколько раньше, в самом конце каменноугольного времени, вдоль краевого шва между Лахланскими складчатыми структурами и Новоанглийской системой заложился широкий прогиб, который рассматривается нами как Сиднейско-Боуэпский краевой прогиб. В его пределах уже в эту эпоху начали накапливаться мощные молассовые образования. Первоначально, в верхнем карбоне, снос обломочного материала шел в его пределы в основном с запада, за счет эрозионных процессов в пределах среднепалеозойских складчатых структур. Однако уже в нижней перми, в эпоху формирования грубой сероцветной молассы и мощных угленосных комплексов основным источником обломочного материала служили районы, расположенные от прогиба к востоку. Несомненно, что основную часть терригенного материала поставляли поднятия, образовавшиеся во внешней зоне Хантер. Но уже среди обломочных фракций встречаются различные по своим размерам обломки кремнистых сланцев, которые, вероятно, были принесены с более внутренних поднятий геосинклинальной системы. Складчатые процессы, которые начались, вероятно, в конце каменноугольного времени и закончились в конце нижней перми, привели к образованию сложных изоклинальных и линейных складок, осложненных многочисленными надвигами. Хотя в пределах складчатой системы Новой Англии неизвестны тектонические покровы, подобные шарьяжам Альпийского пояса Европы и Тетиса, однако часто, особенно в западной части территории, встречаются серии чешуйчатых структур. А. Войзи (Voisey, 1958) и другими исследователями отмечалось, что большинство структурных форм запрокинуто с востока на запад. Им было высказано предположение о преобладании тангенциального сжатия этого же направления. Несомненно также и то, что первоначально происходило образование узкой зоны поднятия вдоль сов-

ременного восточного побережья Австралии, служившего барьером между геосинклиналью и открытым морем, после чего произошло запрокидывание структур этого поднятия на запад.

Одновременно, либо несколько позже, с образованием складчатой структуры системы Новой Англии происходило внедрение интрузивных массивов. Выше уже указывалось, что гипербазитовые пояса этой области представляют собой, по-видимому, протрузии, внедрение которых происходило вдоль линий крупных разломов. В это же время образовались огромные по своим размерам интрузии гранитоидов. Интересен тот факт, что практически внедрение гранитоидов происходило в течение относительно короткого промежутка времени и ему не предшествовала эпоха гранитизации или гранитного магматизма. Вероятно, образование гранитов произошло в то время, когда закончилось формирование мощного метаморфического слоя земной коры в основании данной геосинклинали. По крайней мере к верхней перми мощность осадочных и вулканогенных пород в пределах геосинклинали Новой Англии уже была не менее 15—20 км.

После эпохи складчатости и обильного гранитного магматизма в пределах системы Новой Англии закончились интенсивные тектоические движения и наступил период относительного покоя. Повсеместно породы верхней перми залегают субгоризонтально и представлены платформенными фациями, литологически весьма сходными с пермскими отложениями в пределах докембрийской Австралийской платформы.

Наиболее дифференцированные тектонические движения в верхнем палеозое были характерны для островов внутренней Меланезии. При этом разрезы и характер развития отдельных островов не только отличались друг от друга, но и были совершенно иными по сравнению с областью верхнепалеозойской складчатости Австралии.

Верхнепалеозойские отложения Новой Гвинеи, залегающие с резким угловым несогласием на породах нижнего палеозоя, представлены мелко-водными и континентальными терригенными образованиями. Среди них отсутствуют вулканогенные образования, и отложения этого возраста не испытывают вкрест простираения оси основного прогиба существенных фациальных изменений. Подобная же картина, по данным Р. Ван-Беммелена (1958), типична для верхнего палеозоя западных островов Индонезии. Все это, вероятно, свидетельствует о том, что в пределах геосинклинального пояса, разделявшего на севере Австралию и материк Евразии, в верхнем палеозое был период относительного тектонического покоя. Г. Штилле (1964), считая, что эти формации образовались в после-складчатый период, высказал предположение о широком развитии герцинской складчатости в пределах этих островов. Однако это положение точно нельзя считать установленным, и потребуется еще много дополнительных исследований для того, чтобы проверить его правильность, так как в ряде последних работ (Visser, Hermes, 1962) указывается на отсутствие какого бы то ни было несогласия между отложениями триаса и перми. Если такое несогласие отсутствует во всей северной половине Новой Гвинеи, на островах Новая Британия и архипелага Д'Антркасто (здесь метаморфические образования верхов палеозоя (?) и мезозоя выделяются в единый стратиграфический комплекс), то, вероятно всего, эпоха длительного относительного покоя, которая началась в девонское время, продолжалась вплоть до конца перми и не сопровождалась процессами складчатых деформаций.

Совершенно иным типом тектонического развития характеризовались в верхнем палеозое территории островов Новой Каледонии и Новой Зеландии. Здесь в течение этого времени, несомненно, существовали две структурно-фациальные зоны, резко различные по своему характеру. Западная, прослеживавшаяся от западной половины Новой Каледонии, по-видимому,

через подводный хребет Норфолк вплоть до северо-западного побережья Южного острова Новой Зеландии, отличается весьма характерным набором тектонических формаций. Здесь мелководные терригенные и карбонатные отложения, достигающие огромных мощностей (свыше 5000—6000 м), чередуются с прослоями спилитовых лав. Вверх по разрезу спилиты постепенно сменяются спилито-кератофировой формацией. Вероятно, интенсивная вулканическая деятельность пространственно была приурочена к узкой зоне подводного поднятия или вала, часть которого была близка к поверхности моря или возвышалась над ней в виде островной дуги. Характерно, что тектонический режим для этой зоны на огромном протяжении (в пределах только Южного острова более чем на 1000 км) был весьма однообразным. Только этим можно объяснить тот факт, что лавы повсеместно имеют один и тот же геологический возраст. Интенсивная вулканическая деятельность и активные тектонические движения в верхнем палеозое сопровождались внедрением огромной массы интрузивных тел. Появлению крупных гранитных интрузий, местами щелочного состава, предшествовало образование крупного пояса гранитизированных пород. Процессы гранитизации в начале каменноугольного времени привели к образованию гнейсов и грашито-гнейсов, мало отличающихся по своему составу от первичных осадочных отложений, накопившихся в этой зоне в течение нижнего и среднего палеозоя. Впоследствии этот процесс сменился образованием уже интрузивных тел, вначале близких по составу зонам гранитизации, а затем обогащенных щелочными компонентами. Вероятно, к концу верхнего палеозоя в этой части островов уже существовал мощный метаморфический слой и строение земной коры здесь было почти такое же, как и в пределах континента.

В отличие от западной и северо-западной частей Новой Каледонии и Новой Зеландии, в восточной половине этих островов в верхнем палеозое существовал совершенно иной тектонический режим. Здесь происходило накопление однообразной по своему составу толщи граувакковых песчаников, чередовавшихся с прослоями кремнистых и глинистых сланцев и яшм. По мнению новозеландских геологов, эти породы отлагались в условиях глубокого моря или впадины, опускание которой компенсировалось накоплением осадков глубоководного характера. В них очень редка донная фауна и литологически они ничем не отличаются от более молодых мезозойских образований. Несомненно, что интенсивные тектонические процессы, протекавшие в эту эпоху на островах вулканической дуги, обрамлявших с северо-запада глубоководную впадину или, возможно, океанический желоб, не привели к сколько-нибудь заметным изменениям в характере осадко-накопления. Здесь в конце палеозоя не было внедрения магматических тел (как, впрочем, и в мезозойскую эпоху) и процессов складкообразования. Все тектонические структуры образовались здесь значительно позднее, скорее всего в конце нижнего мела. Вероятно, эти породы накапливались непосредственно на симитическом основании и процессы образования метаморфического слоя протекали уже в конце мезозоя или в кайнозое. Так или иначе, гранитные интрузии, несмотря на то что процессы геосинклинального развития и активные тектонические движения здесь продолжают и по настоящее время, неизвестны на всей этой обширной территории.

Поскольку наши задачи были ограничены рассмотрением только палеозойского этапа развития как восточной Австралии, так и прилегающих к ней с востока островных дуг, мы не могли затронуть многие из интересных общих вопросов о последующей тектонической истории этих территорий, имеющих, по нашему мнению, прямую связь с характером и возрастом складчатого фундамента. Без сомнения, дальнейшие исследования истории ранних этапов развития как островных дуг Меланезии, так и всего Тихоокеанского кольца позволят получить богатейший материал не только для регионального тектонического анализа, но и для ключевых проблем геотектоники.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В этой работе автор пытался осветить основные закономерности тектонического развития в палеозойскую эпоху одной из самых крупных частей Тихоокеанского тектонического кольца, включающей весь восток Австралийского материка и прилегающих к нему островов Меланезии, Полинезии и Океании, на основе объединения данных по характеру геосинклинальных формаций, магматизма и морфологии тектонических структур. Однако некоторые из положений, которые вытекают из анализа тектонического развития данного обширного региона, по-видимому, справедливы и для других окраин материков в пределах Тихоокеанского кольца.

Напомним основные выводы различных глав этой работы.

Последовательный анализ характера геосинклинальных формаций палеозойских отложений восточной Австралии свидетельствует о том, что начиная по крайней мере с верхнего докембрия и вплоть до конца палеозоя области интенсивного геосинклинального развития последовательно смещаются на восток от ядра континента, сложенного древнейшими докембрийскими формациями в сторону впадины Тихого океана. В этом направлении происходит смена древних складчатых систем все более и более молодыми складчатыми дислокациями и магматизмом. Таким образом, Австралия как материк в отличие от ряда районов Евразии, например северо-восточной Сибири (в палеозое) или юго-востока Китая, постепенно увеличивалась за счет приращения к докембрийскому ядру и консолидации все более и более молодых складчатых областей. Заметим только, что если восток Австралии можно рассматривать как один из наиболее ярких примеров классической концепции теоретической тектоники о разрастании платформ за счет приращения к ним складчатых областей более молодого возраста, то все же автор не считает возможным механически распространять этот вывод на другие материки, прилегающие к Тихому океану. Так, в палеозое, не говоря уже о более молодых эпохах складчатости, по побережью Азии и Америки геосинклинальные пояса закладывались на различном по возрасту докембрийском фундаменте, срезая подчас его структуры почти под прямым углом. Однако повсеместно и в пределах этих материков наблюдается одна последовательность — сложность и интенсивность тектонических процессов возрастает по направлению к океанической впадине.

Используя материал по всей западной половине Тихоокеанского кольца, автор (Богданов, 1966) выделил три различные структурно-фациальные зоны для палеозойского этапа развития данного региона. Австралия вместе с прилегающими к ней островами может служить одним из наиболее ярких примеров подобной структурной зональности (рис. 37). Восточная часть Австралии, а именно Тасманская палеозойская складчатая область, является тектопотипом Тасман-Катазиатской структурной

зоны, граничащей повсеместно с докембрийскими платформами. Ее строение весьма сходно с внутренним строением поясов Миллард и Фрейзер Северной Америки (Кэй, 1955). В пределах этой зоны, заложившейся, вероятно, на коре континентального типа, наблюдается последовательная смена внешних и внутренних прогибов, которые могут соответственно рассматриваться с известной долей условности как мио- и эвгеосинклинали. Развитие этой зоны принципиально ничем не отличается от развития других геосинклинальных поясов, расположенных в центральных частях других континентов. Это сравнение справедливо также и относительно магматизма этих складчатых областей.

Вторая из структурно-фацialsных зон западной половины Тихоокеанского кольца, зона Хоканое-Китаками, прослеживается в пределах западных частей островов Новой Каледонии и Новой Зеландии.

Она характеризовалась в палеозое тектоническим развитием, подобным развитию вулканических дуг современных геосинклиналей. Естественно, что можно высказывать только предположение о характере строения земной коры, на котором она заложилась, однако несомненно, что образование гранитного или метаморфического слоя здесь протекало неравномерно, в целом более быстро, чем в пределах других структурно-фацialsных зон. Например, на Южном острове Новой Зеландии имеются доказательства, что метаморфический фундамент под этой островной дугой образовался еще в докембрии, так как гранато-пироксеновые гнейсы встречаются в вулканических брекчиях этого возраста.

При анализе палеозойской тектонической истории островов Меланезии устанавливается, что островные дуги этого возраста обрамляли глубоководные впадины или желоба, в которых накапливались мощные геосинклинальные кремнисто-граувакковые толщи, не имеющие себе аналогов среди геосинклинальных осадков континентов. Пояс распространения таких толщ выделялся в Отаго-Сахалинскую структурно-фацialsную зону, которая в свою очередь рассматривалась как талассогеосинклиналь или геосинклиналь, заложившаяся на океанском ложе. Примером подобного типа геологических формаций и характера соотношения между мощнейшими палеозойскими геосинклинальными толщами и вышележащими может служить восточная часть Южного острова Новой Зеландии и восточное побережье Новой Каледонии.

Выводы о типах структурно-фацialsных зон палеозоя и различиях в строении земной коры в эпоху их геосинклинального развития тесно увязываются с распределением и составом магматических формаций. В пределах континента гранитный магматизм связывается с характером и мощностями геосинклинальных осадков и процессами складчатых деформаций. Здесь последовательно в соответствии с ростом осадочного слоя происходит постепенная миграция гранитного магматизма с запада на восток. Наблюдается последовательное в процессе тектонической истории развитие магматических тел от зон гранитизации и мигматизации, через диориты и гранодиориты до калиево-натриевых гранитов. Такое развитие происходит в течение длительной истории начиная с ордовика вплоть до перми включительно, т. е. в промежуток геологического времени, охватывающий отрезок, превышающий 300—250 млн. лет. Тот же процесс наблюдается и в пределах островных дуг, например на западе Южного острова Новой Зеландии, однако для него потребовался значительно более короткий этап времени — около 100 млн. лет. Этот вывод свидетельствует о том, что образование гранитов и метаморфического слоя в пределах последних в результате более интенсивных тектонических процессов происходит приблизительно в 3 раза быстрее, чем в одновозрастных геосинклиналях, располагающихся на краю континента. Вероятно, причины этого явления связаны с величиной теплового потока и процессами, происходящими в верхней мантии.

Сравнение данных, полученных при тектоническом анализе палеозойской истории Австралии и прилегающих к ней островных дуг, позволяет сделать некоторые предположения относительно общего характера закономерностей тектонического развития земной коры. Нет сомнений, что многие из приведенных выше положений подвергнутся дальнейшему уточнению и изменению в процессе сбора новых сведений о геологическом строении этой территории. Однако целью этой работы было не только описание региональной тектоники Австралии, но и попытка показать, что многие существенные выводы по затронутым проблемам могут быть получены, если рассматривать восточную Австралию и Меланезию как взаимосвязанные части единого Тихоокеанского сегмента Земли.

ЛИТЕРАТУРА

- Архангельский А. Д. 1941. Геологическое строение и геологическая история СССР, т. 1. Изд. 3. М.—Л., Гостоптехиздат.
- Архинов И. В. 1964. Очерк тектоники островов Индонезийского архипелага.— Труды ГИН АН СССР, вып. 113.
- Белоусов В. В. 1962. Основные вопросы геотектоники. Изд. 2. М., Госгеолтехиздат.
- Беммелен Р. В. 1957. Геология Индонезии. Перев. с англ. М., ИЛ.
- Богданов Н. А. 1966. Строение палеозоя запада Тихоокеанского кольца.— Геотектоника, № 2.
- Буртман В. С. 1965. Новозеландская горизонтальная флексура и Альпийский сдвиг.— Труды ГИН АН СССР, вып. 139.
- Вуд Б., Гриндли Д., Харингтон Х. 1963. Геологический очерк Новой Зеландии. Перев. с англ. М., ИЛ.
- Карта рельефа дна Тихого океана. 1964. 1:10 000 000. Под ред. Г. Б. Удинцева. М., ГУГК МГ СССР.
- Кропоткин П. Н., Шахварстова К. А. 1965. Геологическое строение Тихоокеанского подвижного пояса.— Труды ГИН АН СССР, вып. 134.
- Кэй М., 1955. Геосинклинали Северной Америки. Перев. с англ. М., ИЛ.
- Мазарович А. Н. 1951. Основы региональной геологии материков, ч. 1. М., Изд-во МГУ.
- Объяснительная записка к тектонической карте Австралии. 1965.— В кн. «Вопросы геологии Австралии». М., изд-во «Мир».
- Пушаровский Ю. М. 1965. Основные черты строения Тихоокеанского тектонического пояса.— Геотектоника, № 6.
- Пушаровский Ю. М., Афремова Р. А. 1965. Очерк тектоники Новогвинейско-Новозеландского сектора Тихоокеанского кайнозойского тектонического кольца.— Труды ГИН АН СССР, вып. 139.
- Соболевская В. Н. 1965. Основные черты тектонического развития Австралии.— Геотектоника, № 5.
- Хесс Х. Х. 1957. Серпентиниты, орогенез и эпейрогенез.— В сб. «Земная кора». М., ИЛ.
- Шатский Н. С. 1947. О структурных связях платформ со складчатыми геосинклинальными областями. Сравнительная тектоника древних платформ.— Изв. АН СССР, серия геол., № 5.
- Штилле Г. 1964. Тектоническое развитие островного мира Неоавстралии.— В кн.: Штилле Г. Избранные труды. 1945. Перев. с немец. изд. М., ИЛ.
- Andrews E. C. 1908. Report on the Drake gold and copper field.— New South Wales. Geol. Surv. Rept., N 12.
- Andrews E. C. 1913. Report on the Cobar copper and goldfield, pt 1.— New South Wales. Geol. Surv., Min. Res., N 17.
- Andrews E. C. 1915. The Canbelego, Budgery and Budger; gar mines. Pt 2.— New South Wales. Geol. Surv., Min. Res., N 18.
- Andrews E. C. 1922. Notes on the geology of the Broken Hill district.— New South Wales.— Geol. Surv. Mem. Geol., N 8, and Econ. Geol., N 17.
- Andrews E. C. 1938. The structural during the Palaeozoic.— J. and Proc. Roy. Soc. N. S. Wales, pt 2.
- Avias J. 1953. Contribution à l'étude stratigraphique et paléontologique des formations antécédentes de la Nouvelle Calédonie Centrale.— Sci. terre, 1. N 1—2.
- Banks M. B. 1956. The middle and upper Cambrian series (Dundas group and its correlates) in Tasmania.— In: «International Geological Congress, 20th Session, El Sistema Cámbrico... Symposium, t. 2», Mexico.
- Banks M. R. 1962a. Cambrian system. In: «The geology of Tasmania». J. Geol. Soc. Australia, 9, pt 2.

- Banks M. R. 1962b. Ordovician system. In: «The geology of Tasmania». J. Geol. Soc. Australia, 9, pt 2.
- Banks M. R. 1962c. Permian system. In: «The geology of Tasmania». J. Geol. Soc. Australia, 9, pt 2.
- Banks M. R. 1962d. Silurian and Devonian system. In: «The geology of Tasmania». J. Geol. Soc. Australia, 9, pt 2.
- Banks M. R., Ahmad N. 1962. The Permian system in Western Tasmania.— Papers and Proc. Roy. Soc. Tasmania, 96.
- Beck A. C. 1964. Geological map of New Zealand. Sheet 14. Marlborough Sounds, sc. 1: 250 000. Wellington. (last ed.). N. Z. Dept. Scient. a. Industr. Res.
- Benson W. N. 1912. Geology of the Nundle district. Rept Austral. and N. Z. Assoc. Advanc. of Sci., 12.
- Benson W. N. 1913. Great serpentine belt of New South Wales.— Proc. Linnean Soc. N. S. Wales, 38.
- Benson W. N. 1915. The geology of the Tamworth district.— Proc. Linnean Soc. N. S. Wales, 40.
- Benson W. N. 1934. The geology of the region adjacent to Presevation and Chalky inlets, South-west Fiordland, New Zealand.— Trans. N. Z. Inst., 63, pt 4.
- Benson W. N. 1956. Cambrian rocks and fossils from New Zealand (preliminary note).— In: «International Geological Congress. 20th Session. El Sistema Cambrico. Symposium, t. 2, pt 2. Mexico.
- Benson W. N., Keble R. A. 1935. The geology of the regions adjacent to Preservation and Chalky inlets, Fiordland, New Zealand, pt. 4. Stratigraphy and paleontology of the fossiliferous Ordovician rocks.— Trans. and Proc. Roy. Soc. N. Z., 65, pt 3.
- Benson W. N., Keble R. A., King L. C., McKee I. T. 1936. The Ordovician graptolites of Northwest Nelson, New Zealand. Paper, with notes on other Ordovician fossils.— Trans. and Proc. Roy. Soc. N. Z., 65, pt 4.
- Blissott A. H. 1962. Geological Survey Explanatory report one mile geological map series K 55—5—50 — Zeehan. Dept Min. Tasmania, Hobart.
- Bowen F. E. 1964. Geological map of New Zealand. Sheet 15. Buller. Sc. 1: 250 000. Wellington (Last ed.). N. Z. Dept. Scient. and Industr. Res.
- Branch C. D. 1960. Terrestrial volcanics and related porphyries and granites of North Queensland. In: «The geology of Queensland». J. Geol. Soc. Australia, 7.
- Brioli J. H. 1924. Zur Geologie des Vogelkop (N. W. Neu Guinea). Dienst. v. Mijnb. in Ned. Ind. Wetensch. Meded.
- Brooks J. H. 1960. Silurian of Northern coast of Queensland. In: «The geology of Queensland». J. Geol. Soc. Australia, 7.
- Brown D. A. 1964. Excursion notes on the geology of the Yass district. New South Wales. In: «Geological Excursion to Canberra. Meeting Australian and New Zealand Association, for the Advancement of Science, Canberra.
- Brown I. A. 1928. The geology of the south coast of New South Wales. The Palaeozoic geology of the Moruya district.— Proc. Linnean Soc. N. S. Wales, 53, pt 3.
- Brown I. A. 1932. Late Middle Devonian diastrophism in South-Eastern Australia.— Proc. Linnean Soc. N. S. Wales, 57, pt 2.
- Brown I. A. 1933. The geology of the south coast of New South Wales, with special reference of the origin and relationships of the igneous rocks.— Proc. Linnean Soc. N. S. Wales, 58, pt 5—6.
- Brown I. A. 1954. The stratigraphy and structure of the Silurian and Devonian rocks of the Yass, Bowring district.— J. and Proc. Roy. Soc. N. S. Wales, 74, pt 3.
- Brown W. R. 1926. The geology of the Gosforth district, New South Wales.— J. And Proc. Roy. Soc. N. A. Wales, 60, pt 2.
- Brown W. R. 1947. A short history of the Tasman geosyncline of Eastern Australia.— Sci. Progress, 35, N 140.
- Bruce G. 1962. The geology of the Nelson city area.— Trans. Roy. Soc. N. Z., Geol., 1, N 11.
- Bryan W. H. 1925. Farth mowement in Queensland.— Proc. Roy. Soc. Queensland, 37.
- Bryan W. H. 1945. The relationship of Australian continent to the Pacific ocean now and in the past.— J. and Proc. Roy. Soc. N. S. Wales, 78, pt 1—2.
- Bryan W. H., Jones O. A. 1954. Contridutions to the geology of Brisbane. N. 2. The structural history of the Brisbane metamorphics.— Proc. Roy. Soc. Queensland, 65.
- Campana B. 1954. Absolute age determination of the uraniferous granite and Precambrian tillite in Crockers Well area (Olary district, South Australia).— Austral. J. Sci., 16, N 6.
- Campana R. 1955. The geology of the Gawler military sheet.— Geol. Surv. South Australia, Rept. Invest., N 4.
- Campana B. 1958. The Mt. Lofty — Olary region and Kangaroo Island.— J. Geol. Soc. Australia, 5, pt 2.
- Campana B., King D., McKenna D. 1960. Unconformable units of the Cambrian succession of West Tasmania.— Austral. J. Sci., 22, N 8.
- Campana B., King D. 1963. Palaeozoic tectonism, sedimentation and mineralization in West Tasmania.— J. Austral. Geol. Soc., 10, pt 1.

- Campbell K. S. W. 1952. The geology of the Crssbrook, Buaraba area.— Queensland Univ. Dept. Geol. Papers, new ser., 3, N 17.
- Campbell K. S. W. 1957. A lower Carboniferous brachiopod — coral faunas from New South Wales.— J. Paleontol., 31, N 1.
- Campbell K. S. W., Engel B. A. 1963. The faunas of the Tournaisian Tulcumba Sandstone and its members in the Werrie and Belvue Synclines, New South Wales.— J. Geol. Soc. Australia, 10, pt. 1.
- Carey S. W. 1934. The geological structure of the Werrie basin.— Proc. Linnean Soc. N. S. Wales, 59, pt 5—6.
- Carey S. W. 1937. The Carboniferous sequence in the Werrie basin.— Proc. Linnean Soc. N. S. Wales, 62, pt 5—6.
- Carey S. W. 1938. Tectonic evolution of New Guinea and Melanesia. Sydney, Univ. D. Ph. thesis (Unpubl.).
- Carey S. W. 1953. Geological structure of Tasmania in relation to mineralization.— In: «Publication of the 5-th Empire Mining and Metallurgical Congress, v. 1». Melbourne.
- Carey S. W., Banks M. R. 1954. Lower Palaeozoic unconformities in Tasmania.— Papers and Proc. Roy. Soc. Tasmania, 88.
- Carey S. W., Browne W. R. 1938. Review of the Carboniferous stratigraphy, tectonics and paleogeography of New South Wales and Queensland.— J. and Proc. Roy. Soc. N. S. Wales, 71, pt 2.
- Carruthers D. S., Pratten R. D. 1961. The stratigraphic succession and structure in the Zinc Corporation Ltd. and New Broken Hill Consolidated Ltd. Broken Hill, New South Wales.— Econ. Geol., 56, N 6.
- Cochrane Q. W., Samson H. R. 1950. The geology of the Nowa-South Buchan area, Victoria.— Proc. Roy. Soc. Victoria, 60.
- Coleman P. J. 1957. An introduction to the geology of the Island Choiseul in the Western Solomons. Geol. Surv., Br. Sol. Isl. Protector. Rept 4.
- Connah T. H. a. oth. 1958. Summary report, limestone resources of Queensland. Queensland Geol. Surv. Publ., N 292.
- Conolly J. R. 1963. Upper Devonian stratigraphy and sedimentation in the Wellington, Molong district, New South Wales. J. and Proc. Roy. Soc. N. S. Wales, 96, pt 1.
- Conolly J. P. 1965. Petrology and origin of the Hervey group Upper Devonian, Central New South Wales.— J. Geol. Soc. Australia, 12, pt 1.
- Cotton C. A. 1949. A review of the tectonic relief of Australia.— J. Geol., 57, N 3.
- Cox S. H. 1879. Report on the Wakatipu and Greenstone districts. N. Z. Geol. Surv., Rept. Geol. Explor., 1878—1879, 12.
- Cribb H. O. S. 1960. Devonian of Sother Burdekin Valley. In: «Geology in Queensland», J. Geol. Soc. Australia, 7.
- Crohn P. W. 1950. The geology, petrology and physiography of the Omeo district, North—Eastern Victoria.— Proc. Roy. Soc. Victoria, 62, N 1.
- Crook K. A. W. 1961. Stratigraphy of the Tamworth group Lower and Middle Devonian, Tamworth, Nundle district.— Proc. Roy. Soc. N. S. Wales, 94, pt 5.
- Daily B. 1956. The Cambrian in South Australia In: «International Geological Congress, 20th Session. El sistema Cambrico. Symposium, v. 2». Mexico.
- Daily B. 1963. The Fossiliferous Cambrian succession on Fleurien peninsula, South Australia.— Rec. South Austral. Mus., 14, N 3.
- Dalgarno C. R., Johnson J. E. 1962. Cambrian sequence of the Western Flinders Ranges, South Australia, Geol. Surv. Notes, N 4. Quart. Geol.
- David T. W. E. 1911. Notes on some of the chief tectonic lines of Australia.— J. Roy. Soc. N. S. Wales, 45.
- David T. W. E. 1932. Explanatory notes to accompany a new geological map of the Commonwealth of Australia. Sydney.
- David T. W. E. 1950. The geology of the Commonwealth of Australia. W. R. Browne (Ed.) London.
- Dear J. F. 1959. The geology of the Cania district. Hons. Thesis, Univ. Queensland (Unpubl.).
- Denmead A. K. 1928. A survey of the Brisbane schists.— Proc. Roy. Soc., Queensland, 39.
- Denmead A. K., Tweeddale G. W. 1960. Permian of the Great Artesian Basin.— In: «Geology of Queensland». J. Geol. Soc. Australia, 7.
- Derrington S. S. 1961. Tectonic framework of the Bowen basin, Queensland. A. P. E. A. Conference Papers, Melbourne.
- Dozy J. J., Jong W. J., Schouten C. a. oth. 1939. Geological results of the Carstensz expedition, 1936.— Leidsche geol. meded., 11, N 1.
- Easton J. G. 1938. The geology and physiography of the Mitchell river.— Min. and Geol. J. Victoria, 1, N 3.
- Elliston J. 1954. Geology of the Dundas district Tasmania.— Papers and Proc. Roy. Soc. Tasmania, 88.
- Engel B. A. 1962. Geology of the Bulahdelah, Port Stephens district, New South Wales.— J. and Proc. Roy. Soc. N. S. Wales, 95, pt 6.

- Evernden J. F., Richards J. R. 1962. Potassium — argon ages in Eastern Australia.— *J. Geol. Soc. Australia*, 9, pt 1.
- Fairbridge R. W. 1950. Problems of Australian geotectonics.— *J. Sci. Union, Univ. Western Australia*, 1, N 5.
- Feuilletau de Broyn W. N. H. 1924. Contribution à la géologie de la Nouvelle Guinée. Lausanne.
- Fletcher H. O. 1952. Permian fossils from Southland. pt 1.— *N. Z. Geol. Surv. Paleontol. Bull.*, N 19.
- Geological map of Queensland. Sc. 1:2,500,000. Queensland Geol. Surv., 1953.
- Geological map of Tasmania. Sc. 1:506,800. Tasmania, Geol. Surv., Dept Min., 1961.
- Geological map of Victoria. Sc. 1:1,000,000. Victoria, Geol. Surv., 1963.
- Gill E. D., Banks M. R. 1950. Silurian and Devonian stratigraphy of the Zeehan area, Tasmania.— *Papers and Proc. Roy. Soc. Tasmania*, 1949.
- Glaessner M. F. 1950. Geotectonic position of New Guinea.— *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists*, 34, N 5.
- Glaessner M. F. 1952. The geology of the Tasman Sea. *Austral. J. Sci.* 14, N 4.
- Glaessner M. F. 1958. New fossils from the base of the Cambrian in South Australia.— *Trans. Roy. Soc. South Australia*, 81.
- Glaessner M. F., Daily B. 1959. The geology of the Late Precambrian fauna of the Ediacara fossil reserve.— *Rec. South Austral. Mus.*, 13, N 3.
- Glaessner M. F., Lewellyn K. M., Stanley G. 1950. Fossiliferous rocks of Permian age from the territory of New Guinea.— *Austral. J. Sci.*, 13, N 1.
- Glaessner M. F., Parkin L. W. (eds). 1958. The geology of South Australia.— *J. Geol. Soc. Austral.*, 5, pt 2.
- Gradwell R. 1955. The petrology of the Samford granodiorite.— *Queensland Univ. Dept. Geol. Papers*, 4, N 7.
- Gradwell R. 1960. The Permian to Triassic gahites of southern and coastal Queensland. In: «The geology of Queensland». *J. Geol. Soc. Australia*, 7.
- Gregg D. R. 1964. Geological map of New Zealand. Sheet 18 Hurunui. Sc. 1:250,000 (last ed). Wellington. N. Z. Dept Sci. and Industr. Res.
- Grindley G. W. 1957. Evidence for depth of burial metamorphism of the geosynclinal sediments.— *Abstrs. Lectures and Papers, Austral. and New Zealand Assoc. Advanc. of Sci.*, C66.
- Grindley G. W. 1958. The geology of the Eglinton valley, Southland.— *N. Z. Geol. Surv. Bull.*, N 58.
- Grindley G. W. 1961. Geologicap map of New Zealand. Goldenbay. Sc. 1:250,000. Wellington. N. Z. Dept Scient. and Industr. Res.
- Grindley G. W. Structure of the Alpine schists of south Westland, Southern Alps, New Zealand.— *N. Z. J. Geol. and Geophys.*, 1963, 6, N 5.
- Grindley G. W., Waterhouse J. B. 1960. Infaulted Trassic outlier at Lake Fergus, Eglinton valley, Southland.— *N. Z. J. Geol. and Geophys.*, 3, N 2.
- Gustafson J. K., Barrell H. C., Garretty M. D. 1950. Geology of the Broken Hill ore deposit, Broken Hill, New South Wales.— *Bull. Geol. Soc. America*, 61, N 12, pt 1.
- Hall T. S. 1894. Geology of Castlemaine. *Proc. Roy. Soc. Victoria*, 7.
- Harris W. J., Thomas D. E. 1934. Notes on the geology of the Upper Goulbourn basin, pt 1. The Jamieson valley.— *Mining. a. Geol. J. Victoria*, 2, N 3.
- Harris W. J., Thomas D. E. 1938. A revised classification and correlation of the Ordovician graptolite beds of Victoria.— *Mining. a. Geol. J. Victoria*, 1, N 2.
- Hay R. F. 1960. The geology of Mangakahia subdivision. *N. Z. Geol. Surv. Bull.*, N 61.
- Hector G. 1865. On the geology of Otago.— *Quart. J. Geol. Soc. London*, 21.
- Hector G. 1877. Progress Report 1876—1877.— *New Zealand Geol. Surv. Rept. Geol. Explor.*, 10.
- Henderson J., Grange L. I., Macpherson E. O. 1925. Motueka Subdivision.— *N. Z. Geol. Surv., Annual Rept.*, 19.
- Henderson J., Grange L. I., Macpherson E. O. 1958. The geology of Motueka subdivision.— *N. Z. Geol. Surv. Bull.*, N 35.
- Henderson J., Fyfe H. E. 1927. Murchison subdivision.— *N. Z. Geol. Surv. Annual Rept.*, 21.
- Hill D. 1951. Geology.— In: «Handbook of Queensland». Brisbane.
- Hill D. 1955. Contributions to the correlation and fauna of the Permian in Australia and New Zealand.— *J. Geol. Soc. Australia*, 2.
- Hill D. 1960. Geological structure. In: «Geology of Queensland». *J. Geol. Soc. Australia*, 7.
- Hills E. S. 1929. The geology and palaeontography of the Cathedral Range.— *Proc. Roy. Soc. Victoria*, 41, pt 2.
- Hills E. S. 1932. The geology of Marysville, Victoria.— *Geol. Mag.*, 69.
- Hills E. S. 1936. The physiographic history of the Victorian Grampians.— *Proc. Roy. Soc. Victoria*, 49, pt 1.
- Hills E. S. 1946. Some aspects of the tectonics of Australia.— *J. Roy. Soc. N. S. Wales*, 79.

- Hills E. S. 1956a. A contribution to the morphotectonics of Australia.— *J. Geol. Soc. Australia*, 3.
- Hills E. S. 1956b. The tectonic style of Australia. In: «Geotectonisches Symposium zur Ehren von Hans Stille». Stuttgart.
- Howchin V. 1897. On the occurrence of Lower Cambrian fossils in the Mount Lofty ranges.— *Trans. Roy. Soc. South Australia*, 24.
- Howchin V. 1904. The geology of the Mount Lofty ranges, pt 1. The coastal district.— *Trans. Roy. Soc. South Australia*, 28.
- Howchin V. 1906. The geology of the Mount Lofty ranges. Pt 2.— *Trans. Roy. Soc. South Australia*, 30.
- Hutton C. O. 1940. Metamorphism in the Lake Wakatipu region, Western Otago, New Zealand.— *N. Z. Dept. Scient. and Industr. Res. Geol. Mem.*, N 5.
- Hutton C. O., Turner F. J. 1936. Metamorphic zones in North-West Otago.— *Trans. Roy. Soc. N. Z.*, 65.
- Isbell R. F. 1955. The geology of the Northern section of the Bowen basin, Queensland, Univ. Dept. Geol. Papers, 4, N 11.
- Iten K. W. B., Cater E. K. 1951. Geological investigations in the Cobar area, New South Wales, Australia. *Bur. Min. Res., Rec.* (1951/13 unpubl.).
- Iren K. W. B. 1952. Facies change — a factor in ore localization in the Cobar mineral field, New South Wales.— *Mines Mag.*, 42, N 2.
- Jennings I. B. 1963. Geological survey explanatory report. One mile Geological map. Series K'55—6—45. Tasmania Dept. Min. Middlesex.
- Jones O. Th. 1947. Ore genesis in Queensland.— *Proc. Roy. Soc. Queensland*, 59.
- Jones O. Th., Jones J. 1956. Notes on the geology of some North Queensland Islands.— *Dept. Gr. Barrier Reef Comm.*, 6, N 13.
- Jensen H. L. 1912. The metamorphic rocks of the East Moreton and Gympie districts.— *Repts. Australia and New Zealand Assoc. Advanc. of Sci.*, 12.
- Joklik G. F. 1950. Structural and tectonic studies in the Cobar mineral field, New South Wales.— *Econ. Geol.*, 45, N 4.
- Joplin G. A. 1937. The Ben Bullen plutonic complex, New South Wales.— *J. Roy. Soc. N. S. Wales*, 70.
- Joplin G. A. 1942. Petrological studies of the Ordovician of New South Wales.— *Proc. Linnean Soc. N. S. Wales*, 68.
- Joplin G. A. 1947. Petrological studies in the Ordovician of New South Wales, 4. The Northern extension of the North-East Victorian metamorphic complex.— *Proc. Linnean Soc. N. S. Wales*, 72.
- Joplin G. A. 1962. An apparent magmatic cycle in the Tasman geosyncline.— *J. Geol. Soc. Australia*, 9, pt 1.
- Joplin G. A., Culey A. G. 1938. The geological structure and stratigraphy of the Molong — Manildra district.— *J. Roy. Soc. N. S. Wales*, 71.
- Keble R. A., Benson W. N. 1929. Ordovician graptolites of North-West Nelson.— *Trans. N. Z. Inst.*, 59.
- Keijzer F. G. 1941. Fossielen van het Palaeozoicum van Zuidelijk Centraal Nieuw Guinea.— *Hand. 28e Ned. Nat. Gen. C.*, pp. 271—272.
- Kenny E. J. 1934. West Darlino district. New South Wales.— *Geol. Surv. Min. Res.*, N 36.
- Keyser F. de, Bayly M. B., Wolff K. W. 1960. Silurian of the Chillagoe Area. In: «The geology of Queensland». *J. Geol. Soc. Australia*.
- Keyser F. de. 1961. Misima Island — geology and gold mineralization.— *Austral. Dept. Min. Res. Geol. and Geophys. Rept.*, N 57.
- King H. F., Thomson B. P. 1953. The geology of the Broken Hill district. In: «50th Empire Mining and Metallurgical Congress. Publication, v. 1». Melbourne.
- Kingma I. T. 1959. The tectonic history of New Zealand.— *N. Z. J. Geol. and Geophys.*, 2, N 1.
- Kleeman A. W., Skinner B. J. 1959. The Kanmantoo group in the Strathalbyn, Harrogate region, South Australia. *Trans. Roy. Soc. South Australia*, 82.
- Kleeman A. W., White J. R. 1956. The structural petrology of portion of the eastern Mt. Lorty ranges.— *J. Geol. Soc. Australia*, 3.
- Klömpe Th. H. F. 1957. Pacific and Variscan orogeny in Indonesia.— *Indones. J. Natur. Sci.*, 113.
- Koch P. 1958. Introduction à la géologie de la Nouvelle-Calédonie et dépendances. Notice explicative sur la carte géologique au 1:4.000.000.— *Bull. géol. Nouvelle-Calédonie*, N 1.
- Kolbel H. 1945. Die tektonische Entwicklung Australiens.— *Geotekton. Forsch.*, N 7/8.
- Koninck L. G. de. 1898. Description of the Paleozoic fossils of New South Wales (Australia).— *N. S. Wales Geol. Surv. Mem. Palaeontol.*, N 6.
- Lensen G. J. 1963. Geological map of New Zealand. Sheet 16. Kaikoura. Sc. 1:250.000 (Last ed.). Wellington. N. Z. Dept. Sci. and Industr. Res.
- Livingston K. G. 1960. Devonian of the Herberston, Mt. Garnet area. In: «The geology of Queensland». *J. Geol. Soc. Australia*, 7.
- Linder A. W. 1953. The geology of the coastline of Waratah Bay between Walker-ville and Cope Liptrap. *Roy. Soc. Victoria, New Zealand*, 64.

- Lukas K. A. 1960. The Texas area. In: «Geology of Queensland», J. Geol. Soc. Australia, 7.
- Mackoy W. I. 1955. Geological report on a reconnaissance of the Markham and Upper Ramu Drainage systems, New Guinea.—Australia Bur. Min. Res. Rec., 1955/25. Unpubl.
- Malone E. J. 1964. Depositional evolution of the Bowen Basin.—J. Geol. Soc. Australia, 11, pt 2.
- Maxwell W. G. H. 1953. Upper Palaeozoic formations in the Mount Morgan district. Stratigraphy and structure.—Queensland Univ., Dept Geol. Papers, 4, N 4.
- Maxwell W. G. H. 1954. Upper Palaeozoic formations in the Mount Morgan district. Faunas.—Queensland Univ. Rept. Geol. Papers, 4, N 5.
- Maxwell W. G. H. 1960. Tournaisian brachiopods from Baywulla, Queensland.—Queensland Univ. Dept Geol. Papers, 5, N 8.
- Maxwell W. G. H. 1961. Lower Carboniferous brachiopod faunas from Old Cannindah, Queensland.—J. Paleontol., 35, N 1.
- Maxwell W. G. H. 1964. The geology of the Yarrol region. Pt 1. Biostratigraphy.—Queensland Univ. Dept Geol. Papers, 5, N 9.
- Mawson D. 1912. Geological investigations in the Broken Hill area.—Mem. Roy. Soc. South Australia, N 2.
- Mawson D. 1925. Evidence and indications of algal contribution in the Cambrian and Precambrian limestones of South Australia.—Trans. Roy. Soc. South Australia, 49.
- Mawson D. 1927. Geological notes on an area along the north-eastern portion of the Willouran Ranges.—Trans. Roy. Soc. South Australia, 51.
- Mawson D. 1942. The structural character of the Flinders ranges.—Trans. Roy. Soc. South Australia, 66, pt 2.
- Mawson D. 1946. The geological background of South Australia.—In: «Handbook of South Australia».
- Mawson D. 1947. The Adelaide series as developed along the western margin of the Flinders ranges.—Trans. Roy. Soc. South Australia, 71, pt 2.
- Mawson D., Segnit E. 1949. Purple slate of the Adelaide System.—Trans. Roy. Soc. South Australia, 72.
- Mawson D., Sprigg R. 1950. Subdivision of the Adelaide system.—Austral. J. Sci., 13, N 13.
- McDonnell K. 1956. The geology of the Esk rift valley between Harlim and Linville with particular reference to the structures.—Queensland Univ. Dept Geol. Papers, 4, N 2, p. 1—32.
- McDougall I. a. oth. 1965. Isotopic age determination on Precambrian rocks of the Carpentaria region, Northern Territory, Australia.—J. Geol. Soc. Australia, 12, pt 1.
- McElroy C. T. 1962. Map sc. 1:250,000. Geological series explanatory notes. Sydney, New South Wales. Sheet 1/56—5. Bur. Min. Res., Geol. Geophys.
- McElroy C. T. 1962. The geology of the Clarence—Moreton basin.—New South Wales, Geol. Surv., Mem. Geol., N 9.
- McIntyre D. B. 1951. The tectonics of the area between Grantown and Tomin-toul.—Quart. Geol. Soc. London, 107, pt 1, N 425.
- McKay A. 1877. Reports relative to collections of fossils made on the West Coast district South Island.—N. Z. Geol. Surv. Rept. Geol. Explor. 1873—1874, 6.
- McKay A. 1881. District West and North of Lake Wakatipu.—N. Z. Geol. Surv. Rept. Geol. Explor., 1879—1880, 12.
- McKay A. 1883. On the geology of the Reefton district Inangahuacounty.—N. Z. Geol. Surv. Rept. Geol. Explor., 1882, 15.
- McMillan N. J., Malone E. J. 1960. The geology of the Eastern Central Highlands of New Guinea.—Austral., Bur. Min. Res. Geol. Geophys. Rept, N 48.
- Mutch A. R. 1963. Geological map of New Zealand. Sheet 23. Oamaru. Sc. 1:250,000. Wellington.
- Nath S. J. 1958. Classification of the Tasman geosyncline. India, Geol. Surv. Rec., 85, pt 4.
- Noakes L. C. 1954. Geology and geomorphology of the Canberra region. In: «Canberra. A nations capital». Handbook.
- Offler R. 1963. Structural geology of the Strathalbyn anticline South Australia.—Trans. Roy. Soc. South Australia, 87.
- Öpik A. A. 1952. Interpretation of the stratigraphy of the Palaeozoic sedimentary rocks of the Adaminaby tunnel-lines of the Snou mountains. Unpubl.
- Öpik A. A. 1954. The geology of the Canberra City district. In: «Canberra. A nations capital». Handbook.
- Öpik A. A. 1956. Cambrian paleogeography of Australia. In: «International Geological Congress. 20th Session. El Sistema Cambrico—Symposium, t. 2». Mexico.
- Öpik A. A. 1958. The geology of the Canberra City district. Australia, Bur. Min. Res. Geol. and Geophys. Bull., N 32.
- Osborne G. D. 1922. Geology of the Clarencetown, Paterson district.—Proc. Linnean Soc. N. S. Wales, 47.

- Osborne G. D. 1950. The structural evolution of the Hunter—Manning.— Myall province.— Roy. Soc. New South Wales Monthly, N 1.
- Osborne G. D., Jopling A. V., Lancaster H. E. 1948. Stratigraphy and general form of the Timor anticline. This Journal, 52, 312.
- Packham G. H. 1958. Stratigraphic studies in the older Paleozoic rocks of the Tasman geosyncline in Central-Western New South Wales. Sydney (Unpubl. thesis).
- Packham G. H. 1959. An interpretation of the stratigraphy of Central-Western New South Wales. Sydney (Unpubl.).
- Packham G. H. 1960. Sedimentary history of part of the Tasman geosyncline in South-Eastern Australia.— In: «International Geological Congress. 21th Session». Report, pt 12. Copenhagen.
- Packham G. H. 1962. An outline of the geology of New South Wales. In: «A geology heritage ANZAAS jubilee». Sydney.
- Packham G. H., Stevens N. C. 1955. The Paleozoic stratigraphy of Spring and Quarry creeks, West of Orange, New South Wales.— J. and Proc. Roy. Soc. N. S. Wales, 88, pt 3.
- Park J. 1924. Geology and mineral resources of Western Southland.— N. Z. Geol. Surv. Bull., n. s. 23.
- Perry R. A. 1962. General Report on lands of the Alice Springs area, Northern Territory, 1956—1957. C. S. I. R. O. Land research series, 6, Melbourne.
- Piroulet M. 1947. Etude stratigraphique sur la Nouvelle-Calédonie. These. Paris, Protat Erères, Maçon.
- Rayner E. O. 1961. The mineralogy and genesis of the iron-rich copper ores of the Cobar Province, New South Wales. Ph. D. Thesis. Univ. New South Wales. Sydney (Unpubl.).
- Reed F. R. C. 1927. New Trilobites from the Ordovician beds of New Zealand.— Trans. N. Z. Inst., 57.
- Richards J. R., Pidgeon R. F. 1963. Some age measurements on micas from Broken Hill, Australia.— J. Geol. Soc. Australia, 10, pt 2.
- Rickwood F. R. 1955. The geology of the western highlands of New Guinea.— J. Geol. Soc. Australia, 2.
- Roberts J. 1961. The geology of the Gresford district, New South Wales.— J. and Proc. Bay. Soc. N. S. Wales, 95, pt 2.
- Roberts J. 1965. Lower Carboniferous zones and correlations based on faunas from the Gresford—Dungog district, New South Wales.— J. Geol. Soc. Australia, 12, N 1.
- Routhier P. 1953. Etude géologique du versant occidental de la Nouvelle Calédonie entre le col de Boghen et la pointe d'Arama.— Mém. Soc. géol. France, n. sér., 32, fasc. 1—3, mém. N 67.
- Rowe S. M. 1960. Central western portion of the Bowen basin.— In: «The geology of Queensland». J. Geol. Soc. Australia, 7.
- Scott B. 1951. The petrology of the volcanic rocks of South-East King Island, Tasmania.— Papers and Proc. Roy. Soc. Tasmania.
- Scott B. 1952. The occurrence of pillow lavas near Penguin, Tasmania.— Paper and Proc. Roy. Soc. Tasmania, 86.
- Sherrard K. M. 1954. The assemblages of graptolites in New South Wales.— J. and Proc. Roy. Soc. N. S. Wales, 87, pt 3.
- Shirley J. 1938. The fauna of the Baton river beds (Devonian) New Zealand.— Quart. J. Geol. Soc., 94, pt 4, N 376.
- Siller C. W. 1961. The geology and petroleum prospects of the Maryborough basin, Queensland.— In: «A. P. E. A. Conference papers». Melbourne.
- Skwarko S. K. 1958. The lower Ordovician of Cape Providence: a new graptolite zone and a new species of *Schizograptus*.— N. Z. J. Geol. and Geophys., 1, N 2.
- Smith E. M. 1957. Lexicon of the stratigraphy of Tasmania. Canberra.
- Smith J. G. 1964. Diastrophic evolution of Western Papua and New Guinea. Doct. Thesis, Univ. Tasmania. (Unpubl.), Hobart.
- Smith J. W., Green D. H. 1961. The geology of the Musa River area, Papua.— Austral. Bur. Min. Res., Geol. and Geophys., Rept. N 52.
- Snelling N. J. 1960. The geology and petrology of the Murrumbidgee batholith.— Quart. J. Geol. Soc. London, 116, pt 2, N 462.
- Solomon M. 1961. The tectonic history of Tasmania.— J. Geol. Soc. Australia, 9, pt 2.
- Spencer-Jones D. 1965. The geology and structure of the Grampians area, Western Victoria.— Victoria. Geol. Surv. Mem., 25.
- Sprigg R. C. 1946. Reconnaissance geological survey portion of the western escarpment of the Mount Lofty ranges.— Trans. Roy. Soc. South Australia, 70, pt 2.
- Sprigg R. C. 1949a. Early Cambrian «jellyfishes» of Ediacara, South Australia and Mount John, Kimberly district, Western Australia.— Trans. Roy. Soc. South Australia, 73.
- Sprigg R. C. 1949b. Thrust structures of the Wetcholia area, South Australia.— Trans. Roy. Soc. South Australia, 73.

- Sprigg R. C. 1952. Sedimentation in the Adelaide geosyncline and the formation of the continental terrace.— In: «Sir Douglas Mawson anniversary volumes. Adelaide.
- Sprigg R. C. 1955. The Point Marsden Cambrian beds, Kangaroo Island. South Australia.— Trans. Roy. Soc. South Australia, 78.
- Sprigg R. C. 1961. On the structural evolution of the Great Artesian Basin.— Austral. Petrol. Explor. Assoc. Conf. Papers, Melbourne.
- Sprigg R., Campana B. 1953. The age and facies of the Kanmantoo group.— Austral. J. Sci., 16, N 1.
- Spry A. 1962. The Precambrian. In: «The geology of Tasmania».— J. Geol. Soc. Australia, 9, pt 2.
- Spry A. 1963a. The occurrence of eclogite on the Lyell Highway. Tasmania.— Min. Mag., 33, N 262.
- Spry A. 1963b. Precambrian rocks of Tasmania, Pt 5. Petrology and structure of Frenchman's cap area.— Paper and Proc. Roy. Soc. Tasmania, 97.
- Spry A. 1964. Precambrian rocks of Tasmania. Pt 6. The Zeehan—Corinna area.— Papers and Proc. Roy. Soc. Tasmania, 98.
- Spry A., Ford R. 1957. A reconnaissance of the Corinna, Pieman Heads area; geology.— Papers and Proc. Roy. Soc. Tasmania, 91.
- Spry A., Zimmerman D. 1959. Precambrian rocks of Tasmania. Pt 4. The Mt. Mullens ares.— Papers and Proc. Roy. Soc. Tasmania, 93.
- Stanley E. R. 1923. The geology of Papua. Melbourne.
- Stein Ch. E. 1927. Devonische Fossilien von Holländisch Neu Guinea.— Wet. meded, N 5. D. v. d. Mijnd. Indie.
- Stephenson P. J. 1959. The Mt. Barney central complex South-Eastern Queensland.— Geol. Mag., 96, N 2.
- Stevens N. C. 1957. Further notes on Ordovician formations of Central New South Wales.— J. and Proc. Roy. Soc. N. S. Wales, 90.
- Suggate R. P. 1957. The geology of the Reefton subdivision. N. Z. Geol. Surv. Bull., N 56.
- Sussmilch C. A. 1935. The Carboniferous period in Eastern Australia.— Rept Australian a. New Zealand Assoc. Advanc. Sci., 22.
- Talbot J. 1963. Retrograde metamorphism of the Houghton complex, South Australia.— Trans. Roy. Soc. South Australia, 87.
- Talent J. 1963. The Devonian of the Michele and Wentworth rivers. Melbourne.
- Talent J. 1965. The stratigraphic and diastrophic evolution of Central and Eastern Victoria in middle palaeozoic times. Rept. and Proc. Roy. Soc. Victoria, 79, pt. 1.
- Teale E. O. 1920. A contribution to the Palaeozoic geology of Victoria, with special reference to the districts of Mt. Wellington and Nowa Nawa respectively.— Rept. and Proc. Roy. Soc. Victoria, new ser., 32, pt 2.
- Tectonic map of Australia, Sc. 1:5 000 000. Bur. Min. Australia, 1960.
- Teichert C. 1928. Nachweis palaeozoischer Schichten von Südwest Neu Guinea In: «Nova Guinea, v. 6. Geologie. Livr. 3». Leiden.
- Teichert C., Talent J. A. 1959. Geology of the Buchan area, East. Gippsland.— Victoria, Geol. Surv. Mem., N 21.
- Thomas D. E. 1937. Some notes on the Silurian rocks of the Heathcote area.— Geol. J. Victoria, 1, pt 1.
- Thomas D. E. 1939. The structure of Victoria with respect to the Lower Paleozoic rocks.— Min. and Geol. J. Victoria, 1, N 4.
- Thomas D. E. 1947. The geology of the Eildon dam project.— Victoria Geol. Surv. Mem., N 16.
- Thomas D. E. 1959. The geological structure of Victoria.— J. and Proc. Roy. Soc. N. S. Wales, 92, pt 4.
- Thomas D. E., Singleton O. P. 1956. The Cambrian stratigraphy of Victoria.— In: «International Geological Congress 20th Session. El. Systema Cambrico. Symposium, t. 2». Mexico.
- Thomson B. P. 1953. Geology and ore occurrence in the Cobarr district.— In: «5th Empire Mining and Metallurgical Congress. Publ. v. 1. Melbourne.
- Thomson B. P. 1963. Regional structures Southern Fleurieu peninsula.— South Australia, Geol. Surv. Quart. Geol. Notes, N 6.
- Thomson B. P. 1964. Upper Precambrian stratigraphy Barrier ranges. New South Wales Geol. Surv., Rept. (unpubl.). Adelaide.
- Thomson B. P. 1965. Geology and mineralisation in South Australia. The Geol. of Aust. ore Deposits. Sydney.
- Thomson B. P. a. oth. 1964. Precambrian rock groups in the Adelaide geosyncline: a new subdivision.— South Australia, Geol. Surv. Quart. Geol. Notes, N 9.
- Turner F. J. 1933. The metamorphic and intrusive rocks of Southern Westland.— Trans. and Proc. N. Z. Inst., 63, pt 3.
- Turner F. J. 1934. Schists from the Forbes range and adjacent country, Western Otago.— Trans. and Proc. Roy. Soc. N. Z., 64, pt 2.
- Turner F. J. 1935. Metamorphism of the Te-Anau series (Permian 3) in the region North-West of Lake Wakatipu.— Trans. and Proc. Roy. Soc. N. Z., 65, pt 3.

- Tweeddale G. W. 1960. Devonian of the Drummond Basin.— In: «Geology of Queensland». J. Geol. Soc. Australia, 7.
- Vallence T. C. 1953. Studies in the metamorphic and plutonic geology of the Warrumbungle — Adalong — Tumbarumba district. N. S. Wales. Pt 3. The granitic rocks.— Proc. Linn. Soc. N. S. Wales, 78.
- Vening-Meinesz F. A. 1948. Gravity Expeditions at Sea, 1923—1938. Delft.
- Visser W. A., Hermes J. J. 1962. Geological results of the exploration for oil in Netherlands New Guinea. Kgl. nederl. geol. Mijnb. Gen., Verh., Geol. ser., 20, N 265.
- Voisey A. H. 1945. Correlation of some Carboniferous sections in New South Wales.— Proc. Linn. Soc. N. S. Wales, 70, pt 1—2, N 317—318.
- Voisey A. H. 1955. The building of New England. An inaugural public lecture delivered in Armidale, New South Wales on Oct. 13.
- Voisey A. H. 1957a. Clarke memorial lecture. Repr. from J. and Proc. Roy. Soc. N. S. Wales, 91, pt 4.
- Voisey A. H. 1957b. Further remarks on the sedimentary formations of New South Wales.— J. and Proc. Roy. Soc. N. S. Wales, 91, pt 4.
- Voisey A. H. 1957c. The Manilla syncline and associated faults.— J. and Proc. Roy. Soc. N. S. Wales, 91, pt 4.
- Voisey A. H. 1958. Tectonic evolution of north-eastern New South Wales.— J. and Proc. Roy. Soc. N. S. Wales, 92, pt 4.
- Voisey A. H. 1959. Australian geosynclines.— Austral. J. Sci., 22, N 5.
- Walker D. W. 1959. Palaeozoic stratigraphy of the area to west of Boronore, N. S. Wales. J. and Proc. Roy. Soc. N. S. Wales, 93, pt 1—2.
- Warner R., Harrison J. 1961. Discovery of Middle Cambrian fossils in New South Wales.— Austral. J. Sci., 23, N 8.
- Waterhouse J. B. 1955. An isoclinal fold on Häckel peak, Southern Alps, New Zealand (S79).— Trans. Roy. Soc. N. Z., 83, pt 2.
- Waterhouse J. B. 1964a. Permian Brachiopods of New Zealand.— New Zealand Geol. Surv. Paleontol. Bull., N 35.
- Waterhouse J. B. 1964b. Permian stratigraphy and faunas of New Zealand.— N. Z. Dept. Sci. and Industr. Res. Bull., N 72.
- Webb A. W., Cooper J. A., Richards J. R. 1963. K — Ar ages on some Central Queensland granites.— J. Geol. Soc. Australia, 10, pt 2.
- Webb A. W., McDougall I. V. 1964. Granites of Lower Cretaceous age near Eungella, Queensland.— J. Geol. Soc. Australia, 11, pt 1.
- Wellman H. W. 1948. Palaeozoic.— In: «The outline of the geology of New Zealand». Wellington.
- Wellman H. W. 1952. The Permian — Jurassic stratified rocks of New Zealand. In: «International Geological Congress. 19th Session. Symposia sur les Series de Gondwana». Alger.
- Wellman H. W. 1956. Structural outline of New Zealand.— N. Z. Dept. Sci. and Industr. Res. Bull., N 121.
- Wellman H. W. 1957. In: Rigg Th., Chittenden E., Hodgson I. A survey of soils, vegetation and agriculture of the Eastern Hills, Waimea country, Nelson. Cawthron Inst., Nelson.
- Wellman H. W., Grindley G. W., Munden F. W. 1952. The Alpine schists and the Upper Triassic of Harpers Pass, South Island, New Zealand.— Trans. and Proc. Roy. Soc. N. Z., 80, pt 2.
- Wells B. E. 1956. The geology of the Casterton district.— Proc. Roy. Soc. Victoria, 68.
- White A. H. 1964a. Geological map of New England. Attunga Sheet (N 321). Sc. 1:100 000. With marginal text. Univ. New England, Armidale, New South Wales.
- White A. H. 1964b. Geological map of New England. Tamworth sheet (N 331). Sc. 1:100 000. With marginal text. Univ. New England, Armidale, New South Wales.
- White D., Wyatt D. 1960. Silurian of the Chillagoe area. In: «The geology of Queensland». J. Geol. Soc. Australia, 7.
- Wilkinson J. F. G. 1953. Some aspects of the Alpine-type serpentinites of Queensland.— Geol. Mag., 90.
- Wilson A. F. a. oth. 1960. Radioactive ages from the Precambrian rocks in Australia.— J. Geol. Soc. Australia, 6, pt 2.
- Wood B. L. 1956. The geology of the Gore subdivision, Gore sheet district (S170).— N. Z. Geol. Surv. Bull., N 53.
- Wood B. L. 1960. Geological map of New Zealand. Fiordland, Sheet 27. Sc. 1:250 000 (last ed.). Wellington. N. Z. Dept. Sci. and Industr. — Res.
- Wood B. L. 1962. Geological map of New Zealand. Wakatipu, Sheet 22. Sc. 1:250 000. Wellington. N. Z. Dept. Sci. and Industr. Res.
- Wood B. L. 1963. Structure of the Otago schists.— N. Z. J. Geol. and Geophys., 6, pt 5.
- Yaquet J. 1892. Report on the White Cliffs Opal Field. Sydney, Min. Dept Annual Rept.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение	5
Глава I.	
История развития взглядов на тектонику восточной Австралии . . .	9
Глава II.	
Аделаидская складчатая область	13
Стратиграфия	15
Докембрий	15
Докембрий «А» (нижний протерозой)	16
Докембрий «В» (средний протерозой)	17
Докембрий «С» (верхний протерозой)	18
Группа Аделаида	19
Серия Торреваджи	23
Кембрий	25
Ордовик	27
Морфология тектонических структур	27
Глава III.	
Тасманская складчатая область	40
Лахланская складчатая система	40
Стратиграфия	41
Докембрий	41
Кембрий	43
Ордовик	45
Силур	50
Нижний и средний девон	57
Верхний девон — карбон	62
Пермь	66
Магматизм	67
Додевонский магматизм	68
Ультраосновные и основные интрузии	68
Гранитные интрузии	69
Девонские и нижнекаменноугольные интрузии	71
Гранитные и щелочные интрузии	71
Морфология тектонических структур	72
Нижний структурный этаж	73
Гранитная антиклинальная зона	73
Мельбурнская синклиналильная зона	75
Антиклинальная зона Бенамбриа	79
Синклиналильная зона Хилл-Энд — Будекин	88
Верхний структурный этаж	90
Складчатая система Новой Англии	94
Стратиграфия	95
Верхний докембрий — нижний палеозой	95
Силур	96
Девон	96
Карбон	99
Пермь	101
Нижняя пермь	101
Верхняя пермь	104
Магматизм	104
Ультраосновные интрузии	105

Границытоиды	106
Морфология тектонических структур	107
Зона Хантер	108
Брисбенская зона	111
Орогенные, или межгорные, впадины	114
Сиднейско-Боуэнский краевой прогиб	116

Глава IV.

Палеозойские образования внутренней Меланезии	119
Новая Гвинея	119
Стратиграфия	120
Нижний палеозой	121
Средний палеозой	122
Метаморфический комплекс восточной части Новой Гвинеи	122
Верхний палеозой (пермо-карбон)	123
Нерасчлененные палеозойские и мезозойские образования	125
Интрузивные породы	125
Морфология тектонических структур	126
Новая Каледония	127
Стратиграфия	128
Морфология тектонических структур	128
Новая Зеландия	129
Стратиграфия	130
Кембрий	130
Ордовик	132
Силур	134
Девон	134
Карбон — низы перми	136
Зона Хоканое	136
Альпийская зона	137
Пормь	141
Зона Хоканое	141
Альпийская зона	144
Магматизм	145
Ультраосновные и основные интрузии	146
Интрузии среднего и кислого состава	147
Морфология тектонических структур	149

Глава V.

Общие закономерности тектонического развития	151
Средний протерозой	151
Верхний протерозой	152
Нижний палеозой	153
Средний палеозой	155
Верхний палеозой	160
Заключение	164
Литература	167

CONTENTS

Introduction	5
<i>Chapter I.</i>	
On the history of views on the tectonic of the Eastern Australia	9
<i>Chapter II.</i>	
Adelaidian orogenic region	13
Stratigraphy	15
Precambrian	15
Precambrian «A» (lower Proterozoic)	16
Precambrian «B» (middle Proterozoic)	17
Precambrian «C» (upper Proterozoic)	18
Adelaide group	19
Torowangee series	23
Cambrian	25
Ordovician	27
Morphology of tectonic structures	27
<i>Chapter III.</i>	
Tasmanian orogenic region	40
Lachlanian geosyncline system	40
Stratigraphy	41
Precambrian	41
Cambrian	43
Ordovician	45
Silurian	50
Lower and middle Devonian	57
Upper Devonian — Carboniferous	62
Permian	66
Magmatism	67
Predevonian igneous rocks	68
Ultrabasic and basic intrusions	68
Granitic intrusions	69
Devonian and early Carboniferous	71
Granitic and syenitic intrusions	71
Morphology of tectonic structures	72
Lower structural stage	73
Grampians anticline zone	73
Melbourne syncline zone	75
Benhambrarian anticline zone	79
Hill-End — Buderkin syncline zone	88
Upper structural stage	90
New England geosyncline system	94
Stratigraphy	95
Late Precambrian — Lower Paleozoic	95
Silurian	96
Devonian	96

Carboniferous	99
Permian	101
Lower Permian	101
Upper Permian	104
Magmatism	104
Ultrabasic intrusions	105
Granitic intrusions	106
Morphology of tectonic structures	107
Hunter zone	108
Brisbane zone	111
Postorogenic basins	114
Sydney — Bowen foredeep basin	116

Chapter IV.

Paleozoic formations of Inner Melanasia	119
New Guinea	119
Stratigraphy	120
Lower Paleozoic	121
Middle Paleozoic	122
Metamorphic complex of the eastern part of New Guinea	122
Upper Paleozoic (Permo-Carboniferous)	123
Indifferentiated Paleozoic and early Mesozoic rocks	125
Intrusions	125
Morphology of tectonic structures	126
New Caledonia	127
Stratigraphy	128
Morphology of tectonic structures	128
New Zealand	129
Stratigraphy	130
Cambrian	130
Ordovician	132
Silurian	134
Devonian	134
Carboniferous — early Permian	136
Hokanoe zone	136
Alpine zone	137
Permian	141
Hokanoe zone	141
Alpine zone	144
Magmatism	145
Ultrabasic and basic intrusions	146
Dioritic and granitic intrusions	147
Morphology of tectonic structures	149

Chapter V.

General remarks of tectonic development	151
Middle Proterozoic	151
Late Proterozoic	152
Lower Paleozoic	153
Middle Paleozoic	155
Upper Paleozoic	160
Conclusion	164
References	167

Никита Алексеевич Богданов
Палеозой востока Австралия и Меланезии
Труды, в. 181

Утверждено к печати
Геологическим институтом АН СССР

Редактор издательства *Л. А. Рабинович*
Технический редактор *Л. И. Курдюмова*

Сдано в набор 12/V 1967 г. Подписано к печати 1/XI 1967 г.
Формат 70×108 1/16. Бумага № 1. Усл.-печ. л. 17,5
Уч.-изд. л. 16,5. Тираж 800. Т-13465 Тип. зак. 2760

Цена 1 р. 14 коп.

Издательство «Наука»
Москва, К-62, Подсосенский пер., 21

2-я типография издательства «Наука».
Москва Г-93, Шубинский пер., 10

ИСПРАВЛЕНИЯ И ОПЕЧАТКИ

Страница	Строка	Напечатано	Должно быть
94	2 сл.	герцинид	системы Новой Англии
110	10 сл.	синеклизы	синклинали
111	25 сл.	синеклизы	синклинали
147	4 сл.	андезиты	андезины

Н. Богданов

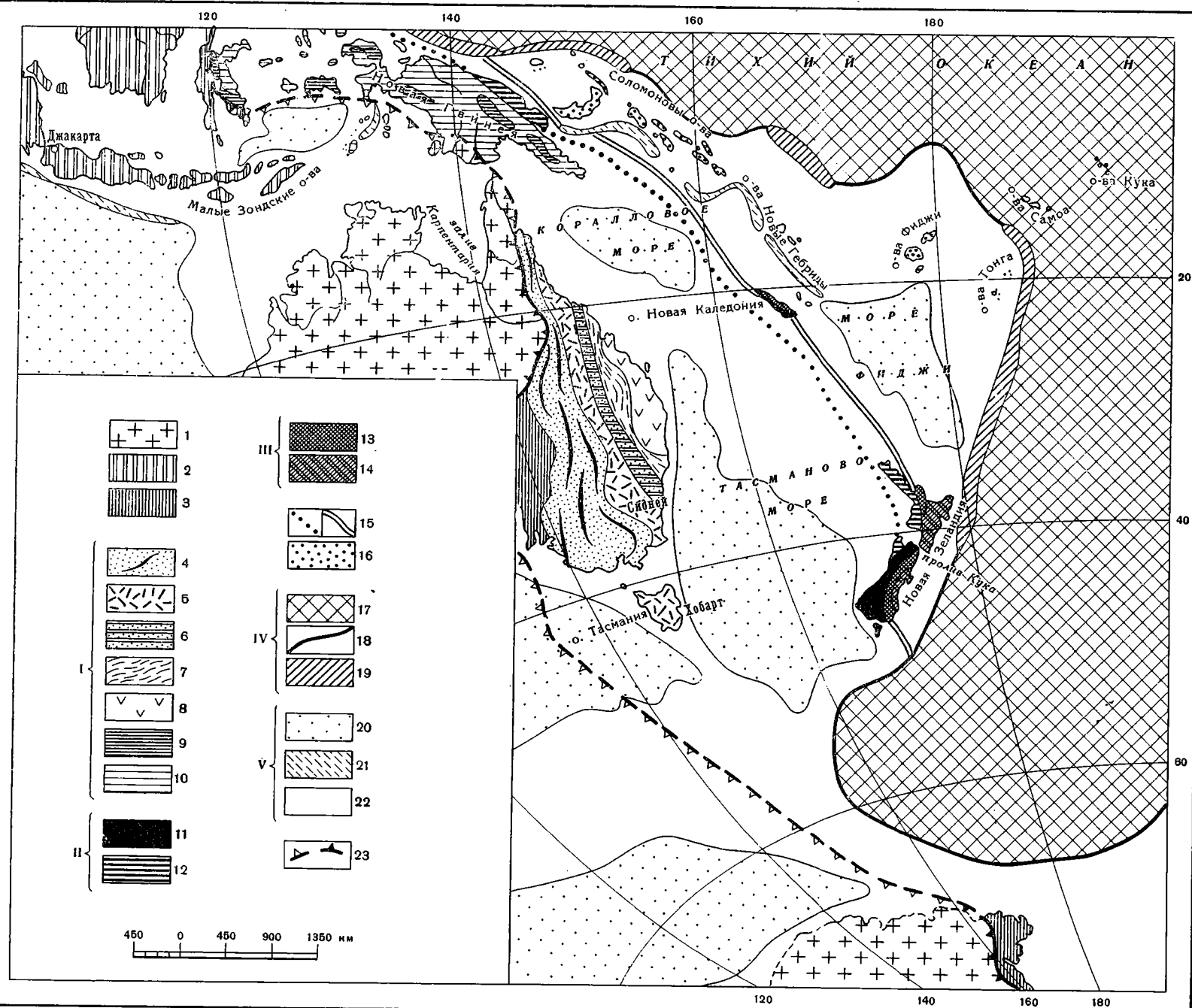


Рис. 37. Палеотектоническая схема палеозоя западной части Тихоокеанского кольца

1 — докембрийские платформы; 2 — области палеозойских складчатостей сопредельных регионов; 3 — области байкальской складчатости Тихоокеанского кольца. Структурно-фациальные зоны палеозоя: I — Тасман-Катазиатская зона: 4 — внешние зоны (миогесинклинали) средних палеозой, 5 — внутренние зоны (эвгесинклинали) средних палеозой, 6 — Сиднейско-Боуэнский краевой прогиб верхних палеозой Новой Англии, 7 — внешняя зона (миогесинклинали) верхних палеозой, 8 — внутренняя зона (эвгесинклинали) верхних палеозой, 9 — выходы палеозойского основания в областях мезозойской и кайнозойской складчатостей, 10 — палеозой, перекрытый более молодыми отложениями в тех же районах; II — зона Хоканое-Китаками: 11 — выходы палеозойского основания, 12 — палеозой, перекрытый более молодыми геосинклинальными образованиями; III — зона Отаго-Салахин: 13 — выходы палеозойского основания, 14 — палеозой, перекрытый более молодыми геосинклинальными образованиями; 15 — предполагаемая граница между зонами Тасман-Катазиатской и Хоканое-Китаками (пунктир) и предполагаемая палеозойская андезитовая линия океана; 16 — геосинклинали, заложившиеся в мезозое на симатической коре; IV — океаническая область: 17 — талассократон, 18 — андезитовая линия талассократона, 19 — глубоководные желоба; V — области внутренних морей: 20 — глубоководные впадины, 21 — глубоководные желоба, 22 — области шельфа, подводных поднятий, плато и островных гряд; 23 — внешняя граница Тихоокеанского кольца в палеозое