

А К А Д Е М И Я   Н А У К   С С С Р

---

**МЕЗОЗОЙСКИЕ И КАЙНОЗОЙСКИЕ  
СТРУКТУРНЫЕ ЗОНЫ  
ЗАПАДА  
ТИХООКЕАНСКОГО  
ТЕКТОНИЧЕСКОГО ПОЯСА**



---

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»

ACADEMY OF SCIENCES OF THE USSR

---

GEOLOGICAL INSTITUTE

MESOZOIC AND CENOZOIC  
STRUCTURAL ZONES  
IN THE WEST  
OF THE PACIFIC  
TECTONIC BELT

*Transactions vol. 139*

---

PUBLISHING OFFICE «NAUKA»

Moscow 1965

А К А Д Е М И Я Н А У К С С С Р

---

ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ

МЕЗОЗОЙСКИЕ И КАЙНОЗОЙСКИЕ  
СТРУКТУРНЫЕ ЗОНЫ  
ЗАПАДА  
ТИХООКЕАНСКОГО  
ТЕКТОНИЧЕСКОГО ПОЯСА

*Труды, вып. 139*

---

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»

Москва 1965

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ:

академик *А. В. ПЕЙВЕ* (главный редактор),  
*К. И. КУЗНЕЦОВА, В. В. МЕННЕР, П. П. ТИМОФЕЕВ*

Ответственный редактор

*Ю. М. ПУЩАРОВСКИЙ*

EDITORIAL BOARD:

Academician *A. V. PEIVE* (Chief Editor),  
*K. I. KUZNETZOVA, V. V. MENNER, P. P. TIMOFEEV*

Responsible Editor

*Yu. M. PUSCHAROVSKY*

## ПРЕДИСЛОВИЕ

Настоящим изданием Геологический институт Академии наук СССР продолжает публикацию очерков по тектонике различных районов, расположенных в пределах обрамления впадины Тихого океана. Это уже третья книга такого плана. Первые две вышли в 1963 и 1964 гг., соответственно под названиями: «Кайнозойские складчатые зоны севера Тихоокеанского кольца» и «Кайнозойские тектонические зоны периферии Тихого океана». В них были описаны многие тектонические районы пояса наиболее молодых структурных образований Тихоокеанского сегмента земной коры: Индонезия, Филиппины, Япония, Камчатка, Корякское нагорье, Южная Аляска (вместе с Алеутской дугой), Орегон-Вашингтонская зона, Калифорния. Можно сказать, что выполненные описания существенно приблизили нас к типизации распространенных здесь тектонических структур и дали возможность провести тектоническое районирование упомянутого пояса. При этом наметились также и некоторые новые выводы о закономерностях и особенностях развития геосинклинального процесса на периферии Тихого океана. Все это конкретизирует и углубляет теорию тектонической диссимметрии земного шара, отражающую различие в строении и развитии его Тихоокеанского и Атлантического сегментов. В то же время чем дальше мы проникаем в эту теорию, тем шире становится круг вопросов, требующих особенно углубленного изучения. Прежде всего чрезвычайно важно выяснить в масштабе всего Тихоокеанского сегмента, по какому структурному плану шел здесь процесс тектонического развития в разные периоды геологической истории. Отсюда можно было бы составить представление о том, где, когда и сколь длительно тектонические зоны развивались унаследованно, и о том, какова роль в тектоническом процессе генеральных структурных перестроек. Сейчас уже, кажется, нельзя сомневаться, что в отдельные периоды обозримой геологической истории тектонический план на огромных площадях сегмента подвергался весьма крупным преобразованиям, однако под это представление нужно еще подвести достаточную историко-геологическую базу.

Другой вопрос состоит в том, чтобы изучить взаимоотношения процессов тектонического развития талассократона и его обрамления. В частности, в самом ли деле в настоящее время происходит наступление океана на материк, как об этом говорится в некоторых общих работах последнего времени. А может быть, это только кажущееся явление, в большей степени физико-географического свойства, чем тектонического? Ответ на этот вопрос может дать только анализ тектонической истории кайнозойских структур области, разделяющей материк и океан.

Наконец, упомянем о тектонической природе глубоководных впадин, отброшенных от ложа океана в тыльную часть островных гряд. Как известно, на этот счет существует два диаметрально противоположных взгляда. Согласно одному из них такие впадины являются остатками первично-океанической коры, тогда как с другой точки зрения это новообразованные структуры сравнительно недавнего или просто недавнего

происхождения. Мы полагаем, что подойти к этому вопросу, используя геологическую методикку, можно лишь на основе изучения современного геосинклинального процесса в Тихоокеанском сегменте, разобравшись прежде всего в типах тектонических структур, его выражающих, в парагенезах таких типов и в закономерностях их пространственного положения. Все другие пути представляются весьма отвлеченными и не приближающимися к однозначному решению. Очевидно, что можно было легко продолжить перечень аналогичных проблем, но мы для примера в порядке иллюстрации упомянули только некоторые из них.

Из сказанного нетрудно понять, что для подхода к перечисленным и другим вопросам тектоники Тихоокеанского сегмента нужно иметь возможно более полные регионально-тектонические описания различных входящих в него структурных областей. Кстати, можно напомнить, что именно такое суждение было высказано в решениях I Всесоюзной конференции по геологии и металлогении Тихоокеанского рудного пояса, состоявшейся в г. Владивостоке в 1960 г.

Обе предыдущие книги, названия которых упомянуты выше, и публикуемая теперь третья, служат, прежде всего, именно этой цели.

Всего в данном сборнике содержится шесть статей, из которых первые две касаются мезозойских тектонических зон, а четыре остальных — кайнозойских.

В статье Е. Н. Меланхолиной рассматриваются тектонические явления, имевшие место в сихотэ-алинских мезозоидах в меловое время, т. е. в эпоху становления в этом районе современной складчатой структуры. Специальный разбор этого вопроса важен, так как в последнее время в ряде общих работ появились новые трактовки тектоники Сихотэ-Алиня, то как «алинид», то как «ларамид» и т. п. Поскольку от того или иного решения данного вопроса зависит наше представление о наличии или отсутствии в Азии целостного складчатого пояса, расположенного во внешней части обрамления Тихоокеанской впадины, то иметь ясность по этому вопросу весьма существенно.

В статье М. С. Нагибиной и Ю. И. Потапова описывается крупный и весьма своеобразный мезозойский прогиб, на примере которого можно видеть особенности строения зоны сочленения монголо-охотских и сихотэ-алинских структур.

Ю. Б. Гладенков разбирает тектонику интереснейших для общих построений позднекайнозойских структурных образований Средней Камчатки. Он стремится обосновать предположение о том, что в процессе тектонического развития полуострова в его пределах сосуществовало два разноориентированных структурных плана: близкий к меридиональному и другой северо-восточный (камчатского простираения).

В небольшой статье В. И. Тихонова излагается гипотеза о механизме образования и стадийном процессе развития вулканических островных дуг, распространенных в северной и западной Азии.

Статья Ю. М. Пушаровского и Р. А. Афремовой посвящена тектоническому описанию огромного сектора обрамления Тихого океана, простирающегося от Новой Гвинеи до Новой Зеландии. В ней совместно характеризуются структурные элементы суши и морского дна, что приводит к выявлению общих особенностей строения сектора, к выводу о его структурном единстве и к выяснению тектонического положения сектора как части Тихоокеанского кайнозойского тектонического кольца.

Заключительная статья книги, написанная В. С. Буртманом, посвящена всестороннему рассмотрению сдвиговой природы крупнейшего Альпийского разлома, рассекающего Южный остров Новой Зеландии. Тем самым в нашей литературе появляется еще один пример этого интересного типа разрывных структур.

*Ю. Пушаровский*

Е. Н. МЕЛАНХОЛИНА

ОЧЕРК ГЕОЛОГИИ  
МЕЛОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ПРИМОРЬЯ

В предлагаемой статье рассмотрены формации и структуры меловых отложений Приморья, образовавшихся на завершающем этапе геосинклинального развития сихотэ-алинских мезозоид. Этот этап в Сихотэ-Алине отличался от соответствующих этапов развития других звеньев пояса мезозоид севера Тихоокеанского кольца. Геосинклинальное осадконакопление в синклинорных зонах продолжалось здесь до середины верхнего мела. Верхнемеловое время было в Сихотэ-Алине временем такой же крупной структурной перестройки, как конец юры на Северо-Востоке СССР и в большей части мезозоид (невадид) Северной Америки. В это время отложения мезозоя были здесь смяты в складки, прорваны гранитоидными интрузиями и включены в полосу крупных поднятий. Сложный процесс преобразования мезозойской геосинклинали в складчатую систему сопровождался оттеснением геосинклинального прогиба в сторону Тихого океана (в пределы современного Сахалина и Хоккайдо). Сформировавшиеся складчатые сооружения мезозоид в последующей истории Тихоокеанского кольца развивались как устойчивые поднятия.

Ниже приведено описание меловых отложений, отвечающих последнему этапу геосинклинального развития, эпохе, когда начиналась эта крупная структурная перестройка. Анализ меловых отложений — их распространения, формационного состава и структурных форм — дает материал для характеристики тектонической обстановки Сихотэ-Алиня в меловое время.

Меловые отложения Сихотэ-Алиня обнажены очень отрывочно, поэтому отдельные толщи не прослежены по площади и не сопоставлены, возраст их в разобщенных выходах определяется только по фауне. А находки фауны не часты, плохой сохранности и в ряде случаев небольшого стратиграфического значения. Единой стратиграфической схемы меловых отложений еще не составлено<sup>1</sup>. В данной работе тоже не ставится такой задачи. Однако, накопленный материал позволяет судить об общих геологических особенностях меловых отложений Сихотэ-Алиня. Рассматривая этот материал, мы ограничимся данными о меловых осадочных толщах приморской части Сихотэ-Алиня. Более подробно будут охарактеризованы меловые отложения восточной части Приморья, о которых в литературе приводятся только отрывочные све-

<sup>1</sup> О стратиграфической изученности различных отложений Сихотэ-Алиня см. статью Б. А. Иванова (1960).

дения<sup>1</sup>. Меловые отложения Южного Приморья гораздо лучше освещены в литературе и здесь будут описаны кратко.

В основу работы положены материалы геологических съемок и ряда тематических исследований — особенно данные В. Н. Верещагина и Ю. Г. Миролюбова, а также полевые наблюдения автора в некоторых районах Сихотэ-Алиня.

Меловые отложения распространены на востоке Приморья, где слагают верхнюю часть геосинклинального комплекса Главного Сихотэ-Алинского синклинория. Довольно широко они развиты также в Сучанской и Суйфунской впадинах Южного Приморья, и в виде небольших полей — в пределах Даубихинской зоны. Для других структурных элементов приморской части Сихотэ-Алиня распространение меловых отложений в общем нехарактерно. Как известно, Сихотэ-Алинский синклинорий и впадины юга Приморья различаются и по своему тектоническому положению, и по морфологии структур, и по составу выполняющих образований.

В пределах синклинория мезозойские и верхнепалеозойские отложения имеют геосинклинальный характер и интенсивно дислоцированы. Все исследователи рассматривали синклинорий в составе мезозойской складчатой системы Сихотэ-Алиня (Кропоткин, 1954; Беляевский и др., 1963; Берсенеv, 1963; Иванов, 1961; Салун, 1963 и др.). В Южном Приморье верхнепермские и мезозойские отложения имеют континентальное или прибрежно-морское происхождение и относительно небольшие мощности, они слабо дислоцированы и редко прорваны мезозойскими интрузиями. Поэтому ряд исследователей не включают Южное Приморье в состав собственно мезозойского и рассматривают его или как часть герцинской складчатой области, лишь переработанную мезозойскими движениями (Берсенеv, 1963; Иванов, 1961), или как собственно верхнепалеозойское складчатое сооружение (Салун, 1963). Однако конкретного сравнения структурных элементов Сихотэ-Алиня, необходимого для таких выводов, в работах не приведено.

Сравнение меловых отложений синклинория и отмеченных впадин показывает их существенные различия. Особенно четко различия выявляются в Южном Сихотэ-Алине, где на востоке (на южном продолжении синклинория) развиты мощные морские толщи мела, смятые в крутые линейные складки, а в 50 км к западу (в пределах впадин) распространены континентальные меловые отложения меньшей мощности, для которых характерны пологие или коробчатые складки, часто брахиформные.

### **МЕЛОВЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ ГЛАВНОГО СИХОТЭ-АЛИНСКОГО СИНКЛИНОРИЯ**

Меловые отложения Главного Сихотэ-Алинского синклинория образуют мощные, нередко монотонные толщи морских терригенных пород. Они ложатся обычно на юрские образования, но местами также на разные горизонты верхнего (?) триаса и верхнего палеозоя. Контакт меловых отложений с подстилающими почти никогда не обнажен, есть лишь указания о несогласном залегании меловых толщ на палеозойских. О распространении отдельных стратиграфических подразделений мела данных пока недостаточно. Валанжинские отложения, лучше всего фаунистически охарактеризованные, установлены на всем протяжении синклинория<sup>2</sup>. Готеривские и четко доказанные барремские отложения

<sup>1</sup> Ряд данных по стратиграфии меловых отложений, полученных приморскими геологами, опубликован в последнее время Б. А. Ивановым (1964).

<sup>2</sup> С. А. Салун (1963) отмечает также наличие валанжинских отложений в отдельных мелких прогибах на Главном Сихотэ-Алинском антиклинории.



не найдены ни в Приморье, ни в смежных районах. Апт-альбские и сеноман-туронские отложения известны в разных местах синклинория, хотя в ряде районов их наличие или отсутствие пока не доказано. Отдельные находки фауны низов сенона отмечаются в бассейнах рек Фудзин и Кема. Туронскими и нижнесенонскими отложениями заканчивается геосинклинальный комплекс в мезозойских прогибах Сихотэ-Алиня.

Наиболее полный разрез меловых отложений средней части синклинория может быть составлен в бассейне р. Имана, благодаря лучшей обнаженности этого района. Здесь известны фаунистически охарактеризованные отложения валанжина, апт-альба и сеноман-турона, которые обнажаются в ряде разобщенных выходов (Размахнин, 1961). Валанжинские ауцеллы были встречены Ю. Н. Размахниным, Е. Д. Касьяном и другими геологами в нескольких разрозненных обнажениях — среди песчаников, в пачках алевролитов или аргиллитов и в пачках переслаивания этих пород (иногда ритмичного). Последовательный разрез этих отложений описан Ю. Н. Размахниным только на ключе Ольховом по коренным выходам и канавам. В основании отмечены песчаники аркозовые и полимиктовые, гравелиты и конгломераты (из гальки кремнистых пород, гранитоидов, габбро и песчаников); встречены ауцеллы; мощность 300—350 м. Выше алевролиты с прослоями песчаников; встречены ауцеллы; мощность около 1000 м. И затем алевролиты с редкими прослоями песчаников; видимая мощность 150 м.

Как можно видеть в долине р. Имана, все значительные по площади поля валанжинских отложений сложены черными аргиллитами (часто алевролитистыми) и в подчиненном количестве алевролитами, нередко тонко чередующимися. Породы сильно уплотнены, местами рассланцованы. Слоистость обычно заметна лишь по тонким (доли см) прослоям более светлых алевролитов с отчетливо выраженной подошвой и постепенным переходом в аргиллиты в кровле. В тонкополосчатых пачках нередко случаи косой и волнистой слоистости и мелкие (по несколько см) дисгармоничные складочки. Толща очень монотонна, лишь изредка среди аргиллитов и алевролитов встречаются отдельные прослои и линзы (мощностью до 2—3 м) серых полимиктовых песчаников, мелко- и среднезернистых, которые местами группируются в пачки. Возможно, что толща аргиллитов соответствует верхней части разреза по кл. Ольховому. Общая мощность валанжинских отложений порядка 1500—2000 м; взаимоотношения их с подстилающими юрскими и с покрывающими отложениями неясны.

Апт-альбские отложения охарактеризованы сборами ауцеллин, сделанными В. К. Мостовым и И. В. Бурием и повторенными В. Н. Верещагиным, Ю. Г. Миролюбовым и автором. Для апт-альбской толщи характерно переслаивание песчаников, алевролитов и мелкогалечных конгломератов, образующих часто грубые ритмы. Часть этой толщи мощностью до 300 м обнажена у г. Диволазы. Здесь каждый из ритмов начинается пластом гравелита или мелкогалечного конгломерата и ложится на неровную поверхность предыдущего. В гальке конгломерата — кремнистые породы, реже кварц, песчаники и алевролиты, иногда сидерит: цемент — полимиктовый песчаник того же состава, а на отдельных участках — алевролит. По прослоям различного гранулометрического состава и ориентировке плоских обломков в конгломератах нередко видна крупная косая слоистость. Местами встречаются линзы песчаников, иногда — отдельные глыбы песчанков или полосчатых алевролитов, которые облекаются слоями алевролитов. Вверх конгломерат постепенно сменяется светло-серым полимиктовым песчаником, крупнозернистым в подошве — с переходом к средне- и мелкозернистому в кровле. Состав обломочных зерен песчаника сохраняется прежним, сортировка их обычно плохая, часты гравийные обломки алевролита и раститель-

ный детрит. Породы всегда плотные, грубослоистые, внутри многих слоев видна косая слоистость. В низах обнаженной части разреза выделяются ритмы от 2' до 10 м мощностью, образованные конгломератом и песчаником. Более высокие ритмы надстраиваются еще пачкой черных алевролитов, мощностью от нескольких метров до 20 м. В таких пачках нередко видно переслаивание более песчаных и глинистых разностей алевролитов, иногда присутствуют только углистые алевролиты или алевролитистые аргиллиты; в ряде случаев встречаются линзы песчаников и гравелитов или рассеянная галька отмечавшегося состава.

На других участках апт-альбские отложения значительно хуже обнажены и редко содержат фаунистические остатки. Для них также отмечаются пачки переслаивания (иногда ритмичного), но с меньшей ролью грубообломочных пород. Общая мощность толщи, вероятно, порядка 1000 м, но ее полного разреза составить не удалось.

Сеноман-туронские иноцерамы известны из нескольких мест в бассейне Имана, где видно чередование пачек алевролитов и песчаников с преобладанием последних. Полного разреза отложений не составлено; характер пород и их переслаивания виден, например, в ряде обнажений близ устья р. Фанзигу. Здесь чередуются пласты светло-серых массивных песчаников и пачки аргиллитов и алевролитов, иногда пачки их переслаивания (слои до 1—1,5 м). Мощность пачек от 40 до 200 м. Общая видимая мощность отложений более 1000 м. На левобережье р. Имана в районе устья р. Убеоу видны те же породы, но резко преобладают массивные песчаники; аргиллиты и алевролиты образуют лишь редкие прослои (по несколько см, иногда несколько м). Видимая мощность песчаников более 500 м. На правобережье р. Имана напротив пос. Сидатун обнажена толща переслаивания (слои от 5—10 см до 1 м, иногда больше) алевролитистых песчаников и аргиллитов — алевролитов с отдельными более мощными пачками этих пород, видимая мощность около 200 м. Выше — после перерыва порядка 100 м по мощности — следует толща переслаивания (слои различной мощности, чаще 10—30 см) песчаников, алевролитов и аргиллитов (иногда углистых). Количество пластов песчаников быстро увеличивается вверх по разрезу. Следует отметить в средней части толщи два небольших (до 5 м) пласта диабазовых лав с горизонтом туфов в подошве. Видимая мощность толщи около 150 м.

В других выходах сеноман-туронские отложения также имеют близкий характер. Песчаники сходны с апт-альбскими: полимиктовые того же состава, разнозернистые (преимущественно средне- и мелкозернистые), светло-серые с мелкими обломками черных алевролитов и иногда с растительным детритом, обычно плотные и массивные. Местами в них видна косая и волнистая слоистость или неправильной формы линзочки алевролитов — обычно в кровле пластов, в подошве пластов встречаются флишевые фигуры. Изредка в толще наблюдались более грубые разности песчаников и даже мелкогалечные конгломераты (из гальки кремнистых пород, песчаников и алевролитов с песчаным цементом) — совершенно аналогичные апт-альбским. Аргиллиты и алевролиты очень сходны с отмеченными для валанжина: местами они тоже тонко переслаиваются, нередко видна косая и волнистая слоистость, мелкие дисгармоничные складочки. В аргиллитах иногда видны конкреции сидерита и линзы мергелистых алевролитов. Общая мощность отложений порядка 1500 м.

Местами на всех отмеченных образованиях залегает толща туфогенных пород с флорой датского яруса. В ней переслаиваются различные по составу туфолавы, туфы, туфоконгломераты, туфопесчаники, туффиты, алевролиты, иногда кварцевые порфиры; характерны частые фациальные изменения; мощность — несколько сотен метров.

Таким образом, для меловых отложений бассейна р. Имана характерно чередование пачек песчаных и глинистых пород и их переслаивания. В валанжинской толще значительная роль принадлежит монотонным глинистым пачкам. В апт-альбской толще переслаивание местами становится груборитмичным и в подошве ритмов появляются пласты конгломератов. В сеноман-туронской толще несколько преобладают массивные песчаники, во всяком случае на западе территории; изредка появляются мелкие потоки диабазовых лав. Но литологический состав и характер переслаивания пород очень сходны по всему разрезу (от валанжина до турона). Общая мощность меловой серии порядка 4500 м.

Ближние отложения распространены и к северо-востоку по простиранию синклиория. Отложения бассейна р. Нанцы фаунистически не охарактеризованы, но они залегают на простирании меловых и отчасти юрских толщ Имана и Бикина, имеющих близкий характер. Непосредственно к северу от района известна находка валанжинских ауцелл. Таким образом, возраст отложений бассейна р. Нанцы можно довольно уверенно определить как юрско-меловой (главным образом меловой). Разрез этих отложений составлен А. И. Бурдэ по ряду обнажений вдоль р. Нанцы и по высыпкам на закрытых участках. Повсюду устанавливается песчано-глинистый состав отложений. Чередуются пачки (по 100—400 м) переслаивания песчаников, песчанистых алевролитов и алевролитов, переслаивания песчанистых алевролитов, алевролитов и аргиллитов или алевролитов и аргиллитов и пачки песчаников мелкозернистых с отдельными прослоями алевролитов. Переслаивание то довольно частое (слои по несколько см — несколько десятков см) и ритмичное, то более грубое (слои до 1 м и больше) и незакономерное. В толщах, относимых А. И. Бурдэ к низам серии (к юре), преобладают алеврито-глинистые породы. Выше возрастает роль песчаников, которые иногда преобладают. В верхней части в основании крупных ритмов известны гравелиты и мелкогалечные конгломераты (из гальки кремнистых пород, иногда песчаников и алевролитов с туфогенным цементом). В самых верхних слоях отмечено присутствие туфогенных песчаников, туфобрекчий и иногда валунов (бомб?) порфиристов. Общая мощность юрско-меловых отложений несколько условно определяется А. И. Бурдэ в 8000—8500 м.

По р. Кеме, непосредственно к востоку от бассейна р. Нанцы, меловые отложения видны лишь в небольших разрозненных выходах. Но при работах Л. И. Красного, И. М. Саргиной и других геологов в них были найдены аммониты и пелециподы апта-сеномана, одна из форм принадлежит, возможно, сенону. Во всех известных выходах меловых отложений видно переслаивание полимиктовых (местами туфогенных) песчаников, средне- и мелкозернистых, алевролитов и иногда аргиллитов и отдельные более мощные пачки этих пород. Переслаивание нередко ритмичное (ритмы по 10—30 см и больше). Местами отмечаются прослои мелкогалечных конгломератов (из гальки окремненных пород), линзы мергелей и битуминозных известняков, в низах — прослои углистых алевролитов. В средней и верхней частях разреза среди алевролитов с фауной альба-сеномана встречаются обломки и «бомбы» порфиристов (Бурдэ и Высоцкий, 1963). Это пироксеновые порфиристы, часто миндалекаменные, по составу близкие к базальтам. Иногда количество «бомб» увеличивается, алевролитовый цемент замещается туфами среднего состава и порода превращается в туфобрекцию. Общая мощность меловых отложений бассейна р. Кемы, по-видимому, более 3000 м.

Меловые отложения верховьев р. Бикина изучались В. И. Надежким (1963). Благодаря находкам в нескольких пунктах валанжинской, апт-альбской и туронской (может быть и нижнесенонской) фауны, иногда флоры, ему удалось выяснить общее положение толщ в разрезе,

а по отдельным выходам — описать их характер и подсчитать порядок мощностей. В целом строение разреза довольно однообразно: выделяется ряд пачек песчано-алевролитового состава, мощностью от 50 до нескольких сотен метров. Они образованы то полимиктовыми песчаниками с редкими прослоями алевролитов, то алевролитами и аргиллитами с редкими прослоями песчаников, то переслаиванием этих пород, более или менее частым. Переслаивание иногда бывает ритмичным, но несравненно более грубым и незакономерным, чем флиш. В толще валанжина преобладают пачки переслаивания песчаников и алевролитов, в верхах — монотонные алевролиты. Выше чередуются пачки различного строения; в составе грубых ритмов и в отдельных пачках присутствуют гравелиты и конгломераты (из гальки песчаников, кремнистых пород, реже алевролитов, сидерита и известняков с глинистым или песчаным цементом). Близ устья р. Улунги в толще с апт-сенонской флорой отмечено несколько прослоев (до 4 м) миндалекаменных порфиритов. Суммарная мощность меловых отложений в верховьях р. Бикина более 6000 м (но при подсчете мощности по высыпкам цифры ее могли быть завышены).

К северо-востоку от р. Бикина меловые отложения плохо обнажены и изучены недостаточно. Находки ниже- и верхнемеловой фауны известны в верховьях рек Самарги, Анюя, Коппи, Тумнина (Верещагин, 1957; Савченко, 1961; Решения..., 1958; новые находки М. А. Ахметьева и др.). В составе меловых отложений выделяются песчано-алевролитовые пачки различного строения. Изредка встречаются желваки и линзы загрязненных известняков с остатками фауны. В верхах разреза известны местами покровы порфиритов и их туфов. Общая мощность отложений составляет несколько километров.

К юго-западу от бассейна р. Имана меловые отложения сохраняют свой состав и порядок мощностей. В бассейнах рек Нотто и Фудзина они изучены в разрозненных обнажениях, по горным выработкам и отчасти по высыпкам. На р. Нотто В. И. Надежкиным и А. М. Нехорошевым в низах разреза встречены валанжинские ауцеллы, выше — фаунистические остатки, не определяющие возраста, и нижнемеловая флора; верхние слои палеонтологически не охарактеризованы. Для всего разреза характерно чередование пачек (по несколько сотен м) песчано-алевролитового состава с преобладанием одной из пород, а в верхах — с их переслаиванием, часто груборитмичным. Общая мощность, по-видимому, порядка 4000 м.

В верховьях р. Фудзина и на р. Селенче по работам И. А. Неволлина, Ф. Т. Кинева, А. Н. Асипова и других известны фаунистически охарактеризованные отложения валанжина, апт-альба и верхнего мела (есть две находки нижнесенонской фауны). Валанжинская толща представлена тонкопереслаивающимися аргиллитами и алевролитами, иногда с пластиами среднезернистых песчаников, а в низах — с линзами гравелитов. В апт-альбской толще чередуются пачки (по 100—150 м) с преобладанием то алевролитов, то песчаников; а в верхней части резко преобладают песчаники, полимиктовые, средне- и мелкозернистые, иногда с линзами гравелитов. В верхах разреза видно переслаивание алевролитов и песчаников то с преобладанием одной из пород, то с равным их количеством. Общая мощность меловых отложений в верховьях р. Фудзина порядка 4000 м.

На отдельных участках в бассейнах рек Нотто и Фудзина морские меловые толщи с несогласием перекрываются континентальными туфогенно-осадочными образованиями с флорой датского яруса (и отчасти сенона), а также более молодыми толщами.

Дальше к юго-западу по простиранию синклинория меловые осадочные толщи известны по ряду разобщенных выходов в верховьях рек

Аввакумовки, Сыдагоу, Янмутъхоузы (приток Сандагоу) и Судзухе. Это песчаники и алевролиты, образующие пачки различного строения (по несколько десятков или сотен м). В верховьях р. Аввакумовки они сопоставлены М. А. Смирновой с отмеченными отложениями верховьев р. Фудзина: нижняя толща алевролитов и песчаников — с валанжинскими отложениями, верхняя толща преимущественно песчаников — с альб-сеноманскими отложениями; общая видимая мощность порядка 2500 м. В верховьях р. Янмутъхоузы в толще песчаников с линзами гравелитов и изредка алевролитов встречены валанжинские ауцеллы. В верховьях р. Судзухе Ф. А. Пискуновым и Ю. Д. Захаровым встречены мезозойские пелециподы, гастроподы и аммониты плохой сохранности, напоминающие меловые формы. Сборы Ф. А. Пискунова относятся к толще алевролитов (черных, шоколадных, зеленых), песчаников, гравелитов, глинистых сланцев с отдельными прослоями кремнистых (может быть ороговикованных?) пород и порфиритов, мощностью порядка 1500 м. Ф. А. Пискунов включает в состав меловой серии не только эту толщу, но и более низкие слои: толщу серых песчаников с прослоями алевролитов, иногда глинистых сланцев или туффитов и выше — толщу алевролитов с прослоями черных песчаников. Мощность этих слоев определена при съемке порядка 5000 м. Отмечен сильный контактовый метаморфизм меловых (?) пород, которые нередко изменены до роговиков. Выше по разрезу местами известны осадочно-вулканогенные образования с флорой верхнего сенона и дания. На крайнем юге синклиория, в районе бухты Сяухе, В. А. Исполиновым были изучены алевролиты, черные и серые песчаники с линзами брекчий и кремней, сходные с известными на р. Судзухе, также возможно мелового возраста. Их видимая мощность больше 1000 м.

Меловые отложения установлены и ниже по течению рек Сыдагоу, Сандагоу и Янмутъхоузы. Они изучались рядом геологов, в последние годы — особенно Ю. П. Бидюком и В. П. Коноваловым. Отложения развиты к западу от Центрального Сихотэ-Алинского разлома — в краевой части Главного антиклиория, но по своему характеру они близки к отмечавшимся<sup>1</sup>. Нижняя толща образована полимиктовыми песчаниками, от грубо- до мелкозернистых, и содержит в верхней части несколько пачек алевролитов, а в низах — линзы гравелитов и конгломератов (из гальки кремнистых пород, алевролитов и песчаников с песчаным цементом). В разных частях толщи и на различных участках найдены валанжинские ауцеллы; в низах толщи — также нижнемеловая флора. Мощность отложений порядка 1000 м. Более высокие слои залегают с несогласием на всех подстилающих образованиях. Они представлены также полимиктовыми песчаниками, средне- и мелкозернистыми с конгломератами в основании. Вверх песчаники сменяются алевролитами. В отложениях собраны пелециподы и аммониты баррем-альба. Мощность порядка 500—700 м. Выше Ю. П. Бидюк отмечает еще толщу алевролитов и песчаников, видимой мощностью 300 м, перекрываемую вулканогенными породами дания.

Мезозойские отложения восточной части синклиория на больших площадях перекрыты молодыми вулканогенными толщами. Однако к югу от р. Тетюхе на отдельных участках видны структуры восточного крыла синклиория. Меловые отложения изучены здесь в общем отрывочно. Для бассейнов рек Тетюхе и Тадуши Р. И. Соколов (1960) и Ю. Г. Миролюбов (1960) указывают находки фауны валанжина (в том числе нижнего) и альб-сеномана, а также большие сборы флоры, нижне- и верхнемеловой. Меловые толщи, описанные Р. И. Соколовым,

<sup>1</sup> Аналогичные образования упоминаются и в среднем течении рек Фудзина и Ното, также к западу от Центрального Сихотэ-Алинского разлома (Иванов, 1964).

распространены не повсеместно; каждая из них ложится на различные горизонты подстилающих образований. В валанжинской толще преобладают полимиктовые песчаники, мелко- и среднезернистые; отдельные пачки (иногда мощные) сложены алевролитами и аргиллитами или их переслаиванием с песчаниками; в основании толщи отмечаются конгломераты, а в средней части — линзы известняков и кремнистых пород; мощность до 2000 м. В более высоких слоях видно груборитмичное (ритмы до 100—200 м) чередование конгломератов, песчаников и алевролитов или пачек переслаивания песчаников с алевролитами. На юге района (бассейн р. Сибайгоу) конгломератам принадлежит значительная роль в составе ритмов; севернее конгломераты частично замещаются гравелитами и песчаниками. Конгломераты средне- и мелкогалечные состоят из гальки кремнистых пород, реже песчаников и алевролитов, иногда известняков. Песчаники полимиктовые, обычно мелко- и среднезернистые, часто с растительным детритом. Алевролиты нередко углистые, с растительными остатками хорошей сохранности (никанская флора). Отложения главным образом континентальные и лишь в небольшой части — морские, с остатками сеноманских иноцерамов. Их мощность не менее 1000 м.

Среди собственно верхнемеловых (до-верхнесенонских) отложений широко развиты вулканогенные породы. Для нижней толщи Р. И. Соколов отмечает переслаивание типично морских осадочных пород (в том числе известняков, кремнистых сланцев) и вулканических образований. Характерна резкая фациальная изменчивость этих отложений и пестрота состава: присутствие порфиритов (спилитов), кварцевых порфиритов, кварцевых порфиров, туфов разного состава, туффитов, конгломератов, песчаников, алевролитов, кремнистых сланцев, известняков. Общая мощность достигает, по-видимому, 1500 м. В вышележащей толще известны кристаллокластические туфы, отчасти лавы и туфолавы кварцевых порфиров; в низах местами — туффиты и грубые листокластические туфы. Мощность порядка 1500 м.

Более высокие слои охарактеризованы верхнесенонской флорой. Это в низах туфогенно-осадочные отложения, в верхах — кварцевые порфиры, их туфы и игнимбриты, общей мощностью порядка 1000 м. Далее вверх разрез надстраивается эффузивными отложениями датского и палеогенового возраста.

Из бассейна р. Тадуши меловые толщи протягиваются в низовья р. Аввакумовки; где они изучались Н. С. Подгорной. Отложения с валанжинской фауной здесь неизвестны, но в среднем течении р. Аввакумовки уже найдены. Отложения, содержащие никанскую флору и пеллециподы альба-сеномана, по своему характеру близки к отмеченным. В них видно переслаивание конгломератов, песчаников и алевролитов, которые в верхах сменяются алевролитами. Н. С. Подгорная отмечает частые фациальные изменения отложений, присутствие пачек груборитмичного строения, местами — крупногалечных и валунных конгломератов. Общая мощность толщи около 2000 м. Для нижней толщи собственно верхнемеловых отложений характерно чередование пачек лав и туфов порфиритов, кварцевых порфиритов, пелловых туфов, туффитовых песчаников и алевролитов. В составе верхней толщи преобладают туфы кварцевых порфиров. Общая мощность отложений около 2800 м. Как и в бассейне р. Тадуши, они перекрываются толщей туфогенно-осадочных пород с растительными остатками верхнего сенона.

Южнее, в верховьях рек Пхусуна и Ванчина, обнаженная часть меловой серии сложена алевролитами с линзами гравелитов и конгломератов, с отдельными пачками песчаников и переслаивания алевролитов и песчаников. Гравелиты и конгломераты состоят из гальки кремнистых пород, реже кварца, песчаников и алевролитов в песчанистом.

цементе. Все породы сильно уплотнены и нередко изменены вплоть до роговиков. Мощность толщи до 3000 м. В ее нижней части встречается комплекс брахиопод, пелелипод и плохо сохранившихся аммонитов, как полагают, нижневаланжинский (находки В. М. Велитченко). В средней части встречен обычный комплекс валанжинских ауцелл. В верхних слоях толщи органических остатков найти не удалось. Более высокие горизонты скрыты под эффузивными образованиями, разрез которых начинается с толщи сенон-датского возраста.

На самом южном из участков восточного крыла синклиория — по р. Таухе — известны отложения с фауной нижнего валанжина и никанской флорой (Миролобов, 1960). Это в низах среднезернистые песчаники с линзами гравелитов и алевролитов. Выше — преимущественно алевролиты, которые по простиранию иногда замещаются песчаниками. Видимая мощность толщи до 1200 м.

Сделанный обзор показывает, что меловые отложения Главного Сихотэ-Алинского синклиория образуют единую серию. Все они — от валанжинских до туронских (или иногда нижнесенонских) — представлены песчано-глинистыми породами, общей мощностью несколько км (до 6 км и более). При характеристике разрезов меловых отложений в их составе были отмечены пачки алевролитов и аргиллитов с прослоями песчаников, песчаников с прослоями алевролитов, переслаивания этих пород, иногда с присутствием гравелитов и конгломератов. Эти пачки сменяют одна другую как в вертикальном, так и в горизонтальном направлениях. Пачки переслаивания более часты, чем однородные пачки. Отмеченные породы присутствуют в них в разных сочетаниях. Переслаивание то грубое (слои в 1 м и больше), то довольно частое (слои по несколько см — несколько десятков см), обычно закономерное. Встречаются пачки ритмичного строения, но переслаивание в них никогда не бывает таким частым и правильным, как во флишевых толщах. В целом строение меловой серии довольно однообразно. Но можно наметить некоторые особенности отдельных частей разреза<sup>1</sup>.

В нижней меловой толще (валанжин) сравнительно велика роль алевролитов и аргиллитов, которые в верхах толщи нередко образуют крупные монотонные пачки. Лишь на отдельных участках восточного крыла синклиория и на крайнем юго-западе в валанжинских отложениях преобладают песчаники. В тех же районах кроме обычной морской фауны валанжина в толще встречается и нижнемеловая флора. Выше (апт-альб, местами сеноман) в составе серии резко возрастает роль песчаников, появляются пласты гравелитов и конгломератов. Нередки пачки груборитмичного переслаивания гравелитов, песчаников и алевролитов. Иногда отмечаются линзы известняков. В отложениях встречается морская фауна, местами также флора. По-видимому, количество грубообломочных пород в толще наиболее значительно в восточной части синклиория (в самых верховьях р. Имана, в низовьях рек Тетюхе, Тадуши, Аввакумовки). Р. И. Соколов (1960) отмечает здесь преобладание континентальных отложений с флорой и небольшое распространение морских образований. В верхних слоях серии (сеноман-турон, местами нижний сенон) чередуются пачки различного строения, часто с общим преобладанием песчаников. Местами отмечается присутствие гравелитов и конгломератов и пачки ритмичного строения так же, как и в апт-альбских отложениях. В толще известны находки морской фауны и в некоторых местах — флоры. В верхней части меловой серии на разных стратиграфических уровнях (от альба до турона) появляются прослой и бомбы диабазовых пород, иногда туфы того же состава. Они

<sup>1</sup> Их границы, по-видимому, не занимают одного стратиграфического положения повсюду в синклиории, а скорее имеют скользящий характер.

уже упоминались в разрезах по рекам Иману, Нанце, Кеме, Бикину и местами севернее. В районе рек Тетюхе — Аввакумовки, в пределах восточного крыла синклинория, роль вулканогенных пород в составе серии сильно увеличивается. Кроме порфиритов (спилитов), в верхне-меловой толще присутствуют также кварцевые порфириты, кварцевые порфиры и туфы разного состава, которые переслаиваются с типично морскими осадочными породами. Выше этой толщи залегают континентальные отложения верхнего сенона, также лавы и туфы кварцевых порфиров.

Для состава меловых отложений характерны однообразные терригенные породы: полимиктовые (кварц-полевошпатовые) песчаники, алевролиты и аргиллиты, иногда конгломераты. Диабазы и загрязненные известняки развиты только в верхах разреза и обычно незначительно. Среди обломочных зерен в породах всегда резко преобладают кварц, полевые шпаты (чаще плагиоклазы) и кремнистые породы. Поэтому нередко песчаники описываются как кварц-полевошпатовые, иногда — как кварцевые. В подчиненном количестве встречаются обломочные зерна слюд, рудного минерала, кристаллических сланцев, песчаников и алевролитов и изредка пироксена, эпидота, циркона, сфена, измененных эффузивов. Это продукты разрушения гранитоидов и кремнистых пород, в незначительном количестве — метаморфических и осадочных образований. Обломки всегда угловатые и полуокатанные. Следует отметить также примесь туфогенного материала в породах, чаще в верхних горизонтах, где появляются иногда прослойки туфов, линзы диабазов, вулканические бомбы.

Изменения пород весьма значительны. И песчаные, и глинистые породы всегда сильно уплотнены. В шлифах видно, что глинистый цемент терригенных пород (контактовый) обычно полностью замещен хлоритом и серицитом, иногда кальцитом. Нередко цемент отсутствует в отдельных участках, а в хорошо отсортированных песчаниках — и полностью; видны регенерированные зерна кварца, реже плагиоклаза, с зубчатыми поверхностями соприкосновения. По трещинам развит халцедон и серицит. В аргиллитах глинистое вещество перекристаллизовано с образованием серицита и мусковита; местами видно рассланцевание, четковидные зерна кварца располагаются по сланцеватости<sup>1</sup>. Литологическое изучение меловых отложений подтверждает их единство.

О несогласиях внутри меловой осадочной серии на большей части территории говорить трудно. При геологической съемке несогласия отмечаются нередко, но почти всегда предположительно. По-видимому, в центральной части синклинория несогласия локальны; все меловые толщи участвуют в образовании единой складчатой структуры. Более определенно устанавливаются несогласия на востоке синклинория, где меловые толщи распространены не повсеместно, ложатся на различные горизонты подстилающих пород и перекрываются образованиями различного возраста. Данные о несогласии внутри меловых отложений имеются и для крайнего юго-запада территории (низовьев рек Сандагоу и Сыдагоу).

Несогласие в подошве меловых отложений, как отмечалось, доказано не везде. Контакт меловых отложений с верхнеюрскими в коренных выходах не наблюдается, значительного несогласия по геологическим картам не устанавливается, а породы очень сходны. Возможно, что эти отложения образуют единую серию и не разделяются поверхностью регионального несогласия. В кровле серии обычно отмечается резкое угловое несогласие, а выше довольно полого залегают верхнесенонские.

<sup>1</sup> Подобные изменения терригенных пород отмечались и для других геосинклинальных зон.



датские и третичные толщи, не принимающие участия в образовании линейных складок синклинория. Такое резкое несогласие отсутствует, возможно, на участке восточного крыла синклинория в бассейнах рек Тетюхе — Аввакумовки, сменяясь здесь рядом более мелких несогласий внутри меловой серии. Согласно данным Р. И. Соколова (1960), там, где наблюдается полный разрез меловых отложений, видно постепенное нарастание сложности складчатых структур от толщи к толще на глыбу при сохранении единого структурного плана.

Таким образом, меловые отложения Главного Сихотэ-Алинского синклинория образуют естественную серию пород. К ее нижней части относятся, возможно, и верхнеюрские отложения. Верхняя граница отмечается несогласным налеганием наземно-вулканических образований существенно иного состава. Отдельные пачки и толщи терригенных пород, слагающие меловую серию, очень близки по составу и строению и тесно парагенетически связаны друг с другом. Они составляют морскую сероцветную терригенную формацию, близкую к флишоидам<sup>1</sup>. На восточном крыле синклинория в составе формации увеличивается роль грубообломочных пород, появляются отложения континентальных фаций, крупные внутриформационные размывы и несогласия. В верхах формации среди морских отложений восточного крыла широкое распространение получают вулканогенные породы, т. е. намечается переход к более молодой наземно-вулканической формации.

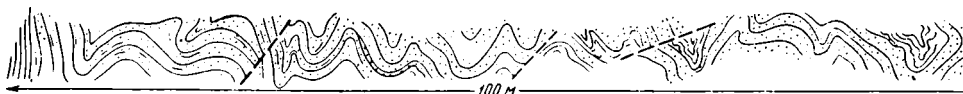
Из интрузий, прорывающих меловые отложения, широко распространены массивы гранитоидов, а также мелкие тела различного состава, связанные с молодыми вулканогенными толщами. Поэтому среди меловых осадочных пород синклинория очень часты контактово измененные породы: окремненные песчаники, пятнистые сланцы, роговики. Интрузии гранитоидов позднемелового возраста приурочены в основном к Центральному Сихотэ-Алинскому шву, но, развиты также и в других районах. Интрузии гранитоидов палеогенового возраста распространены на востоке территории.

На всем протяжении синклинория (около 1400 км) меловые отложения смяты в узкие и крутые линейные складки, часто с продольными разломами. Складки имеют общее северо-восточное простираие и ориентированы под острым углом к Центральному Сихотэ-Алинскому шву — западной границе синклинория. Складки первого порядка достигают длины 300 км при ширине около 50 км. На юге в ядрах антиклиналей выходят верхнепалеозойские породы; севернее в складках видны только мезозойские отложения, а на самом севере — лишь меловые. Среди складок первого порядка С. А. Салун (1963) выделяет с юга на север: Ольга-Тетюхинское антиклинальное поднятие, Верхнеиманский синклинальный прогиб, Сидатунское антиклинальное поднятие, Верхнебикинский синклинальный прогиб, Сукпайско-Хунгарийское антиклинальное поднятие и Верхнеануйский синклинальный прогиб.

Складки второго порядка имеют протяженность несколько десятков км и ширину от нескольких км до 20 км. Их крылья обычно наклонены под углом 60—70° и больше и осложнены рядом более мелких складок. Крупные складки картируются в основном по высыпкам и о морфологии их судить трудно. Местами в обнажениях видны протяженные моноклинали — крылья этих складок. Они сложены однообразными толщами без каких-либо маркирующих горизонтов. В ряде случаев в них улавливаются замки изоклиналиных складок; насколько широко распространены такие складки и какова их величина — неясно. Обычно в обнажениях можно наблюдать лишь мелкие осложняющие складки (с размахом крыльев от 1 м до нескольких десятков м)

<sup>1</sup> Эти отложения формационно близки отложениям верхоянского комплекса Северо-Востока СССР.

и разломы, ориентированные различно (фиг. 1). Мелкие складки довольно узкие и острые с круто наклоненными, иногда подвернутыми крыльями. Встречаются также пологие складки, сочетающиеся с крутыми — нередко дисгармоничного характера. В пачках алевролитов или тонкого переслаивания их с печаниками часты мелкие (по несколько см) дисгармоничные складочки и разрывы.



Фиг. 1. Мелкие складки в меловых отложениях на р. Иман близ пос. Лаулю (Главный синклиорий). Пунктирные линии — разломы

Несмотря на интенсивную складчатость нескольких порядков, в целом зеркало складчатости в синклиории довольно пологое. На геологических картах и профилях различных районов видно, что на протяжении нескольких десятков километров вкосте простираения синклиория выходят одни и те же толщи (несколько км мощности), смятые в складки и разбитые разломами.

### МЕЛОВЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ ВПАДИН ЮЖНОГО ПРИМОРЬЯ

Меловые отложения, выполняющие впадины Южного Приморья, представлены преимущественно континентальными терригенными толщами. В Сучанской впадине меловые толщи на востоке и северо-востоке залегают с несогласием на палеозойских породах Главного Сихотэ-Алинского антиклинория. В западной части впадины они ложатся на триасовые и юрские образования, причем значительных несогласий внутри всего комплекса мезозойских отложений не известно.

Фаунистически охарактеризованные валанжинские отложения установлены В. Н. Верещагиным (1956, 1957) лишь на крайнем северо-востоке впадины, в верховьях р. Сучан<sup>1</sup>. Взаимоотношения их с подстилающей верхнеюрской толщей неясны. Это полимиктовые песчаники, крупно- и среднезернистые, иногда брекчиевидные, обычно с плохой сортировкой обломочных зерен. В разных частях разреза, особенно в верхах, среди песчаников видны пачки (до 20 м) алевролитов, часто песчанистых или глинистых, с растительным детритом. Видимая мощность толщи около 900 м. Среди собранных пелелипод В. Н. Верещагин отмечает не только морские, но и солоноватоводные формы. Обнаружены также слои с растительными остатками (никанская флора). По своему характеру отложения близки одновозрастным отложениям низовьев рек Сыдагоу, Сандагоу и Янмутьхоузы и расположены на их простираении.

Более высокие слои залегают с разрывом и на валанжинских, и на триасово-юрских и палеозойских образованиях. Из них известны флора, споропыльцевые комплексы, фауна и микрофауна, определяющие апт-альбский и сеноман-туронский возраст отложений. Отложения изучены сравнительно хорошо при геологической съемке, в ряде мест пройдены скважинами и горными выработками. В них выделяется несколько свит, прослеженных почти на всей территории. Вопросы стратиграфии, литологии и палеогеографии этих отложений разбираются в работах В. Н. Верещагина (1957, 1958); Е. А. Перепечиной, И. И. Шарудо и А. А. Семерикова (1958, 1960); Б. М. Штемпеля (1960 и др.),

<sup>1</sup> Предположительно валанжинские отложения закартированы А. Р. Спициным также на востоке хребта Пидан.

З. И. Вербицкой (1958); Т. А. Александри-Садовой и Л. В. Захаровой (1958); Е. М. Агеевой (1960) и др.

На большей части территории распространены две континентальные толщи: апт-альбская угленосная и сеноман-туронская туфогенно-терригенная, общей мощностью более 2500 м.

В составе угленосной толщи преобладают полимиктовые песчаники, которые то образуют массивные пласты (до 20 м), то переслаиваются с алевролитами, иногда гравелитами, аргиллитами и пластами угля. Характерна плохая сортировка материала пород (особенно в низах), невыдержанность многих слоев по простиранию, местные размывы и частая фациальная изменчивость. Песчаники светло-серые, разномзернистые (от крупно- до мелкозернистых), часто с галькой и скоплениями обугленного растительного детрита, по которым видна крупная косяя слоистость. Галька в песчаниках и гравелитах представлена кремнистыми породами, реже кварцем, алевролитами и песчаниками, изредка эффузивными породами. Алевролиты и аргиллиты обычно черные, с горизонтальной или мелкой косой слоистостью, местами с конкрециями сидерита. Они нередко углисты и содержат остатки листьев и корневой системы растений. Угленосность отложений четко выражена лишь в бассейне р. Сучана, где известно до 30 пластов (по 1—12 м) каменного угля. Западнее угольные прослои очень редки, обычно отмечается только угольная пыль в породах и обугленный растительный детрит. Общая мощность толщи до 1000—1200 м.

В Сучанском угленосном районе в толще выделяется три крупных ритма с изменением вверх от грубых отложений временных потоков до мелкозернистых и углистых отложений озерно-болотного происхождения (в самых верхах — и прибрежно-морского). Далеко на запад такое расчленение толщи не прослеживается. В северо-восточном направлении наблюдается большая фациальная выдержанность отложений. Крайние северные выходы толщи отмечены А. А. Трепалиной в верховьях р. Эрльдагоу. На юге — выходы в среднем течении р. Таудеми.

В целом снизу вверх по разрезу толщи уменьшается количество грубообломочных пород, улучшается сортировка и окатанность их материала, появляются прослои однородных аргиллитов. В верхах толщи в породах увеличивается примесь туфогенного материала, придающего им зеленоватый оттенок. Из нижней и средней частей толщи известны находки листовых отпечатков растений<sup>1</sup>, иногда пресноводных пелеципод, гастропод и фораминифер<sup>2</sup>. В верхах толщи также сделаны сборы листовых отпечатков растений<sup>3</sup>, пелеципод и фораминифер<sup>4</sup>. Фауна и микрофауна вверх постепенно обогащаются солоноватоводными и морскими формами.

Согласно данным Е. А. Перепечиной, И. И. Шарудо и А. А. Семерикова (1958, 1960), накопление угленосной толщи происходило при длительном погружении и выравнивании территории с постоянным сносом обломочного материала с востока и юго-востока. При этом происходила смена ландшафтов во времени: от всхолмленной предгорной равнины, постепенно уплощенной и заболоченной, к аллювиальной равнине, занятой затем большим озером (на северо-западе оно, возможно, соединялось с морем), и, наконец, к прибрежно-морской равнине.

Туфогенно-терригенная толща залегает на угленосной согласно, но иногда со значительным размывом. Она сложена туфогенными песчани-

<sup>1</sup> Никанский флористический комплекс нижнего мела, по Б. М. Штемпелю (1960).

<sup>2</sup> Это формы в основном нижнемеловые и иногда верхнемеловые (Александри-Садова и Захарова, 1958).

<sup>3</sup> Бохайский флористический комплекс верхов нижнего мела, по Б. М. Штемпелю (1960).

<sup>4</sup> В самых верхах толщи отмечаются верхнемеловые формы (Александри-Садова и Захарова, 1958).

ками и пестроокрашенными алевролитами, то грубо чередующимися, то образующими однородные пачки. Среди песчаников встречаются разности от грубо- до мелкозернистых, нередко с обломками алевролитов и растительным детритом, с округлыми песчанистыми стяжениями, серого и зеленовато-серого цвета. Местами видны линзы гравелитов и мелкогалечных конгломератов из гальки преимущественно кремнистых пород. Породы плотные и часто массивные, нередко с крупной косою слоистостью. Алевролиты обычно вишневые («шоколадные»), зеленовато-серые или голубые, местами пятнистые. В них видны прослои туфов и туффитов, иногда карбонатные конкреции; встречаются скопления растительного детрита то ожелезненного, то углистого. В низах толщи резко преобладают туфогенные («узорчатые») песчаники, выше — алевролиты. Как отмечают Б. И. Васильев и другие геологи, «узорчатые песчаники» появляются на разных стратиграфических уровнях, их роль в разрезе возрастает в западном направлении. Общая мощность толщи до 1500 м. В отложениях в незначительном количестве встречены остатки флоры<sup>1</sup> и фауны<sup>2</sup>. Согласно данным Е. А. Перепечиной, И. И. Шарудо, А. А. Семерикова (1958), эти отложения накопились на прибрежной низменности на месте отступившего моря.

В кровле меловой осадочной серии залегает местами горизонт туфо-конгломератов, туфопесчаников, алевролитов, туфоалевролитов и туфов, мощностью до 1000 м.

На западе впадины апт-альбские и сеноман-туронские отложения образуют серию однообразно чередующихся преимущественно континентальных обломочных пород, в низах слабо угленосных, а вверх становящихся туфогенными<sup>3</sup>. Их последовательный разрез (с некоторыми пропусками) описан автором по обнажениям на восточном побережье Уссурийского залива. Нижняя часть серии обнажена в районе бухт Подъяпольского — Вампаусу, в ядрах трех небольших антиклиналей у бухты Ильмовой и у Лифляндского мыса. Средняя часть серии видна в обнажениях вдоль бухт Ильмовой и Андреева, на п-ове Ханган и п-ове с мысом Палец; верхи ее распространены в районе села Малый Кувшин. Всюду видно чередование пластов массивных песчаников (по 5—20 м) и пачек переслаивания алевролитов и песчаников (до 20—30 м). В массивных пластах песчаники разнозернистые, с очень плохо отсортированным материалом, с линзами гальки и обломками обугленной древесины, с песчанистыми стяжениями, часто с крупной косою слоистостью. Состав их полимиктовый и туфогенный; в гальке преобладают кварц, кремнистые породы и алевролиты. В пачках переслаивания (слои по 10—70 см) породы менее грубые, с лучшей сортировкой обломочных зерен. Песчаники имеют тот же состав, но обычно мелкозернистые. Алевролиты и песчанистые алевролиты то однородные, то полосчатые за счет обогащения тонких прослоев глинистым или углистым материалом. В тонкополосчатых породах видна горизонтальная, волнистая и косая слоистость, иногда мелкие дисгармоничные складочки. Местами встречаются карбонатные конкреции или линзы известковистых алевролитов с остатками раковин пелеципод и гастропод. В алевролитах встречаются листовые отпечатки растений.

В низах разреза в пачках переслаивания присутствуют углистые разности пород; в верхах породы обычно туфогенны, есть и туфы сред-

<sup>1</sup> Верхнемеловой — скорее всего сеноманский, по Б. М. Штемпелю, 1960.

<sup>2</sup> Это гастроподы верхнего мела, пелециподы и фораминиферы (Александров-Садова и Захарова, 1958).

<sup>3</sup> При геологической съемке здесь выделен ряд свит, соответствующих известным в Сучанском районе. Но выделение свит достаточно условно. Не случайно, что отложения, выходящие в одном протяженном обнажении, всегда рассматриваются как единая свита, например, на п-ове Ханган.

него состава. Угленосность нижней части серии в общем очень незначительна и выражается в наличии обугленных остатков растений и угольной пыли в породах (углистые алевролиты, песчаники). Уголь встречается лишь в сантиметровых линзочках или, очень редко, в мало-мощных прослоях. Туфогенные породы появляются на разных стратиграфических уровнях, местами уже в низах серии. Содержание туфогенного материала в песчаниках и алевролитах вверх по разрезу постепенно увеличивается и появляются туфы. Это иногда хорошо видно и в отдельных протяженных обнажениях, например, на полуострове Ханган. Общая мощность отложений до 2000 м.

Эти отложения отличаются от известных в центральной части впадины незначительной угленосностью в нижней части и более ранним появлением туфогенных пород. Благодаря этому, породы в нижней и верхней частях серии здесь сходны, а переход между ними постепенный. Но в общем меловые отложения разных частей Сучанской впадины близки и по составу пород, и по характеру их переслаивания, и по мощностям. Находки фауны и флоры определяют одновозрастность их отдельных горизонтов. Не возникает сомнения, что отложения накапливались одновременно и в сходных условиях (см. статью Перепечиной, 1960).

В составе меловых отложений Сучанской впадины преобладают полимиктовые и туфогенные песчаники, реже встречаются алевролиты и конгломераты, еще реже — чистые аргиллиты. Обломочные зерна в породах обычно плохо сортированные и угловатые. Преобладают зерна кварца. Иногда многочисленны зерна полевых шпатов (обычно плагиоклазов), но чаще встречаются обломки кислых эффузивов, андезитов (в верхах), кремнистых пород и кристаллических сланцев, иногда песчаников, слюд. В редких единичных зернах встречены эпидот, циркон, сфен, рудный минерал и др. В породах нижних горизонтов часто виден тонко распыленный углистый материал. Выше для песчаников и алевролитов характерна примесь туфовых частиц; отдельные разности полностью сложены пирокластическим материалом<sup>1</sup>.

Изменены и уплотнены меловые породы значительно слабее, чем породы синклиория. Однако глинистый цемент обломочных пород также обычно замещен серицитом или хлоритом (иногда халцедоном) и присутствует в незначительном количестве. Вещество глинистых пород частично раскристаллизовано.

Среди интрузий, прорывающих меловые отложения, наиболее распространены штоки, дайки и лакколиты различного состава, связанные, по-видимому, с молодыми вулканогенными толщами. Известны также интрузии гранитоидов верхнемелового и палеогенового возраста — такие же, как и в синклиории. Однако распространены они только на юго-востоке впадины, размеры их обычно небольшие.

Сучанская впадина представляет собой просто построенную и относительно небольшую структуру; протяженность ее в северо-восточном направлении около 100 км, в поперечном направлении — порядка 40 км. Для внутреннего строения впадины характерно распространение полого-складчатых и коробчатых форм (фиг. 2, см. приложение). В центральной части обычны брахискладки с наклоном крыльев 5—10°, редко больше. Брахисинклинали широкие, с уплощенным дном, иногда осложненные мелкими пологими складками и изгибами. Брахиантиклинали более узкие. Складки имеют общее северо-восточное простирание (не всегда четко выраженное) и погружаются на северо-восток; их протяженность 10—15 км, иногда больше. Разломы распространены мало.

<sup>1</sup> Детальное описание меловых пород Южного Приморья приведено Е. М. Агеевой (1960). Ошибочность принятой в работе стратиграфической схемы не снижает значения литологических описаний.

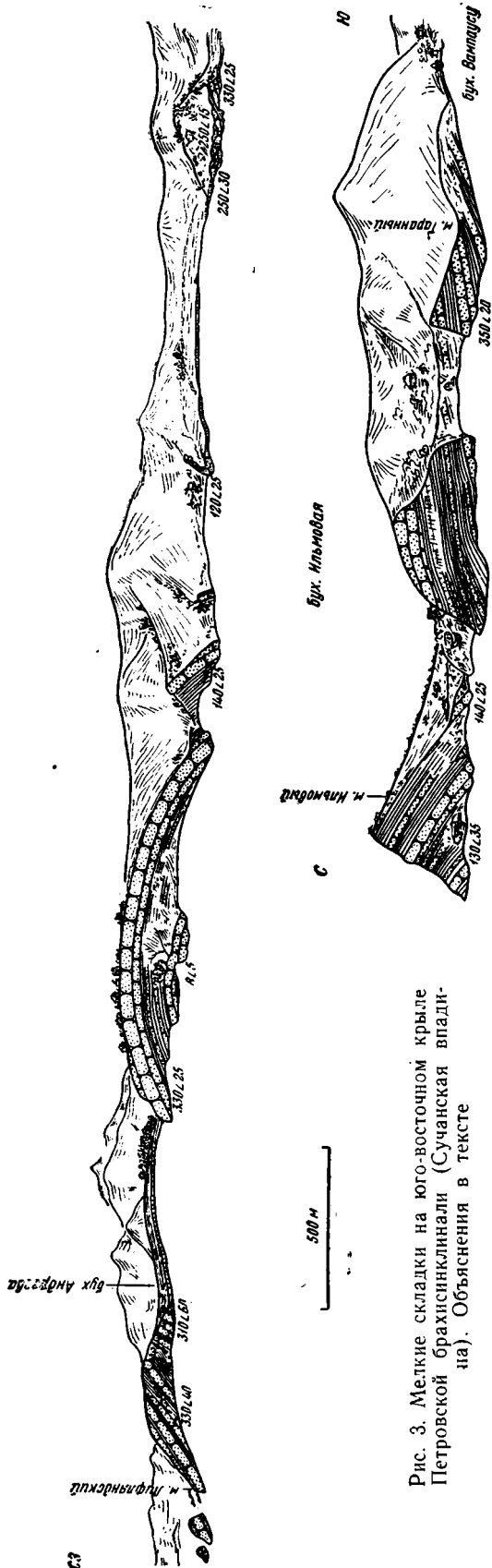


Рис. 3. Мелкие складки на юго-восточном крыле Петровской брахисинклинали (Сучанская впадина). Объяснения в тексте

На востоке Сучанской впадины и на южной центриклинали дислокации более сложны. Известны протяженные разломы и ряд складок северо-восточного простирания. Разломы и крупные складки (длиной до 20—30 км, при ширине от 2—3 до 10 км) установлены при геологической съемке по высыпкам и горным выработкам. В обнажениях удается наблюдать только отдельные части этих складок: то моноклинали на их крыльях, то протяженные участки пологого залегания в ядрах, то мелкие осложняющие складки и разломы.

В хороших обнажениях структуры меловых отложений можно увидеть только на восточном побережье Уссурийского залива (на юго-западе впадины). Побережье рассекает юго-восточное крыло и ядро Петровской брахисинклинали; северо-западное крыло практически полностью скрыто под кайнозойскими образованиями и водами залива. Строение Петровской брахисинклинали простое: на протяжении больше 20 км вкрест простирания здесь обнажены пологомятые меловые отложения, мощностью до 2000 м. Таким образом, зеркало осложняющих складок очень пологое. Эти складки имеют широкие замки с залеганием слоев, близким к горизонтальному, и крылья, наклоненные под углом 10—20° (фиг. 3). На больших участках — возможно близ разломов — наклон крыльев увеличивается до 30° и больше. Ширина складок 0,5—1,5 км, простирание северо-восточное. В ядре Петровской брахисинклинали залегание слоев близко к горизонтальному.

Также построены и другие складки на южной центриклинали Сучанской впадины, зартированные при работах

Б. И. Васильева, Б. Д. Чемериса и А. Р. Спицина. Это обычно коробчатые формы, в ряде мест осложненные продольными разломами — вероятно, сбросового характера. Близ разломов наклон слесв увеличивается от 10—20° до 60—70° и появляются мелкие крутые складки; крупные складки становятся более узкими и линейными; в ядрах антиклиналей обнажаются юрские, триасовые и более древние породы. Все мезозойские отложения дислоцированы в общем согласно. Складки погружаются в северо-восточном направлении, к центру впадины. В этом же направлении постепенно затухают разломы и ослабевают приразломные дислокации.

Сходное строение имеют складки восточной части впадины, известные по работам В. В. Копыльского, А. С. Чеха, А. П. Шупловой, В. С. Черепкова, Ф. Р. Лихта и других геологов. Почти всегда складки коробчатые и широкие, нередко асимметричные. Угол наклона их крыльев составляет 10—30° и увеличивается близ разломов до 60—70°. Часты мелкие осложняющие складки и разломы. Наибольшая сложность и раздробленность складок наблюдается близ юго-восточного ограничения впадины. Здесь вдоль долины р. Сучана установлена серия разломов и приразломных мелких складок. Разломы относительно небольшие как по амплитуде, так и по протяженности; среди них отмечаются сбросы и иногда надвиги. Мелкие складки то узкие гребневидные, то коробчатые или пологие.

На севере впадины (район верховьев р. Эрльдагоу) отложения меловой серии на больших площадях перекрыты молодыми эффузивными толщами, очень плохо обнажены и слабо изучены. Распространены они не повсеместно. По отдельным замерам известны северо-восточные простирания слоев и углы наклона 20—40°.

В Суйфунской впадине состав меловых отложений и их структурные формы очень близки к отмечавшимся для Сучанской впадины. Меловые отложения покрывают на северо-востоке синийские и кембрийские образования Уссури-Ханкайского массива, а в крайней западной части впадины — верхнепалеозойские образования Лаоелин-Гродековской складчатой зоны. На юго-востоке в выполнении впадины участвуют меловые, юрские и триасовые толщи, залегающие без угловых несогласий.

Среди меловых отложений выделяются две толщи континентального характера, общей мощностью до 2000 м. Нижняя угленосная толща по литологическим особенностям и флоре сопоставляется с апт-альбской толщей Сучана. Она образована разномелочными песчаниками полимиктового состава (в основном — кварц-полевошпатовыми), конгломератами, алевролитами и аргиллитами (часто углистыми) с несколькими пластами угля. Б. И. Васильев, Е. М. Агеева (1960) и другие геологи отмечают резкое преобладание в толще песчаников с плохой сортировкой обломочных зерен (особенно в грубозернистых разностях), фаціальную невыдержанность отложений и различные мощности в разных районах. В Верхне-Суйфунском угленосном районе (на севере) и по р. Амба (на юге) мощность толщи достигает 1000—1500 м, а у истоков р. Суйфун, на крайнем северо-востоке впадины — уменьшается до 250 м.

Верхняя туфогенно-терригенная толща по находкам флоры сопоставляется с сеноман-туронской толщей Сучана и также сложена туфогенными песчаниками и алевролитами с прослоями туфов, мощностью до 800 м. В ее нижней части Б. И. Васильев отмечает распространение разномелочных туфогенных песчаников, зеленовато-серых и иногда «узорчатых», с линзами конгломератов, с прослоями туфов среднего состава, зеленых и «шоколадных» алевролитов. В составе верхней части толщи преобладают «шоколадные» алевролиты и аргиллиты, известные только в районе г. Уссурийска.

Контуры Суйфунской впадины следует проводить по распространению меловых толщ, лежащих на разнородный фундамент. Протяженность впадины в меридиональном направлении 90 км, в широтном — от 10 до 40 км. Мезозойские отложения смяты здесь в пологие брахискладки, ориентированные различно. Меловые отложения сохранились только в синклинальных структурах. Строение брахискладок еще более простое, чем в Сучанской впадине. В их замках залегание слоев близко к горизонтальному, крылья наклонены под углом от нескольких градусов до 20°, иногда больше. Только на северо-востоке впадины И. А. Шехоркин отмечает небольшие крутые складки, иногда опрокинутые. Нередко отмечаются разрывы — также обычно на востоке. Мезозойские интрузии на территории Суйфунской впадины неизвестны.

Участок между Сучанской и Суйфунской впадинами относительно приподнят и сложен в осевой части палеозойскими породами, а на остальной территории — триасовыми и юрскими отложениями, которые протягиваются отсюда в пределы впадин. Складки в триасовых и юрских толщах обычно пологие и нелинейные. Меловые отложения известны только на п-ове Муравьева-Амурского в пологой синклинали северо-восточного простирания и далее к северо-востоку — в брахисинклинали низовьев р. Майхе. Меловые отложения залегают без значительного несогласия на триасовых. Их стратиграфический разрез близок к отмеченному для Сучана, но распространена главным образом угленосная толща (Верещагин, 1958; Мудров, 1960). Синклинали, выполненные меловыми отложениями, построены так же, как в Сучанской впадине; детали структуры неизвестны из-за слабой обнаженности района.

Участок между Сучанской впадиной и южным окончанием Главного синклинали сложен верхнепалеозойскими образованиями и прорывающимися их интрузиями габброидов. Широко распространены также крупные массивы гранитоидов палеогенового (возможно, и верхнемелового) возраста. Меловые отложения встречаются здесь очень редко и на небольших участках, например в низовьях р. Сучан. По составу они аналогичны отмеченным, мощности незначительны (Захаров, 1963).

Меловые отложения, изученные Г. П. Абысовой и другими геологами в бассейне р. Даубихе, в общем сходны с отмеченными для впадин. Нижняя толща образована песчаниками, в низах — с пластами конгломератов и гравелитов, в верхах — с прослоями алевролитов, глинистых и углистых сланцев, с редкими и мелкими линзами угля и битуминозных сланцев. Флору из этой толщи Б. М. Штемпель определил как сеноман-туронскую. Верхняя толща ложится с несогласием и конгломератами в основании на различные образования. В низах толщи преобладают песчаники; выше они закономерно переслаиваются с алевролитами и аргиллитами красноватого и зеленоватого цвета. Все породы толщи туфогенны, встречаются гнездообразные тела туфов среднего состава. Найденные в толще пресноводные пелециподы относятся, возможно, к сенону. Общая мощность меловых осадочных толщ, по-видимому, более 1500 м. Выше их несогласно залегают вулканогенные толщи верхов верхнего мела и более молодые образования.

Брахисинклинали, выполненные меловыми отложениями, наложены на структуры Даубихинской зоны и Уссури-Ханкайского массива. Самая крупная из них, в районе села Достоевки, протягивается в северо-восточном направлении на 45 км при ширине до 25 км. Детали ее внутренней структуры слабо изучены из-за плохой обнаженности. Характерны небольшие пологие складки невыдержанных простираний с углами падения слоев от нескольких градусов до 20—30° (изредка до 60°); предположительно отмечаются небольшие разломы. Таковы же и мелкие структурные формы в брахисинклинали верховьев р. Даубихезы.



Таким образом, на территории Южного Приморья к западу от долины р. Сучана в ряде синклинальных структур известны меловые осадочные толщи (от аптских до туронских). Они ложатся на разнородный фундамент и с несогласием перекрываются молодыми вулканогенными образованиями. Отложения имеют сходный литологический состав, в общих чертах одинаковую стратиграфию и содержат одинаковые комплексы флоры. В. Н. Верещагин (1958), изучавший разрезы меловых отложений, считает их принадлежащими единому бассейну осадконакопления и разобщенными в более позднее время.

Эти отложения образуют единую серию с чередованием различных обломочных пород, обычно незакономерным. Местами намечается ритмичность нескольких порядков. Отложения обычно континентальные, в низах — сероцветные угленосные, а в верхах — пестроцветные туфогенно-терригенные. Изменение состава пород вверх по разрезу происходит постепенно, туфогенные образования появляются на разных стратиграфических уровнях. В верхах серии отложения становятся особенно грубыми, появляются туфы и туфобрекчии. Эти отложения формационно близки к отложениям континентальной молассы, характерным для орогенного комплекса сладчатых областей.

Аналогичные образования известны и среди триасово-юрских толщ Южного Приморья, в частности, в верхнетриасовых отложениях (Корж, 1959). Но наряду с ними в строении разреза принимают участие толщи существенно иного характера. Так, верхнеюрская толща сложена однообразными морскими тонкослоистыми песчаниками и песчанистыми алевролитами с редкими пачками переслаивания песчаников и алевролитов, мощностью до 700 м. Такие отложения Южного Приморья, как верхнеюрские, в общем незначительно отличаются от одновозрастных отложений геосинклинального комплекса Сихотэ-Алиня. По-видимому, о формационном единстве меловых и триасово-юрских отложений говорить нельзя.

Как видно из описания, формации меловых отложений Южного Приморья и Главного Сихотэ-Алинского синклинория существенно различны. Отложения сероцветной и пестроцветной континентальной молассы не свойственны не только Сихотэ-Алинскому синклинорию, но и другим геосинклинальным структурам мезозой.

Структуры меловых отложений Южного Приморья обычно полого-складчатые с преобладанием брахискладок. Простираются их в западной части территории различны; в центральной части и на востоке — северо-восточные. Известны разломы; самые крупные из них расположены на востоке и юго-востоке и имеют то же северо-восточное направление. Степень интенсивности дислокаций возрастает с приближением к разломам, особенно на востоке территории. Триасовые и юрские отложения Южного Приморья дислоцированы в общем согласно с меловыми толщами; складки в них пологие и нелинейные. Такая простота строения региона с преобладанием пологих брахиструктур резко отличает его от Сихотэ-Алинского синклинория с протяженными разломами и крутыми линейными складками. Отличается Южное Приморье и незначительным распространением меловых гранитоидных интрузий.

Таким образом, по формационному составу меловых отложений, по интенсивности их дислокаций и морфологии складок, по распространности гранитоидных интрузий впадины Южного Приморья должны быть противопоставлены собственно геосинклинальным структурам. По своему характеру они близки впадинам и прогибам, формирующимся в орогенный этап развития складчатых областей.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Развитие осадконакопления в связи с крупными структурами мелового времени может быть представлено следующим образом. На западе Приморья протягивалась область поднятия, включавшая Главный антиклинорий и большую часть Уссури-Ханкайского массива. Меловые отложения здесь не накапливались, не считая континентальных пород нескольких мелких впадин. В Южном Приморье по периферии поднимавшейся горной области располагалась система впадин или скорее широтный прогиб с сильно расчлененным рельефом. Возможно, это аналог структур типа периклинальных прогибов, выделенных Н. П. Хераксовым на Урале<sup>1</sup>. Прогиб заложился на разнородном основании, перекрыв структуры Лаоелии-Гродековской складчатой зоны, Уссури-Ханкайского массива и Главного Сихотэ-Алинского антиклинория. В центральной части он наследовал прогиб триасово-юрского времени, значительно меньший по размеру. За время от апта до турона в прогибе накопились отложения континентальной молассы, мощностью около 2 км. В низах это сероцветная толща с углями параллического происхождения, в верхах — туфогенно-терригенные пестроцветные образования. Для Сучанского района доказывается снос обломочного материала с поднятия, расположенного на востоке. В центральной части прогиба существовали, по-видимому, местные источники сноса — такие как район п-ова Муравьева-Амурского. Накопившиеся отложения прогиба в своей нижней части формационно близки отложениям Предверхоанского краевого прогиба. По времени развитие этих двух структур почти совпадает.

Геосинклинальный прогиб сохранился в Приморье только на востоке, где шло накопление мощных (до 6 км) морских терригенных толщ, близких в флишоидам. В валанжинское время прогибание захватывало, по-видимому, всю площадь Главного синклинория и отдельные участки на Главном антиклинории. В конце нижнего мела — после периода поднятия, локальной складчатости и внедрения габброидных интрузий — ширина прогиба несколько сократилась, а отложения его сделались более грубыми. Возможно, что в начале сенона площадь осадконакопления еще сократилась.

Огромные массы меловых отложений геосинклинального прогиба образовались главным образом за счет размыва гранитоидов и кремнистых пород. Аналогичные породы поставляли обломочный материал и в прогиб Южного Приморья. Поступление обломочного материала в геосинклинальный прогиб доказывается как с запада (с Главного антиклинория), так и с востока. Поднятие определенной территории на востоке подтверждается отмеченным для восточного крыла синклинория увеличением роли грубообломочных пород в разрезе, появлением континентальных отложений, внутриформационных размывов и несогласий. Следует подчеркнуть, что кремнистые породы среди палеозойских отложений Главного антиклинория распространены достаточно широко, а гранитоиды на современном эрозионном срезе неизвестны, за исключением крайнего юга территории. Поэтому встает вопрос об источнике аркозового материала, который мог располагаться на поднятии к востоку от прогиба.

Другой геосинклинальный прогиб мелового времени располагался на северо-западе Сихотэ-Алиня, на месте Амуро-Уссурийского синклинория (Салун, 1963). В нем накопились толщи, одновозрастные с толщами восточного прогиба, имеющие близкий состав и мощности. На севере, в месте погружения структур Главного антиклинория, этот про-

<sup>1</sup> И. И. Берсенева (1963) рассматривает Южное Приморье как зону периклинального окончания мезозойской складчатой структуры Сихотэ-Алиня.

гиб, по-видимому, смыкался с восточным прогибом. Меловые, отчасти и более древние отложения геосинклинальных прогибов Сихотэ-Алиня по формационному составу, по степени измененности пород близки к отложениям верхоянского комплекса мезозойского Северо-Востока СССР. Однако накопление этих отложений на Сихотэ-Алине происходило в более позднее время.

К середине сенона и в остаточных геосинклинальных прогибах, и в молассовом прогибе Южного Приморья осадконакопление сменилось общим поднятием. Складчатость этого времени и гранитный магматизм в полной мере проявились в пределах собственно геосинклинальных структур. С этим временем связано формирование современной структуры Главного Сихотэ-Алинского антиклинория, Амура-Уссурийского и Главного Сихотэ-Алинского синклинориев с их протяженными разломами, крутыми линейными складками и массивами гранитоидов. Б. А. Иванов (1961) отмечает для сенонского времени также смещения по сдвигам. На юге Приморья были образованы пологие и коробчатые складки, усложняющиеся лишь вблизи разломов; внедрение гранитоидов произошло только на востоке. В результате складчатости середины сенона на месте Сихотэ-Алинской геосинклинали было сформировано складчатое горное сооружение, а геосинклинальный прогиб был отеснен на восток, в сторону Тихого океана. В пределах Сахалина геосинклинальное осадконакопление продолжалось до конца мела, а затем — и в третичное время. По границе этого прогиба с устойчивым поднятием складчатых сооружений мезозойского шло формирование континентальных вулканогенных образований вулканического пояса, распространенных на восточной окраине Сихотэ-Алиня. Эти образования наложены на структуры Главного синклинория с резким угловым несогласием. Лишь местами на восточном крыле синклинория устанавливается постепенное изменение состава меловых формаций и морфологии складчатых структур от древних к молодым.

Изложенный материал подтверждает, что формирование складчатого сооружения в Сихотэ-Алине закончилось в середине верхнего мела. Однако процесс этот развивался длительно, в течение почти всего мезозоя. Как видно из ряда работ (Корж, 1959; Пчелинцева и Худолей, 1960; Беляевский и др., 1963; Салун, 1963 и др.), формирование основных структурных элементов Сихотэ-Алиня началось еще в триасово-юрское время. В меловую эпоху происходило дальнейшее развитие структур. Продолжалось погружение и осадконакопление в остаточных геосинклинальных прогибах. Причем прогибы к этому времени несколько сузились, образование кремнисто-терригенных и вулканогенных толщ уже повсюду сменилось терригенным осадконакоплением. В течение мела шло дальнейшее сужение прогибов с увеличением грубости их отложений. Территория Главного антиклинория и Уссури-Ханкайского массива испытывала интенсивное поднятие, возможно и складчатость. Прогиб на периклинали этого поднятия значительно расширился и заполнился молассовыми образованиями. Развитие этого прогиба наряду с собственно геосинклинальными структурами свидетельствует о одновременном прекращении геосинклинального режима на территории Сихотэ-Алиня.

Сужение геосинклинальных прогибов, рост поднятия и развитие по его периферии прогиба, сходного с периклиналиным, подготовили ту крупную структурную перестройку, которая произошла в Сихотэ-Алине в сеноне. Движения сенонского времени завершили развитие структур Сихотэ-Алиня и свойственных им формаций, а образовавшееся здесь складчатое сооружение стало развиваться как крупный свод. Осложняющие свод мелкие впадины с континентальными толщами таковы же, как и кайнозойские наложенные впадины других областей Восточной

Азии. Они не могут считаться структурами заключительного этапа геосинклинального развития. Структуры Восточно-Азиатского вулканического пояса, протянувшегося на тысячи километров через различные тектонические зоны, тоже не могут рассматриваться как заключающие развитие какой-либо геосинклинали. Поэтому ошибочно отнесение Сихотэ-Алиня к области кайнозойской складчатости — «алинидам» (Мурахов). Неправильно и отнесение его к «ларамидам», так как формирование здесь складчатой структуры произошло не на границе мелового и третичного времени, а раньше.

Несомненно, что Сихотэ-Алинь ближе всего стоит к мезозоидам Северо-Востока СССР. Длительное развитие остаточных геосинклинальных прогибов Сихотэ-Алиня связано, возможно, с его расположением в районе, сопредельном с кайнозойской геосинклиналью.

## ЛИТЕРАТУРА

- Агеева Е. М. Минералогия и петрография меловых отложений Южного Приморья.— Труды Дальне-Вост. фил. СО АН СССР, серия геол., 1960, 6.
- Александров-Садова Т. А., Захарова Л. В. Распределение фауны в разрезе угленосных и надугленосных отложений Сучанского каменноугольного бассейна и ее значение для определения возраста.— Труды Лабор. геол. угля АН СССР, 1958, вып. 8.
- Беляевский Н. А., Громов Ю. Я., Баскакова Л. А. Основные черты тектонического развития Сихотэ-Алиня.— В кн.: «Геология и металлогения Советского сектора Тихоокеанского рудного пояса». М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Берсенев И. И. Основные черты тектоники Приморского края.— В кн.: «Геология и металлогения Советского сектора Тихоокеанского рудного пояса». М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Бурдэ А. И., Высоккий В. М. Новые данные об апт-сеноманских отложениях бассейна реки Кемы и прилегающих частей бассейнов рек Нанцы и Колумбе.— Информ. сб. Приморск. геол. упр., 1963, № 4.
- Вербицкая З. И. Споро-пыльцевые комплексы меловых отложений Сучанского каменноугольного бассейна.— Труды Лабор. геол. угля АН СССР, 1958, вып. 8.
- Верещагин Ф. Н. О проявлении нижнемеловой складчатости в Приморье.— Информ. сб. Всесоюз. науч.-исслед. геол. ин-та, 1956, № 3.
- Верещагин В. Н. Основные вопросы стратиграфии мела Дальнего Востока.— Сов. геология, 1957, сб. 55.
- Верещагин В. Н. Контуры Приморского нижнемелового каменноугольного бассейна.— Бюлл. Всесоюз. науч.-исслед. геол. ин-та, 1958, № 1.
- Захаров Ю. Д. Сеноман-туронские (?) отложения левобережья низовьев р. Сучан.— Информ. сб. Приморск. геол. упр., 1963, № 4.
- Иванов Б. А. Некоторые вопросы палеонтолого-стратиграфического изучения Сихотэ-Алиня.— Информ. сб. Приморск. геол. упр., 1960, № 1.
- Иванов Б. А. Схема стратиграфии, фациального районирования и тектоники Южного Сихотэ-Алиня. Иркутск, 1961.
- Иванов Б. А. К стратиграфии мела Южного Сихотэ-Алиня.— Бюлл. МОИП, отд. геол., 1964, 39, вып. 4.
- Корж М. В. Петрография триасовых отложений Южного Приморья и палеогеография времени их образования. Изд-во АН СССР, 1959.
- Кропоткин П. Н. Краткий очерк тектоники и палеогеографии южной части Советского Дальнего Востока.— В кн.: «Вопросы геологии Азии», т. I. Изд-во АН СССР, 1954.
- Миролубов Ю. Г. О выделении отложений нижневаланжинского возраста в Приморском крае.— Информ. сб. Всесоюз. науч.-исслед. геол. ин-та, 1960, № 25.
- Мудров А. М. Фауны и условия образования угленосных отложений Подгороненского Дальнего Востока.— В кн.: «Вопросы геологии Азии», т. I, Изд-во АН СССР, 1960, вып. 10.
- Надежкин В. И. Новые данные по стратиграфии бассейна верхнего течения р. Бикина.— Информ. сб. Приморск. геол. упр., 1963, № 4.
- Перепечина Е. А. Петровский участок Шитухинского угленосного района.— Труды Лабор. геол. угля АН СССР, 1960, вып. 10.
- Перепечина Е. А., Шарудо И. И., Семериков А. А. Стратиграфия угленосных и надугленосных отложений Сучанского каменноугольного бассейна.— Труды Лабор. геол. угля АН СССР, 1958, вып. 8.
- Пчелинцева Г. Т., Худолеев К. М. Стратиграфия и палеогеография юры Южного Сихотэ-Алиня.— Труды Геол. музея АН СССР, 1960, вып. 2.

- Размахнин Ю. Н. Подводнооползневые тектуры в мезозое Центрального Сихотэ-Алиня.— Сов. геология, 1961, № 12.
- Решения межведомственного совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем для Дальнего Востока. Госгеолтехиздат, 1958.
- Савченко А. И. Мезозой Северного Сихотэ-Алиня и Нижнего Приамурья.— Сов. геология, 1961, № 12.
- Салун С. А. Основные черты тектоники и истории развития фундамента Сихотэ-Алинской области.— Бюлл. МОИП, отд. геол., 1963, 38, вып. 6.
- Семериков А. А. Общие закономерности осадконакопления продуктивной серии и распределения фаций на площади Северного Сучана.— Труды Лабор. геол. угля АН СССР, 1960, вып. 10.
- Соколов Р. И. Тектоника и некоторые закономерности в размещении месторождений полезных ископаемых в Ольга-Тетюхинском районе.— Информ. сб. Всесоюз. науч.-исслед. геол. ин-та, 1960, № 25.
- Шарудо И. И. Состав и условия осадконакопления угленосных отложений Старого Сучана.— Труды Лабор. геол. угля АН СССР, 1960, вып. 10.
- Штемпель Б. М. Фитостратиграфия меловой системы Южного Приморья.— Труды Лабор. геол. угля АН СССР, 1960, вып. 10.

М. С. НАГИБИНА, Ю. И. ПОТАПОВ

ТЕКТОНИКА ТУГУРО-НИМЕЛЕНСКОГО ПРОГИБА  
(Западное Приохотье)

## ВВЕДЕНИЕ

Тугуро-Нимеленским прогибом мы называем крупную мезозойскую синклинальную структуру общего северо-восточного простирания, расположенную в Западном Приохотье в бассейне рек Тугура и Нимелена, в зоне сочленения мезозойской геосинклинальной складчатой системы Сихотэ-Алиня и герцинид Монголо-Охотской системы.

Интересные данные о геологическом строении бассейнов рек Тугура и Нимелена были получены при геологическом картировании с 1942 по 1950 г. Н. А. Раковым, Н. П. Саврасовым, В. А. Ярмолюком, Л. И. Красным и др. Эти материалы были обобщены в монографии П. Н. Кропоткина (П. Н. Кропоткин, К. А. Шахварстова и С. А. Салун, 1953), который между Тайканским хребтом и долиной Амгуни впервые выделил самостоятельную тектоническую единицу, назвав ее Тугуро-Нимеленской синклинальной зоной. В состав этой зоны входило сложное построенное нагорье, включающее хребты Ям-Алинь, Тыльский, Меванджа, Бюко, Альский и Тугурский и обширная депрессия среднего течения рек Нимелена и Тугура. Эту структурную единицу, сложенную мезозойскими и верхнепалеозойскими отложениями, собранными в складки главным образом северо-восточного простирания, П. Н. Кропоткин выделял в системе геосинклинальных мезозойских складчатых структур.

В структурном отношении в пределах Тугуро-Нимеленской зоны П. Н. Кропоткиным были выделены тектонические элементы трех типов:

1. Три антиклинория северо-восточного простирания — Тыльский, Альский и Муниканский, ядра которых сложены палеозойскими отложениями.

2. Складчатые, сходные по своему строению, верхнетриасовые и юрские отложения в бассейне р. Нимелена, Тугура, Тугурского полуострова, в хребте Магу и к юго-западу от Ульбанского залива<sup>1</sup>.

3. Третий тип структур представлен своеобразной синклиналью хребта Ям-Алинь, имеющей черты краевого прогиба, примыкающего с востока к антиклинориям хребтов Тайкана и Джагды.

Значительно позже в 50-е годы, в связи с завершением площадного геологического картирования, Л. И. Красным (1955, 1960), проводившим здесь систематические геологические исследования, были также обобщены полученные новые геологические материалы. Он (Красный,

<sup>1</sup> Примерно совпадает с Тугуро-Нимеленским прогибом в современном его понимании.

1955) для рассматриваемой территории составил геологическую карту и монографию (1960), посвященную стратиграфии и тектонике этой области. В пределах рассматриваемой нами территории им выделены две крупные однотипные мезозойские геосинклинальные зоны северо-восточного простирания: Торомская на северо-западе и Нимелено-Ульбанская на юго-востоке, заложившиеся на палеозойском геосинклинальном основании. Одна из них — Торомская, входила в Охотскую ветвь Монголо-Охотской геосинклинали, а вторая — Нимелено-Ульбанская относилась к Восточно-Азиатской (Сихотэ-Алинской) геосинклинальной области. На тектонической карте Амурской области Хабаровского края, опубликованной в 1959 г., Л. И. Красный упомянутую выше Нимелено-Ульбанскую зону и Нижне-Амурскую синклиналию зону П. Н. Кропоткина объединяет под названием «Амгуньского синклинория». Это название было предложено в 1938 г. П. П. Тетяевым для обозначения обширной области развития мезозойских отложений Западного Приохотья и низовьев Амура, включая Буреинский бассейн. Для Амгуньского синклинория по Л. И. Красному (1960б) характерны в мезозойских отложениях линейные складчатые структуры северо-восточного простирания.

Начиная с 1960 г. в рассматриваемом районе проводились детальные геолого-съемочные работы Л. С. Буффом, С. И. Гороховым, В. Б. Карауловым, Ю. И. Потаповым, Ю. А. Усенко, Г. И. Харитоньевым, В. Э. Хромовой, Я. И. Файном и другими под общим руководством С. А. Салуна, а также на соседних территориях Е. Б. Бельтенева, А. И. Савченко, Л. В. Эйришем и другими, давшие новый интересный материал по стратиграфии палеозойских и мезозойских отложений, а также условиям залегания этих пород. Частично эти данные были опубликованы в статье С. А. Салуна и В. В. Бобылева (1963), где они разбирают вопрос о западной границе Сихотэ-Алинской складчатой системы. По их предположению эту границу следует проводить по выделенному Л. С. Буффом и С. И. Гороховым в 1962 г. так называемому Тугурскому глубинному разлому, разделяющему Тугуро-Нимеленский прогиб (в современном понимании) на две принципиально различные части — геосинклинальную, относимую ими к Сихотэ-Алинской мезозойской складчатой системе, и негеосинклинальную, отнесенную к мезозойским прогибам Монголо-Охотского пояса, наложенным на палеозойское (герцинское) складчатое основание.

Дополнительные детальные геологические исследования, проведенные летом 1963 г., позволили уточнить стратиграфию и возраст мезозойских отложений, а специальные тематические тектонические исследования, проведенные авторами на этой территории, дали большой новый материал по морфологии и истории развития мезозойских структур, положенный в основу данной статьи.

Перед тем как перейти к описанию тектоники, уточним понятие Тугуро-Нимеленского прогиба. В понятие Тугуро-Нимеленского прогиба мы включаем лишь юго-восточную синклиналию часть Тугуро-Нимеленской зоны П. Н. Кропоткина (1953). Контуры прогиба примерно совпадают с Нимелено-Ульбанской зоной Л. И. Красного (1960). Однако для обозначения этой структуры мы сохраняем название, ранее данное П. Н. Кропоткиным, так как оно наиболее точно отражает географическое положение рассматриваемого мезозойского прогиба, в центральную часть которого полностью вписываются бассейны рек Тугура и Нимелена. Употребление названия «Амгуньский синклинорий», данного позже Л. И. Красным (1960) для более обширной структурной зоны, в данном случае считаем нерациональным, тем более, что р. Амгунь протекает собственно за пределами рассматриваемого мезозойского прогиба.

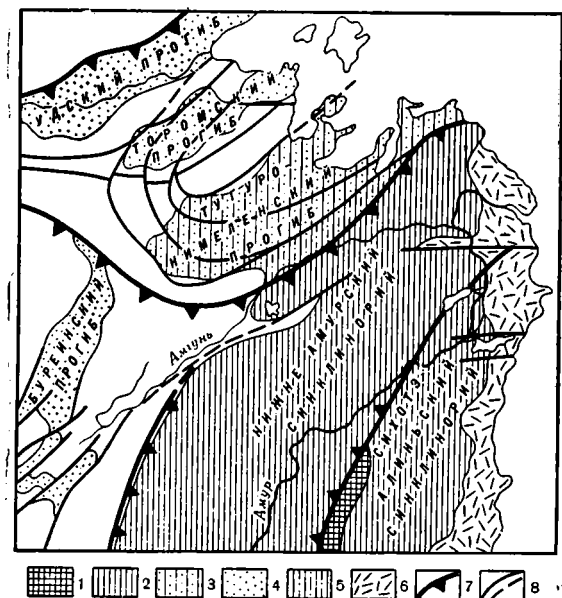
## СТРУКТУРНОЕ ПОЛОЖЕНИЕ ПРОГИБА И ВЫПОЛНЯЮЩИЕ ЕГО МЕЗОЗОЙСКИЕ ОТЛОЖЕНИЯ

Структурное положение Тугуро-Нимеленского прогиба на границе двух крупнейших разновозрастных геосинклинальных складчатых систем — палеозойской Монголо-Охотской и мезозойской Сихотэ-Алинской (фиг. 1) отразилось на особенностях морфологии мезозойских структур и формационном составе выполняющих его юрских отложений. Тугуро-Нимеленский мезозойский прогиб наложен на размытую поверхность рифейских и палеозойских складчатых структур — Тукурингро-Джагдинского и Кербинского антиклинориев и Удско-Шантарского синклинория. Он сложен песчано-алевролитовыми отложениями юрского возраста, мощность которых в пределах прогиба меняется от 3 до 8 км. Максимальные мощности приурочены к крупным синклиналям (Нимеленский и Отунской), которые находятся в западной части прогиба (фиг. 2). Более сокращенные мощности мезозойских отложений приурочены к Магу-Тугурской антиклинали, расположенной примерно в его центральной части — в хребтах Тугурском и Магу.

Изученность стратиграфии юрских отложений весьма неравномерная. Наиболее детальные разрезы этих отложений описаны в 1962—1963 гг. для западной части прогиба — междуречья Нимелен — Керби (Л. В. Эйришем), междуречья Ассыни и Нимелена (В. А. Шуршалиной) в бассейне среднего течения рек Тугура и Нимелена (Тугурский и Кольтоурский хребты Ю. А. Потаповым и др.). Для северо-восточной части прогиба, побережья Ульбанского залива и Тугурского полуострова имеются лишь неполные разрезы юрских отложений,

описанные Л. И. Красным, М. И. Авдеевым и другими, соответствующие, вероятно, верхним горизонтам толщи средней и верхней юры.

По данным перечисленных геологов в составе мезозойских отложений Тугуро-Нимеленского прогиба выделяются (снизу вверх): будюрская свита нижней юры, хурбинская свита средней юры, ульбинская свита нерасчлененных средне- и верхнеюрских отложений и силинская свита верхней юры. В отложениях хурбинской свиты на Кольтоурском хребте В. М. Глушенковым в 1963 г. найдены отпечатки *Inoceramus* sp. indet., а близ Шейкино в хребте Магу *Eoinoceramus* cf. *porrectiformis* Vor. (определения Е. П. Брудницкой) характерные для среднеюрских отложений Дальнего Востока. В песчаниках ульбинской свиты в верхнем течении Отуна и его притоков



Фиг. 1. Схема тектоники Нижнего Приамурья

1 — Главный Сихотэ-Алинский антиклинорий; 2 — геосинклинальные складчатые структуры мезозойской Сихотэ-Алины; 3 — Тугуро-Нимеленский многогеосинклинальный прогиб; 4 — мезозойские прогибы восточноазиатской (тихоокеанской) группы Монголо-Охотского пояса; 5 — переходная Омальская зона линейных складчатых структур; 6 — Сихотэ-Алинский вулканический пояс; 7 — глубинные разломы, залеженные в нижнем или в верхнем палеозое; 8 — мезо-кайнозойские разломы



Ю. А. Усенко, Г. И. Харитонычевым и автором в 1963 г. были найдены белемниты, определенные Е. П. Брудницкой как *Holcobelus* и *Megateuthis*.

По данным Л. В. Эйриша и В. А. Шуршалиной вдоль западной и северной окраин прогиба нижнеюрские отложения будюрской свиты залегают с резким угловым несогласием на размытой поверхности складчатых рифейских и девонско-каменноугольных отложений. В других частях прогиба контакты юрских отложений с рифейским и палеозойским основанием тектонические. Отложения будюрской свиты в современном эрозионном срезе прогиба прослеживаются в виде сравнительно узкой (от 5 до 15 км) полосы вдоль северного и юго-западного бортов прогиба, а также в пределах широкой Магу-Тугурской антиклинали (фиг. 2 и 3, см. приложение). Базальные горизонты представлены мелкогалечными конгломератами, серыми и зеленовато-серыми грубозернистыми кварцево-полевошпатовыми и полимиктовыми песчаниками с линзами гравелитов и седиментационных брекчий. Мощность грубозернистых отложений составляет 300—350 м. В пределах Тугурского хребта стратиграфически выше залегает толща переслаивания разнозернистых аркозовых песчаников с линзами седиментационных брекчий. Наблюдается чередование мелкозернистых зеленовато-серых и темно-серых песчаников с прослоями средне- и грубозернистых песчаников, которым подчинены линзы гравелитов. Мощность прослоев от 5 до 10 м, наиболее мощными обычно являются прослои крупнозернистых песчаников. Они состоят из слабоокатанных обломков кварца и полевых шпатов и различного количества метаморфизованных пород глинистых и слюдяных сланцев, алевролитов и основных эффузивов. Содержание последних нередко достигает 10% от общего количества обломков. Они цементированы глинисто-хлоритовым или глинисто-серицитовым цементом. Видимая мощность описанной нижней части разреза в пределах Магу-Тугурской антиклинали составляет около 150 м.

Средняя часть разреза будюрской свиты в Тугурском хребте сложена монотонной толщей серых средне- и мелкозернистых песчаников, которым подчинены пачки до 50 м мощности темно-серых алевролитов, местами с тонкослоистой текстурой. Мощность этой части разреза здесь около 200 м.

Верхняя часть разреза в том же районе сложена преимущественно полимиктовыми среднезернистыми песчаниками с подчиненными прослоями мелко- и крупнозернистых песчаников с линзами гравелитов. Вверх по разрезу песчаники переходят в грубозернистые разновидности с прослоями гравелитов и седиментационных брекчий. Мощность толщи около 500 м. Общая видимая мощность будюрской свиты в пределах Магу-Тугурской антиклинали составляет 900—1000 м.

В составе отложений будюрской свиты в районе Тугурского хребта снизу вверх по разрезу наблюдается постепенная смена кварцево-полевошпатовых (аркозовых) песчаников полимиктовыми. Интересно отметить, что вверх по разрезу в гравелитах возрастает содержание обломков эффузивных пород основного и среднего состава, поступавших в бассейн с северо-востока за счет размыва девонских отложений муниканской свиты<sup>1</sup>, широко распространенных в пределах Бюко-Альского поднятия.

По направлению с запада на восток характер осадков становится более мелководным, наблюдается увеличение роли среднезернистых полимиктовых песчаников, почти совсем исчезают из разреза алевролиты и местами появляются многочисленные остатки обуглившихся обломков растений.

<sup>1</sup> Муниканская свита впервые выделена в 1963 г. В. А. Шуршалиной.

В западной части Тугуро-Нимеленского прогиба вдоль южного крыла Нимеленской синклинали, на междуречье Керби-Нимелен, по данным 1963 г. Л. В. Эйриша, сильно возрастает мощность будюрской свиты (до 2 км) и заметно увеличивается роль тонкозернистых песчаников и глинистых сланцев, целиком слагающих среднюю часть разреза. Снизу вверх здесь залегают:

	Мощность, *
1. Грубозернистые песчаники и гравелиты с редкими прослоями глинистых и углисто-глинистых сланцев с отпечатками обуглившихся растений	250
2. Мелкозернистые полимиктовые песчаники с редкими прослоями тонкоплитчатых глинистых сланцев до 60 м мощности	1000
3. Тонкоплитчатые глинистые сланцы	150
4. Мелкозернистые серые полимиктовые песчаники с прослоями средне- и крупнозернистых песчаников, гравелитов и седиментационных брекчий (до 5 м), среди которых заключены тонкие прослои (5—10 см) черных углисто-глинистых сланцев с обуглившимися растительными остатками на плоскостях напластования	600

На отложениях будюрской свиты согласно залегают породы хурбинской свиты. Отложения хурбинской свиты средней юры выходят на крыльях крупных Нимеленской и Отунской синклиналей, Ульбан-Тугурской синклинали в пределах Тугурского полуострова, в бассейне реки Ульбан, а также на крыльях Магу-Тугурской антиклинали в хребте Магу и в южной части Тугурского хребта.

На междуречье Керби-Нимелена вдоль южного крыла Нимеленской синклинали в основании хурбинской свиты залегают пачка зеленовато-серых кремнистых пород — яшм и кремнисто-глинистых сланцев, выше сменяющихся мелкозернистыми полимиктовыми песчаниками. Эта пачка мощностью от 50 до 160 м обычно хорошо прослеживается по простирацию. Выше по разрезу залегают мощная толща темно-серых и серых полимиктовых песчаников тонко- и мелкозернистых, отдельные прослои которых обогащены тонкими, неправильной формы пластинками черных глинистых сланцев. Среди песчаников заключены редкие прослои глинистых и глинисто-кремнистых сланцев. В верхней части разреза сильно возрастает роль глинистых сланцев, обычно с тонкослоистой текстурой, которые слагают пачки мощностью от 50 до 200 м, заключенные среди мелкозернистых песчаников. Общая мощность хурбинской свиты в пределах Нимеленской синклинали составляет около 1800 м. Отложения хурбинской свиты на крыльях Магу-Тугурской антиклинали отличаются сокращенными мощностями и более грубозернистым составом отложений, по сравнению с вышеописанным ее разрезом в Нимеленской синклинали. В хребте Магу и в нижнем течении Нимелена в основании свиты залегают маломощный горизонт кремнистых, яшмовидных пород с радиоляриями, обычно не выдержанный по простирацию. Нижняя часть свиты сложена средне- и мелкозернистыми серыми полимиктовыми песчаниками, выше по разрезу сменяющимися мощным горизонтом грубозернистых гравелистых песчаников и туфо-песчаников, содержащих значительное количество (до 15—25%) остроугольных обломков эффузивных пород среднего и кислого состава. Среди грубозернистых песчаников заключены линзообразные прослои (до 2—4 м) гравелитов и седиментационных брекчий, которые по простирацию замещаются гравелистыми грубозернистыми песчаниками. Мощность нижней части разреза 350—450 м. Верхняя часть разреза хурбинской свиты здесь сложена неравномерно переслаивающимися мелкозернистыми серыми и зеленовато-серыми песчаниками (аркозового и отчасти полимиктового состава) и алевrolитами. Местами среди них заключены пачки переслаивающихся средне- и мелкозернистых песчаников. Мощность прослоев колеблется от 10—15 см и до 5—12 м;

по простиранию и вкрест простирания она обычно не выдержана. Мощность верхней части разреза около 800—900 м. Общая мощность хурбинской свиты в хребте Магу (в юго-восточной части Магу-Тугурской антиклинали) составляет 1300 м.

На отложениях хурбинской свиты согласно с постепенным переходом залегают породы ульбинской свиты, средней — верхней юры, слагающие крупные Отунскую и Нимеленскую синклинали, а также многочисленные более мелкие узкие синклинали в северо-восточной части Тугуро-Нимеленского прогиба вдоль побережья Ульбанского залива. В пределах Отунской и Нимеленской синклиналей отложения ульбинской свиты имеют максимальную мощность до 3 км, в то время как в восточной части прогиба ее мощность сокращается почти вдвое. Разрез ульбинской свиты в пределах Отунской и Нимеленской синклиналей характеризуется следующим составом отложений (снизу вверх):

Мощность, м

1. Нижняя часть свиты сложена серыми и желто-серыми мелко-, средне- и крупнозернистыми туфопесчаниками и полимиктовыми песчаниками, неравномерно переслаивающимися, среди которых заключены маломощные (5—15 см и реже до 10—15 м) прослои туффитов, кремнисто-глинистых, глинистых и серицито-глинистых сланцев  
около 600  
Средняя и верхняя части разреза были изучены в бассейне верхнего течения р. Отуна.
2. Светло-серые и серые, массивные, средне- и мелкозернистые, полимиктовые песчаники с характерной пятнистой текстурой, обусловленной наличием различных по величине конкрецевидных стяжений овальной или неправильной формы (от 1—2 см до 20 см в длину), несколько обогащенных гидроокислами железа. На поверхностях выветривания они обычно хорошо выделяются буроватой окраской. Среди песчаников заключены маломощные (от 2 до 10 см и очень редко до 1 м) прослои темно-серых алевролитов и черных глинистых сланцев, неравномерно распределенных по разрезу. Отдельные прослои песчаников содержат многочисленные мелкие угловатые и линзовидные включения глинистых сланцев. В верхней части толщи содержатся обломки роствор белемнитов  
750
3. Массивные, преимущественно среднезернистые полимиктовые песчаники, местами с пятнистой текстурой и редкими маломощными прослоями темно-серых алевролитов и углисто-глинистых сланцев. К нижней части толщи приурочены прослои и линзы (до 2 м мощности) седиментационных брекчий. Прослои алевролитов и углисто-глинистых сланцев местами содержат углефицированные обломки стеблей и листьев растений. В песчаниках найдены единичные ростры белемнитов. В верхней части толщи полимиктовые песчаники содержат многочисленные мелкие обломки черных глинистых сланцев, местами образующих линзовидные скопления  
700
4. Верхняя часть разреза ульбинской свиты также сложена серыми и светло-серыми массивными средне- и мелкозернистыми полимиктовыми песчаниками местами с пятнистой текстурой (аналогичной толще 1), среди которых заключены редкие, тонкие прослои алевролитов и глинистых сланцев. В верху разреза появляются линзы седиментационных брекчий  
1050

Общая мощность ульбинской свиты в западной части Тугуро-Нимеленского прогиба около 2,5—3 км. Примерно тот же фациальный состав отложений ульбинской свиты сохраняется и в Кольтоурском хребте, где широким распространением пользуются средне- и мелкозернистые полимиктовые и туфогенные песчаники, местами с характерной пятнистой текстурой, содержащие в различном количестве обломки основных и кислых эффузивов. Восточнее, в нижнем течении р. Омал и на южном склоне хребта Магу отложения ульбинской свиты характеризуются более мелкозернистым составом пород. Здесь почти полностью отсутствуют прослои грубозернистых песчаников и гравелитов. В разрезе преобладают мелкозернистые и тонкозернистые песчаники и алевролиты преимущественно кварцево-полевошпатового состава. Только в нижних горизонтах сохраняется полимиктовый состав. Мощные слои мелкозер-

нистых песчаников от 20 до 80 м чередуются с пачками неритмичного переслаивания мелкозернистых песчаников с тонкослойными алевролитами, мощность слоев от 5—30 см и до 90 см. Общая мощность ульбинской свиты здесь составляет 1700 м (фиг. 3).

Весьма близкие по составу и также имеющие сокращенную мощность среднеюрские отложения ульбинской свиты распространены в Омальской зоне линейных складчатых дислокаций, расположенной вдоль юго-восточной границы Тугуро-Нимеленского прогиба, на погружении крупного Кербинского поднятия рифейско-палеозойского складчатого основания. По данным 1960 г. В. А. Шуршалиной в окрестностях поселка Гуга и Демьяновки на Амгуни сохраняется тот же характер переслаивания мелкозернистых, преимущественно полимиктовых, песчаников и алевролитов, при этом лишь несколько возрастает количество прослоев глинистых и кремнистых сланцев по сравнению с описанным выше разрезом в низовьях р. Омал. Среди отложений ульбинской свиты здесь найден аммонит плохой сохранности. Общая мощность ульбинской свиты составляет 1750—1800 м.

Появление кремнистых сланцев в составе ульбинской свиты в Омальской зоне сильно сближает ее с отложениями того же возраста ульбинской свиты Комсомольского района в Нижне-Амурском синклинии Сихотэ-Алинской складчатой системы.

В восточной части Тугуро-Нимеленского прогиба на западном и южном побережье Ульбанского залива, по данным Л. И. Красного, а также более поздних работ 1956 г. М. И. Авдеева и других, широким распространением пользуются песчано-сланцевые и грубозернистые отложения с прослоями туфогенных пород, слагающие крупную Ульбаню-Тугурскую синклиналь. На западном побережье Ульбанского залива на Тугурском полуострове (по Л. И. Красному, 1960) они выделяются под названием ульбанской свиты и подразделяются по литологическим признакам на три подсвиты (по нашему мнению, эти отложения являются аналогом ульбинской свиты). Нижняя подсвита представлена полимиктовыми песчаниками с прослоями конгломератов и глинистых сланцев. Местами среди серых и светло-серых песчаников заключены более мощные, до 120 м, пачки темно-серых глинистых сланцев — 450 м.

Средняя подсвита сложена переслаивающимися серыми средне- и тонкозернистыми песчаниками с отпечатками неопределимых растительных остатков; мощность ее 320—550 м. Верхняя подсвита представлена серыми мелко- и среднезернистыми песчаниками с прослоями и линзами черных глинистых сланцев — 450 м. Общая мощность ульбинской свиты здесь измеряется 1220—1450 м.

На южном побережье Ульбанского залива, по данным М. И. Авдеева, отложения ульбинской свиты, так же как и в других частях Тугуро-Нимеленского прогиба, содержат прослойки туфогенных песчаников; кроме того, в нижней части разреза свиты среди толщи серых полимиктовых мелкозернистых песчаников с прослоями глинистых сланцев (до 20 м мощности) заключена пачка 30 м мощности переслаивающихся глинистых сланцев, кремнистых алевролитов и сургучно-красных и зеленовато-серых туфов, выше которых залегают мелкозернистые полимиктовые песчаники, среди которых заключены пачки тонкого переслаивания серых гравелитов и глинистых сланцев; мощность — 160 м.

Верхняя часть разреза представлена переслаиванием мелко- и среднезернистых полимиктовых песчаников и алевролитов с более редкими прослоями глинистых сланцев, а местами гравелитов и конглобрекчий от 20 до 70 см мощности. Общая мощность свиты здесь 1420 м.

На отложениях ульбинской свиты в различных частях Тугуро-Нимеленского прогиба залегают породы силинской свиты верхней юры. В западной части прогиба они выходят в ядрах Отунской и Нимеленской

синклиналей, а на востоке слагают узкие линейные синклинали в Омальской зоне дислокаций (фиг. 2). Отложения силинской свиты в отличие от нижележащих свит характеризуются резким преобладанием по всему разрезу средне- и мелкозернистых песчаников. В Отунской синклинали они представлены темно-серыми полимиктовыми песчаниками средне- и мелкозернистыми с очень редкими тонкими (от 5 до 20 см и реже до 2 м) прослоями рассланцованных алевролитов, глинистых и углистых сланцев, переполненных мелкими обломками растительного мусора. Аналогичный разрез свиты наблюдается и в восточной части Отунской синклинали в Кольцоурском хребте. Общая мощность свиты 1300—1600 м.

В пределах Нимеленской синклинали, расположенной вдоль южного края Тугуро-Нимеленского прогиба, по левобережью р. Нимелен, по данным Л. В. Эйриша, среди серых полимиктовых песчаников силинской свиты заключены две пачки 50—100 м переслаивающихся черных алевролитов и глинистых сланцев с редкими прослоями зеленовато-серых кремнистых пород до 10 м мощности. В верхней части разреза в песчаниках заключены маломощные прослои черных глинистых и глинисто-кремнистых сланцев, зеленовато-серых и сургучно-красных кремнистых пород.

В юго-восточной части Тугуро-Нимеленского прогиба и в Омальской зоне линейных складок отложения силинской свиты характеризуются увеличением роли грубообломочного материала, по сравнению с нижележащими отложениями ульбинской свиты. В основании свиты залегают грубозернистые полимиктовые песчаники с редкими линзообразными прослоями мелкогалечных конгломератов мощностью до 10—12 м. Мощность горизонта грубозернистых пород более 100 м. Выше залегает толща 350—450 м неравномерно переслаивающихся мелкозернистых песчаников и алевролитов с более редкими прослоями глинистых сланцев. Верхняя часть разреза силинской свиты 600—700 м сложена мелко- и крупнозернистыми серыми и буровато-серыми полимиктовыми песчаниками с обуглившимися растительными остатками и местами отпечатками крупных стволов. Среди песчаников заключены маломощные прослои темно-серых алевролитов и местами линзы гравелитов. Общая мощность силинской свиты здесь не превышает 1100—1200 м.

На лево- и правобережье Амгуни в районе пос. Гуга, по данным В. А. Шуршалиной, в верхней крупнозернистой части разреза свиты наблюдаются прослои, содержащие гальки песчаников, свидетельствующие о местном размыве нижележащих пород.

В юго-восточной части Тугуро-Нимеленского прогиба и в Омальской зоне линейных складок на породах силинской свиты согласно залегают отложения падалинской свиты, представленные переслаиванием алевролитов и глинистых сланцев с аркозовыми песчаниками. В средней части свиты заключены маломощные прослои и линзы кремнистых пород и прослои туфопесчаников, содержащих в значительном количестве (до 25—30%) остроугольные обломки порфиринов, сцементированных глинисто-хлоритовым цементом с участками туфогенного материала. Отложения падалинской свиты слагают ядра узких синклиналей северо-восточного простирания на междуречье Им-Амгунь и Сомня-Усолгин в пределах хребтов Кивун и Омельдинского. Восточнее, за пределами рассматриваемой зоны, породы падалинской свиты согласно перекрываются нижнемеловыми отложениями. На этом основании возраст падалинской свиты определяется как переходный от верхней юры к нижнему мелу. Общая мощность падалинской свиты в рассматриваемой зоне колеблется от 500 до 650 м.

Из приведенного описания стратиграфии и состава юрских отложений Тугуро-Нимеленского прогиба видно, что они представлены

морскими, почти исключительно терригенными породами, среди которых резко преобладают песчаники от грубо- до тонкозернистых, преимущественно среднезернистые. Подчиненное значение имеют тонкослоистые алевролиты и глинистые сланцы, неравномерно переслаивающиеся с песчаниками, и ничтожную роль играют единичные прослои кремнистых пород. В отложениях ульбинской свиты появляются прослои туфогенных пород — туффиты и туфопесчаники, а в восточной части прогиба на побережье Ульбанского залива — туфы среднего состава. Обломочный материал в песчаниках Тугуро-Нимеленского прогиба характеризуется слабой окатанностью (преобладают угловатые обломки) и плохой сортированностью. В составе обломков почти на всем протяжении разреза обычно преобладает аркозовый (кварцево-полевошпатовый) материал с примесью большего или меньшего количества обломков метаморфических сланцев, кварцево-сланяных и слюдяных, измененных алевролитов и эффузивных пород — диабазовых порфиритов, получившихся за счет размыва палеозойских (девонско-каменноугольных) и рифейских метаморфизованных пород. Породы плотно сцементированы. Цемент почти полностью перекристаллизованный, глинисто-хлоритовый, глинисто-серицито-хлоритовый и кварцево-серицито-хлоритовый, местами с ничтожной примесью карбонатного материала.

В распределении состава отложений Тугуро-Нимеленского прогиба наблюдается отчетливая асимметрия. Вдоль северной и северо-западной частей прогиба в составе почти всех свит, начиная с верхов будюрской, существенную роль играют полимиктовые песчаники (фиг. 3), сформировавшиеся за счет размыва прилегающих Селемджинского и Бюко-Альского поднятий, сложенных рифейскими и палеозойскими метаморфическими сланцами и песчаниками с прослоями основных и средних эффузивов. Вдоль южной и центральной частей прогиба преобладающее значение в составе песчаников играет аркозовый материал, поступивший за счет размыва гранитов и гнейсов крупного Хингано-Буреинского массива, расположенного к юго-западу от Тугуро-Нимеленского прогиба. Для северного и северо-западного бортов прогиба на протяжении всего разреза юрских отложений наблюдается более крупнозернистый характер осадков, чем для южного и юго-восточного, где большую роль играют мелкозернистые песчаники и алевролиты. Прослои глинисто-кремнистых и кремнистых сланцев, играющие ничтожную роль в составе мезозойских отложений Тугуро-Нимеленского прогиба, также приурочены исключительно к его южному и юго-восточному краям, прилегающим к широкому Нижне-Амурскому синклиналию Сихотэ-Алинской геосинклинальной системы.

В распределении мощностей и фаций юрских отложений внутри прогиба наблюдается определенная закономерность, показывающая, что крупные синклинальные и антиклинальные структуры формировались еще в процессе осадконакопления и только последующая их моделировка завершилась складчатым процессом. Максимальные мощности будюрской и хурбинской свит приурочены к крупным Отунской и Нимеленской синклиналям. В пределах широкой Магу-Тугурской антиклинали, наоборот, наблюдается сокращение мощности отложений того же возраста (фиг. 3) и более грубозернистый их состав. Вверх по разрезу в ульбинской и силинской свитах средней и верхней юры наблюдается закономерное увеличение роли крупнообломочного материала, появляются крупнозернистые песчаники, прослои и линзы гравелитов, конгломератов и седиментационных брекчий. Местами в песчаниках наблюдаются косая слоистость, характерная для дельтовых отложений, прослои и линзы углистых сланцев, а в тонких прослоях алевролитов — многочисленные углефицированные остатки растительного мусора.

С появлением явных признаков обмеления морского бассейна еще большей становится контрастность в распределении мощностей в антиклинальных и синклинальных формах. Мощность отложений ульбинской свиты, например, в Отунской синклинали возрастает почти вдвое по сравнению с ее мощностью на крыльях Магу-Тугурской антиклинали.

Сравнение формационного состава юрских отложений Тугуро-Нимеленского прогиба с песчано-сланцевыми и конгломератовыми отложениями мезозойских прогибов Монголо-Охотского пояса, с одной стороны, и с геосинклинальными отложениями Сихотэ-Алинской системы, с другой, показывает, что по ряду признаков они занимают как бы промежуточное положение. Изменчивый фациальный состав, наличие грубообломочных отложений в основании и в верхней части разреза, преобладание песчаного состава отложений с подчиненной ролью глинистых и пирокластических пород и прослоев углистых сланцев сближает их с одновозрастными молассоидными формациями мезозойских прогибов Монголо-Охотского пояса, но наличие в их составе прослоев глинисто-кремнистых и кремнистых пород сближает их с геосинклинальными формациями Сихотэ-Алинской системы.

Если провести детальное сравнение формационного состава юрских отложений Тугуро-Нимеленского прогиба с отложениями Нижне-Амурского синклинория Комсомольского района, то черты различия между ними выступают более резко, чем черты сходства. Для юрских отложений Комсомольского района характерно наличие таких неперменных членов терригенно-вулканических эвгеосинклинальных формаций, как спилиты и диабазовые порфириды, которые переслаиваются здесь с песчано-сланцевыми отложениями хурбинской и падалинской свит. Кроме того, в Нижне-Амурском синклинории развиты пачки кремнистых и глинисто-кремнистых пород мощностью до 250—300 м, а местами встречаются прослой известняков. Наконец, для строения терригенных отложений синклинория характерно ритмичное флишоидное переслаивание песчаников и сланцев. Отметим также, что мощности юрской толщи достигают здесь 10 км. В отложениях Тугуро-Нимеленского прогиба, наоборот, отсутствуют подводные излияния основных эффузивов (спилитов и диабазовых порфиритов), а прослой кремнистых пород сосредоточены лишь вдоль его южного и юго-восточного краев, непосредственно примыкающих к Нижне-Амурскому геосинклинальному прогибу. Они обычно имеют ничтожную мощность, измеряемую сантиметрами, и лишь единственная более мощная пачка (50—160 м) кремнистых пород приурочена к основанию хурбинской свиты в южной части Нимеленской синклинали. Подобный характер мезозойских отложений Тугуро-Нимеленского прогиба сближает их с мюгеосинклинальными отложениями, обычно расположенными на окраине эвгеосинклинальных систем.

Распределение мощностей мезозойских отложений в Тугуро-Нимеленском прогибе подчиняется общей закономерности, отмеченной ранее (Нагибина, 1963) для большинства мезозойских прогибов Монголо-Охотского пояса, в том числе и для соседних — Торомского и Удского

Т а б л и ц а

Прогиб	Возраст отложений	Мощность, км	
		на юго-западе	на северо-востоке
Удский	Нижняя, средняя и верхняя юра, нижний мел . . . . .	4—5	1,2
Торомский	Нижняя, средняя, верхняя юра . . . . .	5	0,3
Тугуро-Нимеленский	Нижняя, средняя и верхняя юра . . . . .	7—8	2—3

прогибов. Эта закономерность выражается в резком сокращении мощностей мезозойских отложений по направлению с юго-запада на северо-восток (как показано в таблице).

Для мезозойских отложений Тугуро-Нимеленского прогиба характерен также чрезвычайно неравномерный дислокационный метаморфизм. В локальных узких зонах разломов наблюдается рассланцевание и полная перекристаллизация пород, превращение глинистых сланцев и алевролитов в филлиты и кварцево-сланцевые сланцы, глинистый цемент песчаников переходит в мелкокристаллические образования кварца, серицита, хлорита и мусковита. Вдали от разломов породы обычно изменены под влиянием эпигенетических процессов гораздо слабее или перекристаллизованы в узких зонах контактового метаморфизма.

### МОРФОЛОГИЯ МЕЗОЗОЙСКИХ СТРУКТУР

Тугуро-Нимеленский прогиб имеет около 300 км в длину при ширине в 100—120 км. Простирается прогиб закономерно меняется с востока на запад от северо-восточного до северо-западного, гармонично подчиняясь общему изгибу древних рифейских и палеозойских складчатых структур Тукурингро-Джагдинского и Кербинского антиклинориев (фиг. 2), ограниченных с юга крупнейшей системой глубинных разломов — Южно-Тукурингрским на юго-западе и Тукурингро-Амгуньским на юго-востоке.

С севера и северо-запада прогиб ограничен Селемджинским и Бюко-Альским поднятиями складчатого рифейского и палеозойского основания, отделяющими его от расположенного к северо-западу крупного мезозойского Торомского прогиба, входящего в систему мезозойских прогибов Монголо-Охотского пояса. Селемджинское и Бюко-Альское поднятия имеют северо-восточное простирание; почти на всем протяжении они ограничены продольными разломами северо-восточного простирания. Общая протяженность этих поднятий составляет около 300 км при ширине от 30 до 50 км.

Селемджинское поднятие сложено метаморфическими сланцами, песчаниками и рассланцованными эффузивами рифея и частично нижнего кембрия. Внутреннее строение поднятия довольно сложное. В структуру мезозойского Селемджинского поднятия частично вошли крупные рифейские и палеозойские складчатые геосинклинальные отложения Тукурингро-Джагдинского антиклинория и Удско-Шантарского синклинория. Метаморфические породы, слагающие поднятие, смяты в крутые сжатые складки, имеющие преобладающее северо-западное простирание, поперечное по отношению к общему северо-восточному простиранию Селемджинского поднятия. В юго-западной части поднятия простирания рифейских складок образуют сложные изгибы. В Бюко-Альское поднятие, являющееся непосредственным северо-восточным продолжением Селемджинского, вошло юго-восточное крыло крупного Удско-Шантарского палеозойского синклинория, которое сложено согласно залегающими девонскими и нижнекаменноугольными отложениями, представленными метаморфизованными песчаниками, кварцево-серицитовыми, глинистыми и глинисто-кремнистыми сланцами с прослоями основных и кислых эффузивов и их туфов. Палеозойские метаморфические породы образуют здесь крупную синклиналь, на крыльях осложненную более мелкими складками и многочисленными разломами. Простирание палеозойских складчатых структур в пределах Бюко-Альского поднятия меняется от северо-западного, близкого к широтному, на юго-западе поднятия до северо-восточного на северо-востоке. По отношению к общему простиранию Бюко-Альского поднятия палеозойские складки ориентированы под косым



углом и резко срезаются ограничивающими его продольными разломами.

Кербинское поднятие, ограничивающее с юго-запада и юго-востока Тугуро-Нимеленский прогиб, сложено метаморфическими сланцами, песчаниками, рассланцованными эффузивами с прослоями мраморов тукурингурской серии рифея и нижнего кембрия. Оно является непосредственным восточным продолжением крупного Тукурингро-Джагдинского поднятия. Рифейские и палеозойские отложения в пределах Кербинского поднятия смяты в крупные сильно сжатые, местами изоклиналильные складки, простирание которых в плане образует плавный изгиб от северо-западного на западе до северо-восточного на востоке. Складчатые структуры пересечены многочисленными продольными и поперечными разломами различного возраста. С юга и с севера Кербинское поднятие ограничивают крупные зоны разломов — Тукурингро-Амгуньская и Керби-Омальская. По направлению к северо-востоку рифейское основание Кербинского поднятия погружается и перекрывается толщей юрских отложений. На его северо-восточном погружении в пределах Омальского хребта в юрских отложениях развивается система узких линейных складок, названная нами Омальской. Вдоль этой системы складок, заключенных между двумя крупными разломами Тукурингро-Амгуньским и Керби-Омальским (фиг. 6), проходит граница между Тугуро-Нимеленским прогибом и расположенным к юго-востоку от него обширным Нижне-Амурским синклином. К югу от Кербинского поднятия находится крупная Чукчагирская синклиналь, представляющая одну из крайних западных структур Нижне-Амурского синклинория.

Чукчагирская синклиналь сложена морскими юрскими отложениями, которые по своему формационному составу, наличию крупных пачек кремнистых пород, переслаивающихся со спилитами, ближе стоят к одновозрастным геосинклинальным формациям центральной части Нижне-Амурского синклинория Комсомольского района, чем к отложениям Тугуро-Нимеленского прогиба.

Внутреннее строение Тугуро-Нимеленского прогиба характеризуется следующими особенностями. В морфологии мезозойских структур прогиба, также как и в распределении состава юрских отложений, наблюдается отчетливая асимметрия. В северной и северо-западной его частях располагаются крупные широкие, лапчатой формы синклинали Отунская и Ульбано-Тугурская, разделенные широкой Магу-Тугурской антиклиналью. Простирание их с запада на восток закономерно меняется от северо-западного до меридионального, образуя как бы развернутый веер.

Для юго-восточной части прогиба, непосредственно прилегающей к обширному Нижне-Амурскому синклинорию, наоборот, характерны узкие линейные складки северо-восточного простирания (фиг. 2). От Нижне-Амурского синклинория Тугуро-Нимеленский прогиб отделяется Кербинским поднятием рифейского основания и Омальской системой узких линейных складок в юрских отложениях, развившихся на северо-восточном погружении этого поднятия.

Отунская синклиналь располагается в северо-западной части Тугуро-Нимеленского прогиба в бассейне рек Отуна и Ассины правых притоков Канина и имеет северо-западное близкое к широтному простирание. Длина ее более 100 км при ширине от 45 до 60 км. Она имеет узкие и крутые крылья, сложенные песчаниками и гравелитами будюрской и хурбинской свит нижней и средней юры, и широкую центральную (мульдовую) часть, сложенную породами ульбинской и синлинской свит средней и верхней юры, смятыми в крупные открытые складки. Отложения ульбинской свиты на протяжении многих кило-

метров имеют падение 50—70°, но по направлению к центру синклинали местами осложненное крупными и мелкими прямыми открытыми складками шириной от 30—60 м до 150—200 м.

Строение юго-западного крыла Отунской синклинали было детально изучено М. С. Нагибиной совместно с Ю. А. Усенко в 1963 г. в условиях сплошной обнаженности в долинах горных рек Дес-Макита и других притоков Отуна в его верхнем течении (фиг. 4, см. приложение). На протяжении более 10 км здесь сохраняется преобладающее моноклинальное падение слоев на северо-восток под углом 55—80° с простиранием от 280 до 310°, местами осложненное более мелкими складками. Ближе к центру Отунской синклинали преобладающее моноклинальное залегание слоев сменяется крупными открытыми складками шириной от 1 до 1,5 км (северная часть профиля, фиг. 4). На всем протяжении синклинали породы пересечены многочисленными разломами — ступенчатыми сбросами, сбросо-сдвигами и чешуйчатыми надвигами. Местами наблюдается сгущение ступенчатых сбросов, образующих небольшие зоны разломов. Обычно хорошо обнажены плоскости смещения сбросов и сбросо-сдвигов с зеркалами скольжения, с бороздами и штрихами скольжения, по которым отчетливо можно определить направления подвижек. Большинство из них является продольными сбросо-сдвигами и надвигами северо-западного простирания (310—320°), смещения по которым происходили с юго-запада на северо-восток. Падение плоскостей сбросо-сдвигов обычно довольно крутое 60—90° на юго-запад или северо-восток. Вдоль прослоев алевролитов местами наблюдаются межпластовые подвижки, нередко сопровождаемые расщеплением пород. Местами вдоль этих разломов развиты тонкие кварцевые прожилки.

Кроме многочисленных продольных сбросо-сдвигов и надвигов северо-западного простирания, породы пересечены поперечными сбросами меридионального или северо-восточного простирания, обычно более поздними по отношению к продольным разломам. Амплитуда продольных и поперечных сбросов обычно невелика, измеряется сантиметрами и метрами и только отдельные сбросо-сдвиги имеют вертикальное перемещение в несколько десятков метров.

Кроме многочисленных мелких разломов, Отунская синклиналь пересечена крупными диагональными зонами разломов, прослеживающимися на большое расстояние за ее пределами, и местами, служившими зонами проницаемости для магматических образований. Внутреннее строение таких зон разломов довольно сложное и будет описано ниже.

Нимеленская синклиналь располагается в юго-западной части прогиба к югу от Отунской синклинали, от которой она отделена небольшой Верхне-Нимнягунской антиклиналью. Верхне-Нимнягунская антиклиналь находится в бассейне верхнего течения Нимнягун, имеет северо-западное простирание и сложена полимиктовыми песчаниками с прослоями алевролитов хурбинской свиты средней юры. Ширина ее не превышает 10 км. Отложения хурбинской свиты в пределах антиклинали смяты в более мелкие складки, чем в Отунской синклинали, но того же простирания и пересечены продольными ступенчатыми сбросами небольшой амплитуды. По направлению на юго-восток шарнир антиклинали погружается и в долине Нимелена Отунская и Нимеленская синклинали сливаются. В зоне сочленения они пересечены крупным разломом северо-западного простирания, направление которого совпадает с осью Верхне-Нимнягунской антиклинали. Нимеленская синклиналь располагается в бассейне среднего течения р. Нимелен, имеет широтное простирание и иную морфологию, чем вышеописанная широкая Отунская синклиналь. Она имеет относительно уз-

кую сильно вытянутую форму. Длина ее более 130 км при ширине от 30 до 50 км. Узкое, желобообразное ее ядро сложено песчаниками с тонкими прослоями углистых алевролитов силинской свиты верхней юры, а на крыльях выходят отложения будюрской, хурбинской и ульбинской свит, образующие широкие моноклинали с углами падения слоев от 20 до 60° к центру синклинали, местами осложненные складками и многочисленными ступенчатыми сбросами и сбросо-сдвигами. В центральной части Нимеленской синклинали, как это хорошо видно в долине р. Камакан и других местах, отложения ульбинской свиты смяты в крутые широтного простирания складки шириной от 0,5 до 2 км, с углами падения на крыльях от 40 до 80°. В замковой части складки нередко разорваны сбросами и сбросо-сдвигами с небольшим вертикальным смещением. С юга и с запада Нимеленская синклинали ограничена крупной Керби-Омальной дугообразно изогнутой зоной разлома, проходящей вдоль контакта юрских отложений Тугуро-Нимеленского прогиба с рифейским складчатым основанием Кербинского поднятия. С северо-запада Нимеленская и Отунская синклинали также отделены от Селемджинского поднятия крупной северо-восточной зоной разломов. Кроме того, Нимеленская синклинали пересечена продольной Нимелен-Камаканской и диагональной Увакитской зонами разломов, также крупными и представляющими собой систему северо-западных и широтных сдвигов и чешуйчатых надвигов, сопровождаемых широкими от 5—6 и до 10 км зонами расщепления юрских песчаников и алевролитов. В этих зонах, как правило, наблюдается повышенный динамометаморфизм, при котором мезозойские глинистые сланцы переходят в филлиты и мусковитовые сланцы, а в песчаниках возникают сланцеватые текстуры и происходит перекристаллизация глинистого цемента в микрокристаллические кварцево-серпичито-хлоритовые и кварцево-мусковитовые агрегаты. Мезозойские песчаники и сланцы в пределах Нимеленской синклинали пересечены многочисленными поперечными разломами северо-восточного и меридионального простирания.

Магу-Тугурская антиклиналь располагается примерно в центре северо-западной части Тугуро-Нимеленского прогиба в пределах хребтов Тугурского и Магу и представляет собой широкую почти изометричную структуру северо-западного простирания. Длина ее 60—80 км при ширине около 60 км. Широкое ядро антиклинали сложено крупно- и среднезернистыми полимиктовыми песчаниками с прослоями гравелитов и алевролитов будюрской свиты нижней юры, а на ее крыльях выходят отложения хурбинской свиты. Отложения будюрской свиты нижней юры здесь имеют видимую мощность, почти вдвое меньшую по сравнению с одновозрастными отложениями Отунской и Нимеленской синклинали (фиг. 3).

Магу-Тугурская антиклиналь располагается диагонально по отношению к общему простиранию Тугуро-Нимеленского прогиба и разделяет его на две крупные неравные части — юго-западную и северо-восточную, различающиеся между собой главным образом по мощности юрских отложений. В юго-западной части находятся описанные выше Нимеленская и Отунская синклинали, в пределах которых общая мощность юрских отложений составляет 6—8 км. В северо-восточной части прогиба располагается крупная Ульбано-Тугурская синклинали, имеющая близкое к меридиональному простирание и сложенная ниже-, средне- и верхнеюрскими отложениями, мощность которых не превышает 3—4 км.

Внутреннее строение Магу-Тугурской антиклинали было детально изучено авторами в 1963 г. вдоль долины р. Канин почти вкрест ее простирания.

Нижнеюрские отложения будюрской свиты смяты в прямые открытые складки северо-западного простирания ( $290\text{--}330^\circ$ ) шириной до 1 км с углами падения крыльев от  $30$  до  $50^\circ$  или в широкие коробчатой формы и пологие синклинали и антиклинали, ширина которых достигает 3—4 км (фиг. 5, см. приложение). Складчатые формы разделены широкими моноклиналями того же северо-западного простирания, ограниченными разломами, в пределах которых наблюдается падение слоев на северо-восток под углом от  $20$  до  $65^\circ$ . Лишь в отдельных блоках наблюдаются простирания, близкие к меридиональным. В центральной и юго-восточной частях антиклинали ниже- и среднеюрские отложения пересечены диагональными крупными зонами разломов (Канино-Чэненской и Юктинской) широтного простирания и многочисленными мелкими поперечными ступенчатыми сбросами и сбросо-сдвигами северо-восточного и меридионального простирания, местами также образующими небольшие системы разломов. Амплитуда отдельных сбросов обычно невелика. Крупные разломы местами являлись зонами проницаемости для магматических расплавов различного состава.

Северо-восточная часть Тугуро-Нимеленского прогиба изучена значительно слабее юго-западной. На основании имеющихся геологических материалов М. И. Авдеева и Л. И. Красного (1960) к северо-востоку от описанной Магу-Тугурской антиклинали располагается широкая Ульбано-Тугурская синклиналь, имеющая северо-западное, близкое к меридиональному, простирание. Она протягивается через Тугурский полуостров на южное побережье Ульбанского залива. Ядро синклинали сложено породами ульбинской свиты, а на ее крыльях выходят отложения хурбинской свиты. Ширина Ульбано-Тугурской синклинали 60—70 км при длине около 90 км. Песчано-сланцевые отложения хурбинской и ульбинской свит смяты в дополнительные более мелкие складки меридионального простирания шириной от 3 до 5 км, ориентированные под косым углом к общему северо-западному, близкому к меридиональному, простиранию крупной синклинали. Вдоль осевой части Ульбано-Тугурская синклиналь пересечена крупным продольным разломом, к которому приурочены небольшие гранитные массивы кайнозойского возраста.

С северо-запада Магу-Тугурская антиклиналь и Ульбано-Тугурская синклиналь ограничены системой разломов, прослеживающихся от долины р. Канин к южному побережью Тугурского залива и к северному побережью Тугурского полуострова (от мыса Носорог к мысу Берсеньева). Эти разломы имеют северо-восточное простирание и сопряжены с крупной Муникано-Уланской зоной разломов, ограничивающей с юго-востока Бюко-Альское поднятие палеозойского складчатого основания. Вдоль разломов в северной части Тугурского полуострова отложения нижней и средней юры смяты в узкие приразломные линейные складки северо-восточного простирания, ориентированные параллельно разломам.

Вдоль юго-восточной границы Тугуро-Нимеленского прогиба параллельно крупнейшей Омало-Усолгинской зоне разломов располагается система узких линейных складок северо-восточного простирания, которая широкой полосой прослеживается и далее к югу в пределах Омальского хребта. Эта зона складчатых юрско-нижнемеловых структур, названная нами Омальской зоной линейных складок, располагается на границе описанного выше Тугуро-Нимеленского прогиба и обширного Нижне-Амурского синклинория. С юго-востока она также ограничена крупным Тукурингро-Амгуньским разломом. Омальские линейные складки, развившиеся в зоне северо-восточного погружения крупного Кербинского поднятия, сложены преимущественно средне- и верхнеюрскими и отчасти нижнемеловыми отложениями уль-

бинской, силинской и падалинской свит, и только на юго-западе этой зоны, вдоль границы с рифейско-палеозойским складчатым основанием Кербинского выступа в виде узкой изогнутой полосы выходят нижнеюрские отложения будюрской свиты. Здесь развиты узкие линейные складки, ширина которых обычно не превышает 3—5 км. Наиболее крупные синклинали и антиклинали имеют ширину до 10 км при длине до 100 км; крылья этих структур осложнены более мелкими складками. Ядра синклиналей здесь сложены самыми молодыми из описанного разреза породами силинской и падалинской свит, а на антиклиналях выходят отложения ульбинской и хурбинской свит. С юго-запада на северо-восток наблюдается быстрое погружение зеркала складчатости.

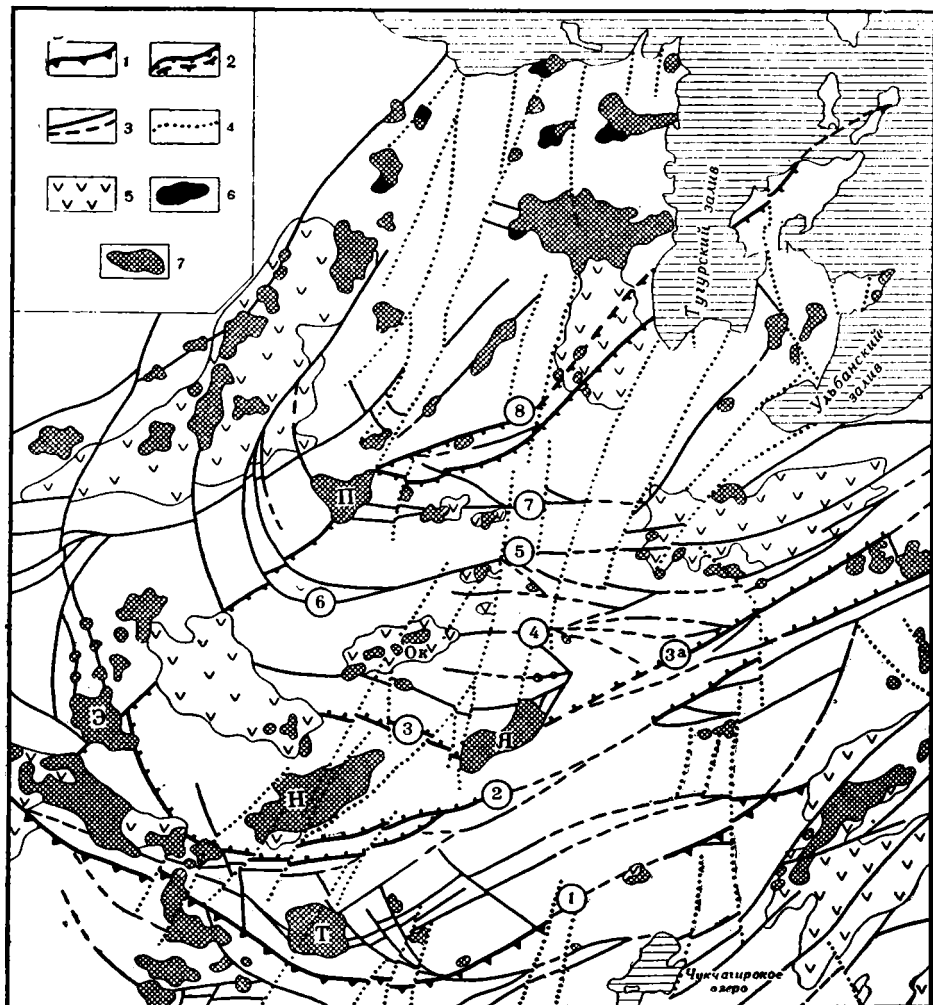
Складчатые структуры здесь осложнены многочисленными продольными сбросами и сбросо-сдвигами северо-восточного простирания, а также более молодыми разломами меридионального простирания. Кроме этих, четко выраженных перекрещивающихся систем разломов, здесь имеются отдельные диагональные разломы северо-восточного и северо-западного простирания (фиг. 2). Местами вдоль этих разломов внедрились небольшие массивы гранитоидов и эффузивные породы различного состава.

К юго-востоку от описанной Омальской зоны линейных складок юрские и нижнемеловые отложения в пределах Нижне-Амурского синклинория равномерно дислоцированы, образуют крупные линейные протягивающиеся на сотни километров голоморфные складки северо-восточного простирания, согласного с направлением геосинклинальных и геоантиклинальных структур Сихотэ-Алинской складчатой системы.

#### РАЗЛОМЫ И СТРУКТУРНОЕ ПОЛОЖЕНИЕ МАГМАТИЧЕСКИХ ТЕЛ

Мезозойские складчатые структуры Тугуро-Нимеленского прогиба и структуры прилегающих поднятий рифейско-палеозойского основания пересечены многочисленными разломами, различными по времени их образования, направлению и размерам (фиг. 6). Наиболее крупная Тукурингро-Амгуньская зона разломов является восточным продолжением Южно-Тукурингрского глубинного разлома, заложившегося еще в нижнем палеозое и, возможно, в рифее (Нагибина, 1963). Тукурингро-Амгуньский разлом имеет дугообразную форму, простирание его с запада на восток постепенно меняется от северо-западного до северо-восточного. В девоне он служил границей между Кербинским антиклинорием, сложенным рифейскими и кембрийскими породами и Ниланским синклинорием, сложенным геосинклинальными формациями девона и нижнего карбона. В мезозое вдоль этой зоны разломов также происходили движения и она являлась на западе южной границей крупного Кербинского поднятия, обрамляющего с юга Тугуро-Нимеленский прогиб, а на востоке служила границей между крупнейшим Нижне-Амурским мезозойским синклинорием и Тугуро-Нимеленским прогибом. К северу от этого древнего, длительно живущего глубинного разлома располагаются крупные мезозойские зоны разломов северо-восточного простирания, ограничивающие Торомский мезозойский прогиб и сопряженные с ним Тайканское, Селемджинское и Бюко-Альское поднятия палеозойского складчатого основания. Один из таких крупных разломов северо-восточного направления ограничивает с северо-запада Тугуро-Нимеленский прогиб и по диагонали пересекает Бюко-Альское поднятие.

Более молодые верхнемезозойские и палеогеновые разломы, пересекающие упомянутую систему крупных северо-восточных разломов,



Фиг. 6. Карта разломов Тугуро-Нимеленского прогиба и приуроченных к ним магматических образований

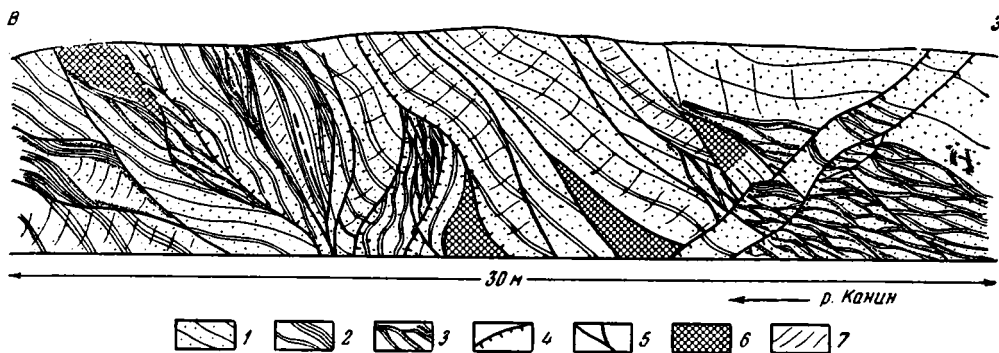
1 — глубинные разломы, заложенные в нижнем палеозое; 2 — крупные зоны разломов (типа сбросо-сдвигов); 3 — мезо-кайнозойские разломы; 4 — неоген-четвертичные разломы; 5 — вулканогенные породы различного состава верхнемелового — палеогенового возраста; 6 — основные и ультраосновные интрузивные породы; 7 — гранитоиды различного состава.

Цифры на карте: Зоны разломов. 1 — Тукурингро-Амгуньская, 2 — Керби-Омальская, 3 — Нимелен-Камаканская, 3а — Омало-Усолгинская, 4 — Увакитская, 5 — Юктинская, 6 — Отунская, 7 — Канино-Чэнекенская, 8 — Муникано-Уланская. Гранитные массивы: Н — Нипинский, Я — Ясенский, Т — Толоканский, П — Перевальный, Э — Эзопский, Ож — Отунский экструзивный комплекс

ограничивают с севера и юго-востока Тугуро-Нимеленский прогиб, а также образуют систему продольных и диагональных разломов внутри него. Многие из этих зон разломов были впервые выделены авторами в 1963 г. и названы (с юга на север) Керби-Омальская, Нимелен-Камаканская и Омало-Усолгинская, Увакитская, Юктинская, Отунская, Канино-Чэнекенская и Муникано-Уланская. На востоке эти зоны разломов являются конформными древним Южно-Тукурингрскому и Тукурингро-Амгуньскому глубинным разломам, а на северо-западе круто изгибаются к северу и северо-востоку, образуя субпараллельную систему разломов, концентрически огибающую крупное Бюко-Альское

поднятие палеозойского основания (фиг. 6). Юго-восточные дуги этих разломов пересекают мезозойские отложения Тугуро-Нимеленского прогиба вдоль его простирания. Северо-западные дуги пересекают вкрест простирания Селемджинское поднятие рифейского основания и мезозойские породы Торомского прогиба параллельно его простиранию.

Наконец, самая молодая кайнозойская система разломов (посленеогеновые разломы), пересекающая все ранее перечисленные, имеет меридиональное или близкое к меридиональному северо-восточное и северо-западное простирание.



Фиг. 7. Зарисовка обнажения на правом берегу р. Канин в устье р. Улан (северная часть Муникано-Уланской зоны разломов)

Нижний карбон: 1 — метаморфизованные песчаники; 2 — глинистые сланцы и алевролиты; 3 — зоны буднажа; 4 — сбросо-сдвиги; 5 — надвиги; 6 — брекчии и милониты; 7 — трещины растяжения

Внутреннее строение многих крупных зон разломов в пределах Тугуро-Нимеленского прогиба было изучено нами в долинах рек Отуна, Канина, Нимелена и Камакана. Самая северная из них Муникано-Уланская зона разломов имеет северо-восточное простирание и проходит вдоль юго-восточного края Бюко-Альского поднятия палеозойского складчатого основания. Муникано-Уланская зона была выделена и изучена авторами в береговых обрывах р. Канин, близ устья р. Улан и ниже по течению вдоль правого берега р. Канин. Здесь на протяжении многих сотен метров с перерывами выходят метаморфизованные песчаники и алевролиты, переслаивающиеся с черными глинистыми и глинисто-кремнистыми сланцами нижнего карбона, смятыми в крупные антиклинальные и синклиналильные складки близкого к широтному простирания. По простиранию они слабо изогнуты и пересечены многочисленными разломами. Среди них выделяются субширотные правобоковые сдвиги простирания  $80^\circ$  и  $280^\circ$  с углами падения  $45^\circ$ — $80^\circ$  на северо-запад и юго-восток и сопряженные с ними многочисленные чешуйчатые надвиги субмеридионального простирания. Плоскость смещения крупных сдвигов и надвигов обычно полого изогнута по падению, на их поверхности местами видны зеркала скольжения с почти горизонтальными штрихами и бороздами скольжения. Горизонтальное перемещение по этим сдвигам происходило с юго-запада на северо-восток и с юга на север. Чешуйчатые надвиги местами образуют веерообразно расходящиеся изогнутые поверхности смещения, напоминающие структуры «конского хвоста» (фиг. 7).

Продольные ступенчатые сбросы и сбросо-сдвиги, имеющие простирание  $290^\circ$ — $310^\circ$ , часто приурочены к замковой части или крыльям складок. Местами вдоль сближенных субширотных сдвигов в глини-

стых сланцах наблюдается мелкая приразломная складчатость и плейчатость. Амплитуда отдельных сбросо-сдвигов и чешуйчатых надвигов обычно невелика и измеряется сантиметрами и метрами.

В местах сгущения разломов прослеживается сильное развальцевание и рассланцевание пород, зоны будинажа до 1,5 и более метров мощности. Явления будинажа особенно сильно проявились в участках переслаивания алевролитов и глинистых сланцев. В зонах рассланцевания и будинажа наблюдается повышенный метаморфизм пород с образованием слюдястых минералов преимущественно мусковита. Вдоль плоскостей разломов происходит окварцевание, хлоритизация и эпидотизация пород, появление актинолита, биотита и многочисленных кварцевых прожилков.

Система ступенчатых сбросо-сдвигов и надвигов субширотного простираения пересечена более молодыми сбросами и надвигами северо-восточного ( $10-30^\circ$ ) и меридионального простираения с углами падения от  $60-70^\circ$  до вертикального (фиг. 8, см. приложение). Вдоль плоскостей смещения наблюдается брекчирование пород и глина трения. В отдельных блоках по этим разломам породы повернуты почти под прямым углом к господствующему здесь субширотному простираению нижнекаменноугольных отложений.

По данным В. А. Шуршалиной, описанная крупная зона разломов, примерно с тем же северо-восточным, близким к широтному простираением, прослеживается к юго-западу от р. Канин к долине среднего течения Муникана и до пересечения с протяженным северо-восточным разломом, ограничивающим с северо-запада Тугуро-Нимеленский прогиб. К северо-востоку от р. Канин описанная Муникано-Уланская зона разломов более круто поворачивает на северо-восток, имеет простираение  $40-45^\circ$  и прослеживается вдоль долины р. Маймагун до западного побережья Тугурского залива, где она также выражена системой сбросов и сбросо-сдвигов северо-восточного простираения, сопровождаемых рассланцеванием и будинажем нижнекаменноугольных пород. Ширина этой зоны разломов на всем ее протяжении около 3—5 км.

Вдоль этой зоны разлома местами проникли многочисленные мелкие интрузивы, образовавшие массивы и штоки гранитоидов, прорывающие палеозойские и мезозойские отложения, а также толщу эффузивных пород верхнего мела. Наиболее крупный (около  $200 \text{ км}^2$ ) Перевальный массив гранитоидов располагается в зоне пересечения Муникано-Уланской системы разломов с упомянутым выше крупным разломом северо-восточного простираения, ограничивающим Тугуро-Нимеленский прогиб с северо-запада.

Параллельно описанной Муникано-Уланской зоне разломов вдоль северной границы прогиба прослеживается второй крупный разлом северо-восточного простираения, строение которого из-за плохой обнаженности удается проследить лишь по отдельным фрагментам. По данным В. А. Шуршалиной и Л. И. Красного, этот разлом вдоль границы Бюко-Альского поднятия палеозойского основания с мезозойскими отложениями Тугуро-Нимеленского прогиба прослеживается и на Тугурском полуострове от мыса Носорог до мыса Берсеньева и далее к острову Беличьему. Общая протяженность этой зоны разломов около 200 км.

С юга и юго-востока Тугуро-Нимеленский прогиб ограничен крупной Керби-Омальской зоной разломов, проходящей вдоль северного края Кербинского выступа складчатого рифейского основания и далее в северо-восточном направлении к низовьям р. Омала и вдоль северного склона Омальского хребта, где она прослеживается по зоне брекчирования и рассланцевания в мезозойских отложениях. Общая протяженность этой зоны разломов более 250 км. На западе



она имеет дугообразную форму и представлена системой субпараллельных сбросов и сбросо-сдвигов, вдоль которых наблюдаются рассланцевание и милонитизация рифейских метаморфических сланцев и юрских пород. Особенно хорошо эта зона разломов обнажена на правом берегу р. Керби, где, по данным В. А. Шуршалиной, выделяется полоса около 5 км шириной сильно брекчированных рифейских метаморфических сланцев, пересеченных многочисленными сбросо-сдвигами и надвигами. Вдоль этой зоны разломов почти на всем протяжении наблюдается сильное рассланцевание рифейских и мезозойских пород, которые местами пронизаны кварцевыми прожилками.

К Керби-Омальной зоне разломов и сопряженным с ней более мелким разломам северо-восточного простирания приурочены крупные гранитные массивы (с запада на восток) Эзопский, Нипнинский и Кивунский, прорывающие рифейские и мезозойские отложения и вулканогенные породы верхнего мела, также приуроченные к рассматриваемой зоне разломов.

К югу от Керби-Омальной зоны разломов почти параллельно ей в 1963 г. Л. В. Эйришем была выделена система крупных разломов (под названием Токоланского и Гонгрэн-Макитского), пересекающих Кербинское поднятие в центральной его части. К этой системе разломов также приурочен ряд крупных и мелких гранитных массивов (Токоланский и др.).

Мезозойские отложения Тугуро-Нимеленского прогиба, как было упомянуто ранее, пересечены системой крупных субпараллельных продольных и диагональных разломов, образующих юго-восточные дуги упомянутой выше крупной системы концентрических разломов.

В северной части Тугуро-Нимеленского прогиба, диагонально к его простиранию, проходит Канино-Чэнекенская зона разломов, пересекающая Отунскую синклинали и Магу-Тугурскую антиклиналь, выделенная нами в долине р. Канин. Она пересекает Тугурский хребет в широтном направлении и уходит в долину р. Чэнекен (левого притока Тугура). К западу от долины р. Канин зона разломов проходит также в широтном направлении вдоль северного борта Отунской синклинали, а затем круто (у Перевального гранитного массива) поворачивает к северу, огибая Бюко-Альское поднятие. Далее в северо-восточном направлении зона прослеживается вдоль юго-восточного борта Торомского прогиба. К востоку эта зона разломов, полого изгибаясь, приобретает северо-восточное, близкое к широтному простирание и проходит вдоль северного склона хребта Магу.

Внутреннее строение Канино-Чэнекенской зоны разломов можно наблюдать в хороших обнажениях левого берега р. Канин. Толща полимиктовых песчаников, гравелитов и алевролитов будюрской свиты здесь пересечена многочисленными ступенчатыми сбросо-сдвигами широтного простирания и сопряженными с ними сбросо-сдвигами и надвигами северо-восточного ( $20-60^\circ$ ) простирания (фиг. 9, см. приложение). Поверхности смещения чешуйчатых надвигов и сдвигов полого изогнуты по падению, углы наклона меняются от  $20$  до  $90^\circ$ . По простиранию сбросо-сдвигов наблюдается скручивание поверхности смещения. На зеркалах скольжения хорошо видны штрихи скольжения, наклоненные под углом  $50^\circ$  к горизонту, причем горизонтальные перемещения были направлены с юго-востока на северо-запад, со стороны Сихотэ-Алинской геосинклинальной системы. Северо-восточные разломы пересечены системой крутопадающих ( $80-90^\circ$ ) сбросов и сбросо-сдвигов северо-западного направления ( $300-310^\circ$ ). Вертикальная амплитуда этих разломов невелика — от сантиметров до нескольких метров, реже более. Чешуйчатые надвиги сопровождаются рассланцеванием и зонами брекчирования пород мощностью от  $5-10$  см до десятков м. Вдоль северного

крыла Отунской синклинали Канино-Чэнекенская зона разломов, по данным В. А. Шуршалиной и других, выражена широкой полосой расланцевания пород в верхнем течении р. Ассыни.

Почти на всем протяжении к системе Канино-Чэнекенских разломов приурочены большие и малые тела гранитных интрузий (горы Муникана на левобережье Ассыни и в других местах). В Тугурском хребте с разломами северо-западного простирания, сопряженными с описанной системой разломов, связано проникновение кислых пирокластических пород в виде вулканических брекчий и туфов кварцевых порфиров, местами содержащих обломки черных алевролитов, захваченных из вмещающих пород будюрской свиты.

К востоку от долины Тугура Канино-Чэнекенская система разломов и расположенная к югу параллельная ей Юктинская служили зонами проницаемости в хребте Магу для огромных масс вулканогенных образований верхнего мела среднего и кислого состава, местами прорванных интрузиями гранитоидов.

Отунская и Юктинская зоны разломов образуют единую протяженную на 200—250 км систему разломов, проходящую на расстоянии от 20 до 30 км к югу от Канино-Чэнекенской зоны и почти параллельно ей. Отунская зона разломов пересекает по диагонали описанную выше широкую Отунскую синклинали и прослеживается в прекрасных скальных обнажениях хребта Меванджа в верховьях Отуна параллельно его течению. Она имеет здесь дугообразное простирание, которое плавно меняется с востока на запад от северо-восточного (близкого к широтному) до северо-западного. За пределами Тугуро-Нимеленского прогиба она круто поворачивает к северу, пересекая складчатые рифейские образования Селемджинского хребта, и далее сливается с системой северо-восточных разломов, проходящих вдоль юго-восточного борта Торомского прогиба.

Строение Отунской зоны разломов было изучено авторами совместно с Ю. А. Усенко и Г. И. Харитонычевым в долине правых притоков Отуна, где эта зона пересекает толщу песчаников, гравелитов и алевролитов ульбинской свиты вдоль юго-западного края Отунской синклинали. Эта зона имеет сложное внутреннее строение, свидетельствующее о том, что она формировалась, так же как и многие другие зоны разломов рассматриваемого района, под влиянием многочисленных тектонических подвижек. В пределах Отунской зоны разломов (фиг. 9), ширина которой достигает 1—2 км, преобладают ступенчатые сбросы и сбросо-сдвиги северо-западного, близкого к широтному простирания ( $270\text{—}320^\circ$ ) с крутыми падениями плоскостей смещения под углом  $60\text{—}80^\circ$  на северо-восток. Вертикальная амплитуда этих разломов невелика и измеряется сантиметрами и реже десятками метров. Местами в пределах Отунской зоны наблюдаются участки сгущения разломов, сопровождающиеся брекчированием пород. Мощности брекчированных и милонитизированных пород от 10—15 до 80 м. Местами происходит расланцевание и перекристаллизация пород с образованием слюдястых минералов. В местах наибольшего сгущения разломов отчетливо наблюдаются системы сдвигов и надвигов различного направления. Отчетливо выделяется более ранняя система пологих чешуйчатых надвигов меридионального и близкого к меридиональному простирания ( $0\text{—}10^\circ$ ,  $350^\circ$ ) с падением плоскостей смещения под углом  $15\text{—}30^\circ$  на запад и реже на восток. Местами они изогнуты по падению, образуя сложные структуры скручивания, типа «конского хвоста». Вторая система разломов имеет северо-восточное простирание  $40\text{—}50^\circ$  и до  $70^\circ$ . Это ступенчатые сбросо-сдвиги с углами падения  $50\text{—}70^\circ$  на юго-восток. Наконец, более поздними является упомянутая выше господствующая система субширотных ступенчатых сбросов и сбросо-

сдвигов, которые обычно пересекают разломы меридионального и северо-восточного направления, смещая их зеркала скольжения на 15—50 см и более. Кроме крупных сбросо-сдвигов субширотного простирания, пересекающих складчатые структуры, наблюдаются многочисленные межпластовые подвижки и скольжения вдоль тонких прослоев алевролитов на границе с песчаниками. Местами тонкие прослои алевролитов выжаты или разорваны сдвигами. Борозды и штрихи скольжения на крутопадающих плоскостях смещения образуют угол в 20—30° с горизонтом. Движение вдоль большинства продольных разломов происходило с юго-востока на северо-запад; реже наблюдаются обратные сбросо-сдвиги.

Наиболее крупные разломы широтного простирания приурочены к замковым частям или крыльям складчатых структур Отунской синклинали, а местами параллельно разломам образуются дополнительно мелкие более поздние приразломные складки. Вдоль сдвигов, кроме того, в отдельных участках образуются мелкие стоячие складки, ориентированные почти под прямым углом к простиранию крупных складок Отунской синклинали (см. фиг. 4).

К системе более ранних пологих сдвигов и чешуйчатых надвигов приурочены многочисленные кварцевые и кварцево-эпидотовые прожилки. Причем наблюдаются повторные подвижки по тем же трещинам, которые хорошо видны на поверхности кварцево-эпидотовых жил в виде многочисленных микросдвигов. Местами вдоль плоскостей смещения более поздних субширотных сбросов наблюдается сульфидная минерализация, представленная молибденитом и пиритом.

Восточным продолжением Отунской зоны разломов является Юктинская зона, пересекающая хребты Тугурский и Магу в южной части Магу-Тугурской антиклинали. Юктинская зона разломов была изучена нами в хороших береговых обнажениях крутой излучины р. Канина против устья его правого притока Юкты. Здесь песчаники и алевролиты хурбинской свиты, имеющие меридиональное простирание, пересечены многочисленными ступенчатыми сбросо-сдвигами и надвигами широтного и северо-западного (275—320°) простирания (фиг. 9) с углами падения от 90 до 45° на северо-восток. В местах сгущения этих разломов наблюдаются брекчирование и милонитизация пород, образование мелких приразломных складок, параллельных плоскостям смещения сбросо-сдвигов и надвигов. Вдоль прослоев алевролитов местами видны межпластовые сдвиги, сопровождаемые расщеплением и перекристаллизацией пород. На зеркалах скольжения крутопадающих сбросо-сдвигов хорошо видны штрихи скольжения, образующие угол в 20° с горизонтом, показывающие, что горизонтальные движения по этим сдвигам были направлены с юго-востока на северо-запад и лишь по единичным сдвигам наблюдаются обратные направления.

По системе субширотных разломов, пересекающих замковую часть большой синклинали, внедрились базальты, образовавшие в крыльях этой складки разветвляющиеся силлы (фиг. 9), постепенно выклинивающиеся вдаль от подводящего канала. В крыльях синклинали они образовали межпластовые и реже секущие тела, приуроченные к зонам брекчирования песчаников вдоль пологих надвигов. Видимая в обнажении мощность базальтовых силлов от 0,3 до 1,5 м постепенно увеличивается по направлению к главному разлому, служившему зоной проницаемости для базальтовой магмы.

Широтные и северо-западные сбросо-сдвиги и надвиги пересечены многочисленными ступенчатыми сбросами и сбросо-сдвигами северо-восточного направления (40—70°), обычно имеющими крутое падение от 90 до 70° на северо-запад, которые также пересекают описанные выше базальтовые силлы. Вертикальная амплитуда смещения по этим

сбросо-сдвигам, наблюдаемая в обнажении, 50—70 см. Горизонтальные смещения по ним также происходили с юго-востока на северо-запад, но судить об их величине не представляется возможным из-за плохой площадной обнаженности. Видимая ширина Юктинской зоны разломов около 0,5 км.

К описанной Юктинской зоне разломов, кроме небольшого базальтового силла, приурочены огромные поля андезито-дацитов и прорывающих их кварцевых порфиров в хребте Магу, а также экструзивного комплекса кварцевых порфиров и гранитоидов горы Эксан близ слияния Отуна и Ассины. В верховьях Отуна к Отунской зоне разломов приурочены небольшие штоки и дайки гранит-порфиров и связанные с ними кварцевые жилы с молибденитом.

Увакитская зона разломов, параллельная Отунской и Юктинской, проходит примерно в центральной части Тугуро-Нимеленского прогиба, пересекая северное крыло Нимеленской синклинали, южную часть Отунской синклинали и уходит на северо-восток к заливу Николая, параллельно крупной, описанной выше Омальской зоне линейных складчатых структур. Эта зона была выделена и изучена авторами на северной оконечности Кольтоурского хребта в пониженной части Тугуро-Нимеленского водораздела, которая служила на расстоянии 8 км местом волока лодок (по эвенкийски «увакит») из бассейна Нимелена в Тугур. Здесь выходят темно-серые и кремнистые алевролиты, тонко переслаивающиеся с песчаниками хурбинской свиты, выше которых залегает толща средне- и крупнозернистых песчаников ульбинской свиты. Эти породы пересечены многочисленными сбросо-сдвигами и надвигами близкого к широтному простирания с отклонениями до северо-западного (300—340°) и с преобладающим падением на юго-запад под углом 40—60°. Поверхность надвигов обычно изогнута по падению (фиг. 9). В местах сгущения разломов наблюдается сложное переплетение крутопадающих сбросо-сдвигов и чешуйчатых надвигов с изогнутыми (скрученными) поверхностями скольжения, местами образующими структуры типа «конского хвоста». В таких участках наблюдается расланцевание и развальцевание пород, а также будинаж. Иногда возникают зоны брекчирования пород, цементированные гидроокислами железа. В пределах Увакитской зоны разломов на значительном протяжении (около 70 м) наблюдается ожелезнение песчаников и алевролитов. Вдоль разломов северо-западного простирания на северо-восточном склоне Кольтоурского хребта внедрились биотит-роговообманковые граниты и гранодиориты с порфировой структурой, образовавшие небольшой массив, а также жильные породы — кварцевые порфиры и порфириты. В приконтактных ореолах гранитоидов прослеживается окварцевание и биотитизация брекчированных песчаников и алевролитов, местами с новообразованиями турмалина и многочисленных прожилков из мелких чешуек биотита.

В пределах Кольтоурского хребта обнажена только южная часть Увакитской зоны разлома и сопряженных с ней более мелких сбросо-сдвигов северо-западного простирания. Ширина этой зоны разлома здесь, по-видимому, не менее 2—3 км. Сбросо-сдвиги и надвиги субширотного простирания пересечены системой более молодых меридиональных и северо-восточных сбросов, обычно отличающихся по морфологии от вышеописанных. Вдоль этих сбросов наблюдаются рыхлые нецементированные брекчии мощностью 10—20 см и обычно отсутствуют зеркала скольжения. Эти сбросы пересекают также и дайки кварцевых порфиров, причем амплитуда их измеряется сантиметрами и реже метрами.

Почти на всем протяжении к Увакитской зоне разломов приурочены излияния вулканогенных пород андезито-дацитового состава, штоки и небольшие массивы гранитов и гранодиоритов. Эта зона разло-

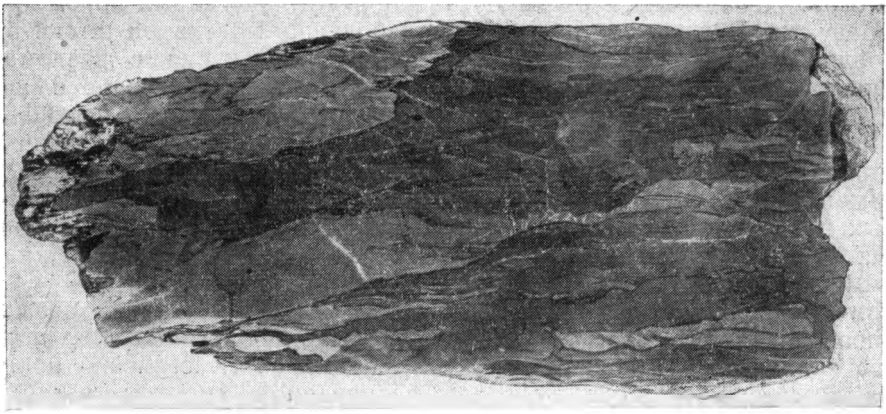
мов ограничивает с юга большую площадь вулканогенных пород хребта Магу. Здесь же к ней приурочены небольшие массивы и штоки гранитоидов, располагающиеся в участке ее пересечения с разломами северо-западного простирания. С этими гранитоидами связано оловянное оруденение. В западной части Тугуро-Нимеленского прогиба к Увакитской зоне разломов приурочен крупный Отунский экструзивный комплекс, в котором излившиеся и интрузивные образования связаны взаимопереходами. Небольшие массивы и штоки биотито-роговообманковых порфировых гранитов и гранодиоритов здесь связаны постепенными переходами с гранит-порфирами, грано-диорит-порфирами, авгитовыми порфирами и монцонитами.

За пределами Тугуро-Нимеленского прогиба эта зона разломов круто поворачивает к северу, пересекая Селемджинское поднятие рифейского складчатого основания и затем Торомский мезозойский прогиб, образуя северо-западную дугу рассматриваемой системы разломов. К этой зоне разломов в пределах Торомского прогиба приурочена протяженная цепочка массивов Ям-Алинского интрузивного комплекса гранитного и гранодиоритового состава (Красный, 1960), прорывающих огромные поля эффузивов различного состава верхнемелового и палеогенового возраста.

Нимелен-Камаканская зона разломов, являющаяся одной из самых крупных в Тугуро-Нимеленском прогибе, располагается к югу от описанной выше Увакитской зоны разломов и почти параллельно ей. Эта зона, выделенная авторами на левобережье Нимелена близ устья его левого притока Нимнягуна, имеет северо-западное, близкое к широтному простирание. Она пересекает Нимеленскую синклинали вдоль ее ядра и прослежена на протяжении более 30 км вдоль долины Нимелена и Камакана до пос. Ясного. Здесь она, плавно изгибаясь, меняет свое простирание до северо-восточного, пересекает Кольцоурский хребет и с тем же простиранием (по данным вертикального электроразведывания) прослеживается под покровом рыхлых кайнозойских отложений Чукчагиро-Эворонской впадины к нижнему течению р. Омала, где соединяется с крупной Омало-Усолгинской зоной разломов, выделенной при геологическом картировании В. А. Шуршалиной, Я. И. Файном и др.

Омало-Усолгинская зона разломов имеет северо-восточное простирание и прослеживается от р. Омала параллельно долине р. Усолгин более чем на 100 км, ограничивая с юга крупную кайнозойскую Усолгинскую впадину.

Внутреннее строение Нимелен-Камаканской зоны разломов, проходящей вдоль южного крыла Нимеленской синклинали, нами изучено в ряде хороших береговых обнажений, близ устья Нимнягуна и по Нимелену. Здесь выходят черные глинистые сланцы, алевролиты и песчаники с прослоями гравелитов и линзами черных известняков ульбинской свиты, которые пересечены многочисленными продольными сбросо-сдвигами и надвигами. Они имеют широтное и близкое к широтному северо-западное простирание  $270\text{--}310^\circ$  с падением плоскостей смещения под углом  $30\text{--}60^\circ$  на северо-восток к центру синклинали и реже обратные падения. Вдоль этих разломов породы рассланцованы и местами будинированы. Наблюдаются послойные скольжения и мелкие приразломные складки и плейчатость (фиг. 10, см. приложение). Интенсивность рассланцевания и будинажа по простиранию зоны неравномерная. Особенно сильно породы будинированы на левом берегу Нимелена ниже устья р. Верхние Саргаты. Здесь тонкие прослои песчаников пережаты и растащены вдоль микронадвигов (фиг. 11), в них видны многочисленные мелкие трещины растяжения, ориентированные преимущественно перпендикулярно к поверхности слоя. Амплитуда перемещения



Фиг. 11. Будинаж в тонкослоистых песчаниках (серое) и алевролитах (черное)

по продольным разломам измеряется метрами и реже десятками метров. На поверхности зеркал скольжения сбросо-сдвигов хорошо видна горизонтальная штриховка, свидетельствующая о направлении горизонтального движения с юго-востока на северо-запад. Местами наблюдаются мелкие приразломные складки. В зонах расланцевания видны многочисленные межпластовые подвижки, наблюдается повышенный метаморфизм пород — юрские глинистые сланцы и песчаники переходят в филлиты и кварцево-сланцевые сланцы с псаммитовой структурой и сланцеватой текстурой. По мере удаления от зоны разломов метаморфизм постепенно ослабевает. Повышенный динамометаморфизм мезозойских отложений в приразломных участках нередко вводит геологов в заблуждение, и такие породы относятся ими к более древним образованиям.

Продольные разломы местами пересечены многочисленными ступенчатыми сбросами и сбросо-сдвигами меридионального и северо-восточного простирания ( $10-20^\circ$ , реже до  $40^\circ$ ) и трещинами кливажа того же направления. Углы падения сбросов и сбросо-сдвигов крутые  $75-90^\circ$ . Густота таких разломов на отдельных участках достигает 20—50 на протяжении 100 м.

Вдоль вертикальных трещин кливажа, а также параллельно пологим надвигам породы местами пронизаны кварцевыми и реже кальцитовыми прожилками. Прожилки кварца местами пересечены по падению пологими плоскостями сбросов.

Молодые крутопадающие сбросы по времени своего образования и по характеру неодинаковые. Одни из них имеют четкие плоскости смещения, заполненные кварцевыми и кварцево-эпидотовыми прожилками, другие — выражены рыхлыми зонами дробления пород, мощностью от 10—15 см до 1,5 м, напоминающими трещины, возникающие при современных землетрясениях. Амплитуда таких сбросов обычно измеряется сантиметрами, реже метрами и лишь отдельные из них имеют амплитуду в десятки метров. Некоторые из этих субмеридиональных разломов являются сбросо-сдвигами, горизонтальные перемещения по которым происходили в обратном направлении — с северо-запада на юго-восток.

Наиболее сложное строение имеет Нимелен-Камаканская зона разломов в долине р. Камакан близ пос. Ясного. Здесь, вдоль правого склона долины р. Камакан, на протяжении 5,5 км юрские песчаники и сланцы южного крыла Нимеленской синклинали смяты в крупные открытые складки шириной от 1 до 3 км северо-западного простирания.

ния (290—300°) с углами падения на крыльях от 60 до 90° и пересечены густой сетью разломов (фиг. 10, профиль IV). Среди этих разломов (так же как и в долине Нимелена) выделяются продольные сбросо-сдвиги простираения 300° с углами падения плоскостей смещения под углом 70—85°, преимущественно на северо-восток. Штрихи на зеркалах скольжения наклонены под углом 20° к горизонту. Движение вдоль этих сбросо-сдвигов произошло с юго-запада на северо-восток.

Наиболее четко здесь выражены крутопадающие сбросы и сбросо-сдвиги северо-восточного (ясненского) простираения 40—50° и субмеридиональные сбросы. Наибольшее сгущение разломов (фиг. 10, профиль IV) приурочено к центральной и юго-западной частям рассматриваемого Камаканского участка крупной Нимелен-Камаканской зоны разломов. Здесь на протяжении 500 м и 200 м песчаники и алевролиты рассланцованы и будинированы аналогично описанным выше в долине Нимелена. Местами вдоль сбросов северо-восточного простираения проникли дайки кварцевых порфиров и порфиритов, а далее к северо-западу в зоне растяжения, связанной с поворотом простираения рассматриваемой системы разломов с северо-западного на северо-восточное, внедрилась крупная интрузия, образовавшая Ясенский массив порфировидных гранитов и гранодиоритов, площадь которого на дневной поверхности около 300 м<sup>2</sup>. Вблизи гранитного массива четко выражены зоны ороговикования, накладывающиеся на брекчированные и рассланцованные юрские породы Камаканского участка зоны разломов. Ширина описанной Нимелен-Камаканской зоны разломов и связанного с ней рассланцевания и повышенного метаморфизма юрских пород от 5 до 10 км и местами более.

Тот же характер строения имеет и Омало-Усолгинская зона разломов, в пределах которой, по данным В. А. Шуршалиной, наблюдается интенсивное рассланцевание и динамометаморфизм юрских песчаников и сланцев, превращение их в филлитовидные кварцево-слюдистые сланцы с реликтовой псаммитовой структурой, которые ранее большинством геологов выделялись в качестве так называемого «омальского клина» метаморфических рифейских (синийских) пород, ограниченных разломами северо-восточного простираения.

К северо-западу от Тугуро-Нимеленского прогиба рассматриваемая единая Омало-Усолгинская и Нимелен-Камаканская система разломов круто поворачивает к северу и, сливаясь с описанной выше Отунской зоной разломов, пересекает вкрест простираения Селемджинское поднятие складчатого рифейского основания. В зону поворота простираений этих разломов проникли огромные массы вулканических пород преимущественно кислого состава хребта Ям-Алиня, прорванные гранитными штоками.

## ВОЗРАСТ СТРУКТУР И МАГМАТИЧЕСКИХ ПРОЯВЛЕНИЙ

Тугуро-Нимеленский прогиб, по сравнению с Сихотэ-Алинской геосинклинальной системой, имеет более короткий период развития, охватывающий юрское время и, возможно, начало нижнего мела. Этот прогиб заложился после длительного перерыва в осадконакоплении на размытой поверхности складчатых рифейских и палеозойских (нижнекаменноугольных) отложений Монголо-Охотской системы.

Из приведенного описания состава, мощности и фаций юрских отложений, слагающих Тугуро-Нимеленский прогиб, видно, что образование его относится к нижнеюрскому времени. Бюко-Альское и Кербинское поднятия, ограничивающие Тугуро-Нимеленский прогиб, сложенные палеозойскими и более древними метаморфическими породами, по данным С. А. Салуна, существовали уже в верхнем триасе. В ниж-

ней юре эти поднятия служили источником сноса обломочного материала, поступавшего в Тугуро-Нимеленский прогиб. Заложение и развитие крупных тектонических форм внутри Тугуро-Нимеленского прогиба, таких как Нимеленская, Отунская и Тугуро-Ульбанская синклинали и Магу-Тугурская антиклиналь, происходило в процессе осадконакопления юрских отложений и влияло на распределение их мощностей и фаций. При этом контрастность в распределении мощностей разновозрастных отложений в пределах разнородных структур возрастает к концу верхней юры. Одновременно с этим происходит общее обмеление морского бассейна и увеличение роли крупнозернистого обломочного материала. Окончательная моделировка этих структур закончилась складчатостью примерно в нижнемеловое время. Завершение складчатости на северо-востоке Сихотэ-Алинской эвгеосинклинальной системы произошло в конце турона — начале сенона.

Заложение крупных мезозойских разломов, ограничивающих Тугуро-Нимеленский прогиб с юга, юго-востока и с северо-запада, таких как Керби-Омальский и Муникано-Уланский и сопряженных с ними продольных поднятий домезозойского фундамента, вероятно, также относится к началу юры.

Более поздней является система дугообразных разломов, обрамляющих Бюко-Альское поднятие палеозойского основания и открывающихся в сторону Охотского моря. Эти разломы заключены между двумя крупнейшими древними глубинными зонами разломов Северо-Удской на севере и Тугурингро-Амгуньской на юго-востоке, предопределенными их направлением. Южные дуги этих разломов являются диагональными по отношению к общему простиранию Тугуро-Нимеленского прогиба и пересекают под различными углами описанные выше крупные складчатые формы. К этим зонам разломов относятся: Нимелен-Камаканская, Омало-Усолгинская, Увакитская, Юктинская, Отунская, Канино-Чэнекенская и др. Они несогласно пересекают не только складчатые мезозойские структуры Тугуро-Нимеленского прогиба, но и палеозойские и более древние метаморфические породы окружающих поднятий. Время их образования определяется на основании структурного анализа как верхнемеловое — нижнепалеогеновое. С большинством из них связано излияние огромных масс вулканических образований среднего и кислого состава, местами до базальтов, и многочисленные интрузии гранитоидов от гранодиоритов до аляскитов, прорывающие разновозрастные отложения от рифея до верхнего мела и палеогена включительно.

Заложение разломов обычно предшествовало внедрению магматических тел, так как для большинства разломов в зоне контакта с гранитными интрузивами устанавливается ороговикование ранее брекчированных вмещающих пород. Аналогичные взаимоотношения наблюдались нами и в контакте с базальтовыми силами (Юктинская зона разломов).

Для гранитоидов характерны порфиroidные структуры, различная, быстро меняющаяся степень раскристаллизации и резко выраженные эндоконтактовые изменения. Подобный характер строения свидетельствует о застывании их на небольших глубинах в близповерхностных условиях. Размеры гранитных тел весьма различные и колеблются от небольших штоков до крупных массивов (Нипинский, Ясенский и др.), имеющих площадь до 400—700 км<sup>2</sup>. Наиболее крупные массивы гранитоидов обычно приурочены к участкам пересечения различных направлений или крутым изгибам в простирании единой системы разломов. Небольшие гранитные массивы тесно связаны взаимопереходами с излившимися вулканическими породами, образуя экструзивные комплексы (Отунский и др.). По своему структурному положению и



тесной связи с вулканическими образованиями эти гранитоиды относятся к выделенному Е. К. Устиевым (1963) типу вулканоплутонов.

Определение абсолютного возраста гранитоидов (калий-аргоновым методом, в лаборатории ВСЕГЕИ) в пределах Тугуро-Нимеленского прогиба показывает, что внедрение их было одновременным. Ранневерхнемеловые (112—106 млн. лет) граниты и гранодиориты располагаются вдоль разломов главным образом в западной части Тугуро-Нимеленского прогиба и окружающих его поднятий домезозойского основания. Это массивы Перевальный, Нипнинский и Токоланский. Более поздние гранитоиды поздневерхнемелового — палеогенового возраста (88—75 млн. лет) имеют широкое распространение в центральной части Тугуро-Нимеленского прогиба и на северо-востоке. К ним относятся многочисленные мелкие массивы и штоки порфировидных биотито-рогообманковых гранитов, гранит-порфиров и гранодиоритов в бассейне Отуна, Ассины, Омельдинском и Кольтоурском хребтах и отдельные более крупные массивы (Ясенский и др.).

Интересно отметить, что за пределами собственно Тугуро-Нимеленского прогиба, вдоль южного побережья Удского залива и западного побережья Тугурского залива Охотского моря по разломам северо-восточного и широтного направления внедрился своеобразный комплекс магматических пород, прорывающий вулканогенные образования верхнемелового и палеогенового возраста. Отличительной особенностью этого комплекса является наличие основных и ультраосновных пород, пространственно, обычно, тесно связанных с интрузиями гранитоидов. Ультраосновные породы и габброиды приурочены к тем же разломам, что и гранитоиды, и располагаются либо на периферии гранитных массивов, либо в виде ксенолитов внутри них. По данным 1962 г. С. И. Горохова, внедрение ультраосновных и основных пород относится к более ранним фазам, за которыми, обычно, следует внедрение гранитоидов, представляющих крайние члены дифференциационного ряда глубинного магматического очага. Подобные соотношения основных и кислых пород, по данным М. А. Фаворской (1956) и Е. К. Устиева (1959), являются одной из характернейших черт магматического процесса неоднократно повторяющегося в пределах Охотско-Катазиатского (или Восточно-Азиатского) тектоно-магматического пояса, расположенного вдоль восточной окраины Азиатского континента. Описанные интрузивные образования на западном побережье Охотского моря обладают повышенными магнитными свойствами, так же как и гранитоиды Охотского вулканического пояса (Печерский, 1963). Все эти особенности состава и структурного положения магматических проявлений западного побережья Охотского моря позволяют считать их связующим звеном между Сихотэ-Алинским и Охотским вулканическим поясом, представляющим отдельные элементы единой гигантской тектоно-магматической зоны, ограничивающей с востока Азиатский материк.

В неоген-четвертичное время в рассматриваемом районе образовались многочисленные разломы меридионального и северо-восточного простирания и реже сопряженные с ними северо-западные разломы, пересекающие почти вкрест простирания ниже- и верхнемезозойские и палеогеновые структуры. Морфология этих разломов резко отличается от палеозойских и мезозойских. Среди них преобладают крутопадающие сбросы, обычно сопровождающиеся зонами рыхлых, несцементированных брекчий. Амплитуда этих разломов колеблется в широких пределах.

Вдоль наиболее крупных кайнозойских разломов произошли глубокие опускания, создавшие систему больших грабенов, протягивающихся на десятки и сотни километров почти вкрест простирания мезозой-

ских структур<sup>1</sup>. Ширина таких грабенов достигает от 10 до 45 км. К этим структурам относятся Канинский, Тугурский, Эворон-Чукчагирский и другие грабены, выполненные неогеновыми и четвертичными озерно-аллювиальными отложениями, к ним приурочены современные долины многих крупных рек, озерные бассейны и морские заливы.

В кайнозойское время возобновились подвижки также и вдоль описанных выше верхнемезозойских зон разломов субширотного простирания. Причем кайнозойская амплитуда вертикального перемещения по некоторым из этих разломов, по данным В. В. Вихлянцева, составляет до 500—800 м. В пределах упомянутых выше меридиональных кайнозойских грабенов под покровом четвертичных отложений методом вертикального электроразведывания устанавливаются поперечные опускания блоков, ориентированные параллельно верхнемезозойским разломам широтного и северо-восточного простирания. Эти поперечные опускания, осложняющие структуру меридиональных грабенов, располагаются между Юктинской, Канино-Чэнекенской и Увакитской зонами разломов, а наиболее крупные — между Керби-Омальной и Омало-Усолгинской зонами разломов (фиг. 2). Эти поперечные опускания выполнены олигоценными и нижне-, и среднемиоценовыми отложениями, мощность которых по данным электроразведывания и бурения, проведенным в 1963 г. Вторым Гидрогеологическим управлением, достигает 500—800 м, в то время как в других частях крупных меридиональных грабенов она не превышает нескольких десятков метров. К Омало-Усолгинской верхнемезозойской зоне разломов также приурочен крупный кайнозойский Усолгинский грабен, выполненный мощными неогеновыми и четвертичными отложениями.

### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Мезозойские Сихотэ-Алинской системы на западе граничат с различными крупными структурными элементами востока Азии, такими как герциниды Монголо-Охотской системы, Хингано-Буреинским массивом и др. При этом в зоне их сочленения возникают различного типа структуры.

С древним кристаллическим Хингано-Буреинским массивом, сложенным гранито-гнейсами, гранитами и метаморфическими сланцами, на всем его протяжении мезозойские Сихотэ-Алиня граничат по крупному глубинному Уликинскому разлому (фиг. 1). Непосредственно к востоку от него располагается краевой Поликанский антиклинорий (В. В. Бобылев, 1964), сложенный эвгеосинклинальными складчатыми отложениями перми.

В зоне сочленения мезозойских Сихотэ-Алиня с герцинидами Монголо-Охотской системы образовался своеобразный миогеосинклинальный Тугуро-Нимеленский прогиб. Общее простирание прогиба и моделировка его внутренней структуры подчинены, с одной стороны, простиранию крупных древних глубинных разломов северо-западного и субширотного направления Монголо-Охотской системы, с другой стороны, — направлению крупнейших мезозойских структур северо-восточного — близкого к меридиональному простирания, характерному для Сихотэ-Алинской складчатой системы.

Складчатые структуры в пределах Тугуро-Нимеленского прогиба образуют как бы развернутый веер, в котором крайние западные склад-

<sup>1</sup> По-видимому, один из таких меридиональных кайнозойских разломов (Тугурский), проходящий в центральной части Тугуро-Нимеленского прогиба, С. А. Салуном и В. В. Бобылевым (1963) был принят за принципиальную границу, разделяющую разнотипные мезозойские структуры — геосинклинальные и не геосинклинальные.

ки имеют северо-западное, близкое к широтному простирание, а крайние восточные — близкое к меридиональному.

Для Тугуро-Нимеленского прогиба характерной является резкая асимметрия мощностей и фаций, выполняющих его юрских отложений, которая также закономерно подчиняется влиянию двух крупнейших разнородных по типу своего развития, возрасту и направлению главных структурных элементов — складчатых систем Монголо-Охотской и Сихотэ-Алинской. Резко наложенными по отношению к основным структурным элементам палеозойского и мезозойского возраста являются мезо-кайнозойские дугообразные (диагональные по отношению к Тугуро-Нимеленскому прогибу) разломы, выделение и изучение которых имеет большой практический интерес, так как к ним приурочено внедрение верхнемезозойских и палеогеновых внегеосинклинальных гранитоидов типа вулканоплутонов, с которыми связано золотое, молибденовое и оловянное оруденение.

Движение по этим разломам, как правило, происходило с юго-востока на северо-запад, т. е. со стороны Сихотэ-Алинской геосинклинальной системы. Кайнозойские неоген-четвертичные разломы и сопряженные с ними грабены имеют преимущественно меридиональное и северо-восточное направление, пересекающее все более ранние структуры, однако моделировка внутренней структуры грабенов обнаруживает тонкую унаследованность от простирания более ранних верхнемезозойских разломов субширотного простирания.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Бельтнев Е. Б., Исакова А. И., Савченко А. И., Шелимов А. И. Новые данные по стратиграфии центральной части Северного Сихотэ-Алия.— Докл. АН СССР, 1956, 110, № 5.
- Бобылев В. В. Средний и верхний палеозой Среднего Приамурья (стратиграфия, тектоника и история геологического развития). (Автореф. канд. дисс.). М., 1964.
- Красный Л. И. Геология и полезные ископаемые Западного Приохотья.— Труды Всесоюз. науч.-исслед. геол. ин-та, 1960а, 34.
- Красный Л. И. Основные вопросы тектоники Хабаровского края и Амурской области.— Материалы Всесоюз. науч.-исслед. геол. ин-та, 1960, вып. 37.
- Кропоткин П. Н. Краткий очерк геологического строения южной части Дальнего Востока.— В кн.: «Вопросы геологии Азии», т. I, Изд-во АН СССР, 1954.
- Кропоткин П. Н., Шахварстова К. А., Салун С. А. Тектоника и некоторые вопросы металлогении южной части Советского Дальнего Востока.— Материалы по геол., магмат. и рудным м-ниям Дальне-Вост. и Забайкалья, 2, 1953.
- Нагибина М. С. Тектоника и магматизм Монголо-Охотского пояса.— Труды Геол. ин-та АН СССР, 1963, вып. 79.
- Нагибина М. С. О структурном положении верхнемезозойских и палеогеновых гранитоидов в мезозоидах Сихотэ-Алия.— Изв. АН СССР, серия геол., 1964, № 5.
- Савченко А. И. Мезозой Северного Сихотэ-Алия и нижнего Приамурья.— Сов. геология, 1961, № 12.
- Салун С. А. Основные черты тектоники и истории развития фундамента Сихотэ-Алинской области.— Булл. МОИП, отд. геол., 1963, 38, вып. 6.
- Салун С. А., Бобылев В. В. К вопросу о положении и характере западной границы Сихотэ-Алинской складчатой области.— Изв. высших учеб. завед., геол. и разведка, 1963, № 5.
- Тетяев М. М. Геотектоника СССР. М.—Л., ГОНТИ, 1938.
- Устнев Е. К. Охотский тектоно-магматический пояс и некоторые связанные с ним проблемы.— Сов. геология, 1959, № 3.
- Устнев Е. К. Проблемы вулканизма — плутонизма. Вулкано-плутонические формации.— Изв. АН СССР, серия геол., 1963, № 12.
- Фаворская М. А. Этапы развития молодого вулканизма Южного Приморья.— Изв. АН СССР, серия геол., 1950, № 3.
- Фаворская М. А. Верхнемеловой и кайнозойский магматизм восточного склона Сихотэ-Алия.— Труды Ин-та геол. рудных м-ний, петрогр., мин. и геохим. АН СССР, 1956, вып. 7.
- Ярмолюк В. А. Основные черты геологии и металлогении Приамурья.— В кн.: «Материалы первой Всесоюзной конференции по геологии, геохимии и металлогении Тихоокеанского рудного пояса. Тезисы докладов». Владивосток, 1960.

## ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ

Труды, выпуск 139, 1965

Отв. редактор Ю. М. Пуцаровский

Ю. Б. ГЛАДЕНКОВ

## О ТЕКТОНИКЕ СРЕДНЕЙ ЧАСТИ КАМЧАТКИ

## ВВЕДЕНИЕ

В настоящей статье разбираются некоторые вопросы тектонического строения бассейна р. Еловки — одного из районов северо-восточной части Центрально-Камчатской депрессии. Изучен район весьма слабо. В начале 30-х годов провел маршрутные исследования М. Ф. Двали, а в 1955 г. — мелкомасштабную геологическую съемку Ю. В. Жегалов и др. Чрезвычайно слабо исследованы и сопредельные территории, где в последние 30 лет были проведены отдельные рекогносцировочные маршруты и мелкомасштабное картирование [А. А. Меняйлов, С. И. Набоко (в 1936 г.), В. Н. Винюков (в 1947 г.), Ю. В. Жегалов (в 1954 г.), А. Ф. Марченко (в 1955 г.), М. А. Сухарев (в 1955 г.), Е. М. Изотова (в 1955—1956 гг.) и в последние годы — В. К. Ротман и др.]. Бассейн р. Еловки, вместе с прилегающими районами, изучался геофизиками (Ривош, 1963).

По материалам предыдущих исследователей и согласно общепринятым среди камчатских геологов схемам в бассейне р. Еловки четко выделяются три комплекса пород. В основании разреза находятся мощные толщи эффузивно-пирокластических образований основного состава предположительно палеоген-миоценового возраста, которые, как указывает Ю. В. Жегалов, возможно, в разных участках разновозрастны. Выше залегают осадочные отложения кавранской серии (верхний миоцен-плиоцен), которые, по Жегалову и другим, фациально замещаются вулканогенными образованиями основного-кислого состава так называемой алнейской серии. И, наконец, венчают разрез вулканические толщи четвертичного возраста (преимущественно базальты и андезитобазальты) (Белова и др., 1961).

Автор настоящей статьи в 1963 г. с целью изучения верхнеэоценовых отложений посетил правобережье р. Еловки, где, с одной стороны, им было произведено их послойное описание, с другой — сделаны наблюдения над структурными элементами района. Прежде чем приступить к анализу тектонических особенностей указанной области, необходимо рассмотреть вопросы ее стратиграфии, которые сейчас можно разбирать с учетом новых конкретных материалов.

## СТРАТИГРАФИЯ

Среди палеоген-неогеновых отложений бассейна р. Еловки выделяются стратиграфически снизу вверх: вулканогенная свита (условно палеоген-миоценового возраста); кавранская серия — этолонская и



с брекчиевидной текстурой, пожалуй, преобладают. Характерно для них присутствие крупных, до нескольких миллиметров вкрапленников пироксена. Породы сильно трещиноваты, в ряде мест пронизаны массой белых прожилков карбонатов и кварца; они обычно имеют грязно-зеленый, серый цвет и «несвежий» облик. В среднем течении р. Поворотной вулканогенные образования имеют более «молодой» вид. Среди них преобладают черные, зеленые, серые плотные базальты и андезиты, часто с четкой отдельностью (местами — тонкоплитчатой, местами — карандашной), а также лаво-туфобрекчии, иногда брекчиевидные, и лавоконгломераты основного, среднего состава. Однако «свежие» на вид породы встречаются и среди палеотипных разновидностей.

Кавранская серия. Среди осадочных кавранских отложений правобережья р. Еловки нами выделены шесть толщ средне-верхнеплиоценового возраста.

Толща I (91,5—96,5 м), залегающая на подстилающих образованиях с резким угловым несогласием, представлена в основном желтовато-серыми и голубоватыми туфогенными песчаниками. В основании отмечаются валунные конгломераты и гравелиты. В нижней части залегает линза до 20 м грязно-зеленых псаммитовых туфов кислого состава. В верхней половине содержатся прослой гравелитов и косослоистых песчаников. Среди фаунистических остатков толщ, по предварительным определениям автора, встречаются: *Yoldia (Cnesterium) kuluntunensis* Slod., *Arca (Arca) ex gr. kobeltiana* (Pilsbry), *Glycymeris yessoensis* Sow., *Swiftopecten swiftii* Bernard., *Cardita kamtschatika* Slod., *Clinocardium ex gr. corbis* (Mart.), *Cl. ex gr. californiense* (Desh.), *Chione (Securella) securis* (Schumard), *Protothaca aff. staleyi* Gabb., *Macrocallista* sp., *Saxidomus* sp., *Macoma inquinata* (Desh.) var. *arnheimi* Dall., *Spisula polynyma* Stimps., *Maetra sachalinensis* Khram., *Panope (Ponomya) ex gr. simitomensis* Otuka, *Thais (Nucella) lima* Martyn, *Crepidula cf. onyx* Sow., *Balanus* sp. и др.

Толщу II (51—75 м) слагают туфогенные песчаники в основном желтоватого цвета, с известковистыми конкрециями, тонкими прослоями (0,1—0,2 м) гравелитов. К средней части приурочена линза (до 17 м) мелкообломочных туфов кислого состава и туфоконгломерато-брекчий. В толще собрана фауна: *Acila (Truncacila) ex gr. kamtschatica* Ilyina, *Yoldia (Cnesterium) kuluntunensis* Slod., *Thracia (Thracia) kavranensis* Ilyina, *Carditeria ex gr. kamtschatica* Slod., *Clinocardium californiense* (Desh.), *Cl. sachalinense* Khram., *Tellina pulchra* Slod., *Macoma calcarea* Gmelin, *M. optiva* Yok., *Solen* sp., *Spicula polynyma* Stimps., *Mya arenaria* Linne, *Turritella* sp., *Natica* sp., *Polinices (Euspira) ex gr. galianoi* Dall., морские ежи и др. К туфам приурочены остатки широколиственных растений.

Толща III (104 м) включает главным образом серые и зеленоватые, массивные туфогенные песчаники с фауной *Yoldia (Cnesterium) kuluntunensis* Slod., *Thracia (Thracia) ex gr. kavranensis* Ilyina, *Clinocardium ex gr. californiense* (Desh.), *Tellina lutea* Gray, *Macoma optiva* Yok., *Spisula polynyma* Stimps., *Mya arenaria* Linne, *Natica* sp., морских ежей и др.

Толща IV (60 м) представлена туфогенными песчаниками с мало-мощными прослоями гравелитов, роль которых в нижней части увеличена. В средней части отмечена линза (до 5 м) алевро-псаммитового туфа кислого состава, которая перекрыта валунным конгломератом. В толще встречены *Tellina lutea* Gray, *Macoma* sp., *Maetra* sp., *Mya* sp., морские ежи, отмечены норы крабов и ходы червей.

Толща V (76 м) включает главным образом желтоватые туфогенные песчаники с массивной отдельностью, в которых обнаружены остатки морских ежей и следы жизнедеятельности крабов.

Толща VI (более 49—51 м), венчающая разрез кавранской серии, представлена туфогенными гравелитами и песчаниками.

Общая мощность кавранской серии порядка 450 м (431,5—462 м).

Предварительный анализ фаунистического материала показал, что возраст I—V толщ можно принять как средне-плиоценовый (возрастными аналогами на Западной Камчатке для них является средняя и верхняя части этолонской свиты), а толща VI, по-видимому, относится к верхнему плиоцену (соответствует эрмановской свите Западной Камчатки).

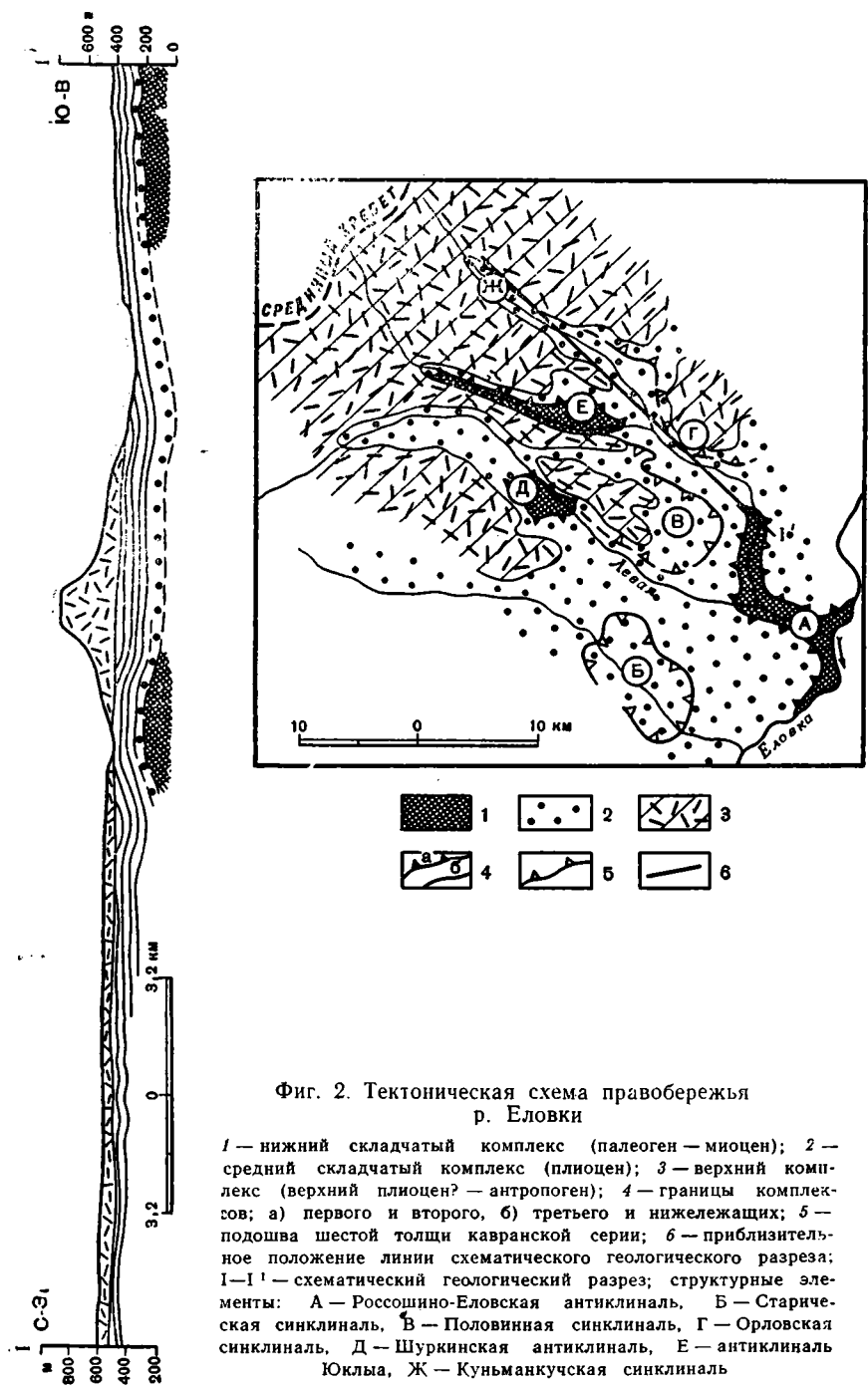
Следует подчеркнуть некоторые особенности литологии кавранской серии осадков. Во-первых, относящиеся к ней образования отличаются грубозернистостью: присутствием значительного количества конгломератов, гравелитов и грубозернистых песчаников. Во-вторых, характерная черта кавранских толщ — косая слоистость. И, в-третьих, типичнейшим признаком для них является обильное содержание пирокластического материала, в частности, пемзовых включений, отмечающихся по всему разрезу снизу доверху.

Анализ литологических особенностей приведенного на первый взгляд монотонного разреза показывает, что в описанной серии осадков намечается закономерное ритмичное изменение литологического состава вверх по разрезу. Намечаются три крупных литологических ритма, каждый из которых характеризуется сменой снизу вверх по разрезу грубого материала более тонким, с мощностью около 130—250 м. В пределах этих крупных ритмов отмечаются ритмы более высоких порядков, мощностью в несколько метров и менее.

Алнейская серия. Стратиграфически выше, на средне-верхне-плиоценовых толщах, с несогласием залегают эффузивно-пирокластические образования, относящиеся к так называемой «алнейской серии», предположительно верхнеплиоцен-четвертичного возраста. В пределах района изучена только их нижняя часть, в которой выделены две толщи: преимущественно пирокластическая (140—150 м) и эффузивно-пирокластическая (более 80 м).

Нижняя толща представлена в основном туфами кислого состава, среди которых характерны бежевые, кремовые, черные, часто с уплощенными обломками, а также туфоконгломераты и туфопесчаники с пемзой. Верхняя толща включает потоки базальтов, горизонты их пирокластов, а также пирокластические породы кислого состава. Выше залегают базальты и андезиты, которые относятся обычно к четвертичным образованиям и которые нами специально не изучались.

Таким образом, в бассейне р. Еловки установлено, что алнейская серия — не вулканогенная фация морских отложений верхнего миоцена — плиоцена (кавранской серии), в пользу чего ранее высказывались многие камчатские геологи, например В. К. Ротман, А. Ф. Марченко и другие, а является нижним членом вулканогенного комплекса, по-видимому, верхнеплиоцен-четвертичного возраста, широко развитого на Камчатке. Как следует из анализа материалов Ю. В. Жегалова, А. Ф. Марченко, Е. М. Изотовой и других, это достаточно четко устанавливается для северо-восточной части Центрально-Камчатской депрессии, на участке от верховьев р. Начики (на северо-западе) до р. Сехлун (на юго-востоке). Более подробно вопрос об алнейской серии разбирался автором в отдельной работе (Гладенков, 1965), в которой критически рассмотрены геологические данные, послужившие некоторым камчатским исследователям основанием для выделения алнейской серии в качестве вулканогенной фации кавранской серии (Ротман, 1960, 1962, 1963; Белова и др., 1961).



Фиг. 2. Тектоническая схема правобережья р. Еловки

1 — нижний складчатый комплекс (палеоген — миоцен); 2 — средний складчатый комплекс (плиоцен); 3 — верхний комплекс (верхний плиоцен? — антропоген); 4 — границы комплексов; а) первого и второго, б) третьего и нижележащих; 5 — подошва шестой толщи кавранской серии; 6 — приблизительное положение линии схематического геологического разреза; I—I' — схематический геологический разрез; структурные элементы: А — Россошино-Еловская антиклиналь, Б — Старическая синклиналь, В — Половинная синклиналь, Г — Орловская синклиналь, Д — Шуркинская антиклиналь, Е — антиклиналь Юкля, Ж — Куньманкучская синклиналь



Общий структурный рисунок описываемого района с достаточной четкостью определяется распространением основных комплексов пород. Таких комплексов намечается три: нижний, к которому относятся образования палеоген-миоцена, средний — средне-верхнеплиоценовый и верхний — верхнеплиоцен-четвертичный (фиг. 2).

**Нижний складчатый комплекс.** Наиболее древний складчатый комплекс района выходит в ядрах антиклинальных складок. Его нижнюю границу мы точно не знаем. В результате наложения деформаций верхне-неогенового возраста структуры нижнего комплекса подверглись усложнению и некоторой переработке, что затрудняет их расшифровку.

Нижний складчатый комплекс представлен вулканогенными породами, мощность которых оценивается от 500 до 3000 м. По М. Ф. Двали, они имеют складчатое залегание; как он справедливо указал, ввиду плохо выраженной слоистости, сильной трещиноватости и однообразия состава пород, часто невозможно определить элементы их залегания. В обнажениях они залегают с падением от  $5^\circ$  до  $20-25^\circ$ , редко более круто. Простираение складчатости юго-западное — северо-восточное, становясь ближе к широтному в окрестностях села Еловка. Сильную перемятость этих пород отмечал также и Ю. В. Жегалов.

Нами в низовьях рек Лево́й и Россошина наблюдались вулканогенные образования относительно палеотипного облика, которые залегали с различными углами падения (аз. пд.  $80^\circ$ ,  $\angle 4^\circ$ ; аз. пд.  $120^\circ$ ,  $\angle 20^\circ$ ; аз. пд.  $180^\circ$ ,  $\angle 20^\circ$ ), а в ряде случаев — очень полого. Для них характерна сильная трещиноватость (например, с аз. пд.  $0^\circ$ ,  $\angle 55-60^\circ$ ), но выделить какую-либо преобладающую систему трещин весьма трудно. В среднем течении р. Поворотной отмечены следующие элементы залегания пород: аз. пд.  $240^\circ$ ,  $\angle 7^\circ$ ; аз. пд.  $150^\circ$ ,  $\angle 55^\circ$ ; аз. пд.  $330^\circ$ ,  $\angle 45^\circ$ ; аз. пд.  $270-280^\circ$ ,  $\angle 15-30^\circ$ ; аз. пд.  $210^\circ$ ,  $\angle 0^\circ$ ; аз. пд.  $240^\circ$ ,  $\angle 10-18^\circ$  до  $55^\circ$ ; аз. пд.  $60-70^\circ$ ,  $\angle 30^\circ$ . Однако по отдельным обнажениям, где были произведены замеры, судить об общей структуре практически невозможно, тем более, что значительное развитие, получила трещиноватость.

**Средний складчатый комплекс.** Включает в себя комплекс осадочных пород, кавранской серии, мощностью около 450 м. Структурные формы, возникшие в результате тектонических движений конца неогена, отличаются простотой. Залегание пород близко к горизонтальному. По М. Ф. Двали, углы их наклона не превышают  $6^\circ$ . Ю. В. Жегалов отмечал углы падения пород до  $5-10^\circ$ .

Пологое залегание указанных образований подтверждено и нашими наблюдениями. В исследованном районе развиты брахискладчатые структурные формы. Ниже дано их краткое описание в направлении с юго-востока (от долины р. Еловки) к северо-западу (к Срединному хребту).

К нижнему течению рек Россошины и Лево́й и долине р. Еловки географически тяготеет Россошино — Еловская антиклиналь (А)<sup>1</sup>. Доплиоценовые породы, слагающие ядро, протягиваются на  $20-25$  км, но по данным Двали, они уходят за пределы исследованного района. Залегания осадочных плиоценовых пород на крыльях весьма пологие: углы падения пластов достигают  $2-5^\circ$  реже  $7^\circ$ .

К северо-западу от антиклинали расположена зона пологих синклинальных структур, разделяемых, видимо, небольшими антиклиналь-

<sup>1</sup> Буквенные обозначения структур в тексте и на прилагаемой тектонической схеме соответствуют друг другу.

ными перегибами. Первая из них, юго-западная, названная Старичекской синклиналью (Б), расположена в бассейне р. Старичек и представлена в районе лишь восточной частью. Она слагается полого залегающими толщами плиоценового возраста. Вторая складка, расположенная северо-восточнее и приуроченная к водоразделу р.левой и рч. Половинного, — Половинная синклиналь (В) — также выполнена практически горизонтально лежащими идентичными толщами плиоцена. Складка несколько вытянута в северо-западном направлении — на 15 км при ширине 10 км. Третья складка, Орловская синклиналь (Г), расположенная в районе г. Орловой, была захвачена нашими исследованиями частично. Она сложена верхними плиоценовыми толщами среднего структурного яруса; дислоцированы они слабо — углы падения пород 0—3°.

Северо-западнее от упомянутой синклинальной зоны, в бассейне рек Поворотной —левой, напротив гор Столбовой — Малой Байдары — расположена зона антиклинальных структурных элементов — две антиклинальные складки, разделенные небольшим синклинальным перегибом. Одна из них, Шуркинская антиклиналь (Д), смыкающаяся на юго-востоке с синклиналиями Старичекской и Половинной, приурочена к кл. Шуркину и примыкающим участкам долины р.левой в ее среднем течении. Ядро складки сложено вулканогенными породами нижнего комплекса, выходы которых прослеживаются на протяжении 5 км. На крыльях залегают толщи неогенового возраста, дислоцированные весьма слабо.

Другая складка — антиклиналь Юкля (Е) — расположена северо-восточнее, в бассейне р. Поворотной (Юкля). В ее ядре вскрываются образования нижнего комплекса, прослеживающиеся узкой полосой около 20 км. Крылья сложены нижними толщами среднего складчатого комплекса, прослеживающимися узкой полосой около 20 км. Падение пластов на крыльях обычно 0—3°, но на контакте с нижележащими породами иногда отмечаются и большие углы (до 20°), которые, однако, быстро выгораживают. Вулканогенные толщи верхнего комплекса сильно вуализуют структуру и мешают ее расшифровке.

К северо-востоку антиклиналь Юкля сочленяется с Куньманкучской синклиналью (Ж). Последняя, собственно говоря, вместе с Орловской синклиналью, расположенной к юго-востоку и отделенной, вероятно, небольшим антиклинальным перегибом, входит в синклинальную зону, тянущуюся за пределы исследованного района к северо-востоку. Данный структурный элемент сложен верхними толщами неогена. Углы падения пластов обычно пологие (0—3°), но местами отмечается более крутое залегание (5—6°). Причем на фоне общего северо-западного падения пород имеются небольшие осложнения и даже перегибы с обратными углами падения (2—3°).

Вулканогенные образования верхнеплиоцен-четвертичного возраста, которые перекрывают осадочные неогеновые толщи, слагающие упомянутые складки, естественно, затрудняют наблюдения над последними. И все же можно предполагать, что верхние горизонты среднего складчатого комплекса, видимо, прослеживаются, например от верховьев р. Куньманкучи, далее к северо-западу под вулканогенными толщами в бассейн р. Седанки и др.

**Верхний комплекс** (верхний плиоцен-антропоген). К нему отнесены вулканогенные толщи так называемой алнейской серии и образования относимые обычно к четвертичному эффузивному комплексу. Они своеобразным «жестким» чехлом несогласно перекрывают отложения нижнего и среднего складчатых комплексов и пространственно тяготеют к склонам Срединного хребта. Дислоцированы они весьма слабо и за-

легают преимущественно горизонтально с углами падения 0—2°; однако местами отмечаются и более крутые углы (до 10°).

Иллюстрацией ко всему изложенному может служить прилагаемый геологический разрез, проведенный от верховьев р. Куньманкучи к р. Еловке. На нем с достаточной очевидностью виден характер дислоцированности плиоценовых пород (фиг. 2).

### НЕКОТОРЫЕ ЧЕРТЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ СОПРЕДЕЛЬНЫХ РАЙОНОВ

Теперь рассмотрим некоторые проблемы геологии районов, прилегающих к правобережью р. Еловки, и главным образом обратимся к анализу верхнеленовых образований.

Если анализировать геологические материалы исследователей, работавших северо-восточнее правобережья р. Еловки, то выясняется, что кавранские отложения там встречаются относительно широко. Причем они весьма похожи, как по составу, мощности, так и по степени дислоцированности на вышеописанные толщи.

В верховьях Еловки к ним отнесены грубозернистые песчано-конгломератовые отложения с характерной косою слоистостью, частично угленосные (Двали, 1939, 1955; Меняйлов и Набоко, 1948). В верховьях рек Озерной, Уки и Начики развиты идентичные синхронные образования мощностью до 250 м (грубозернистые песчаники, гравелиты, конгломераты, прослой туфов). А. Ф. Марченко указывает на их фациальное замещение вулканогенными породами (110—1200 м), однако, как указывалось выше, вопрос о вулканогенной фации нельзя считать решенным (Белова и др., 1961).

На междуречье рек Еловки и Озерной кавранские породы, по данным В. Н. Винюкова, представлены конгломератами, песчаниками с линзами угля и отчасти пирокластическими образованиями общей мощностью 275 м.

На побережье п-ова Озерного, как следует из материалов М. А. Сухарева, синхронные осадки включают гравелиты, песчаники и алевролиты, мощность которых достигает 60—100 м.

Если обратиться к юго-западным от правобережья р. Еловки району Центрально-Камчатской депрессии, то и там можно отметить участки развития кавранских толщ, которые во многом сходны с еловскими.

Так, на юго-восточных склонах Срединного хребта (бассейны рек Белая-Сехлун) Ю. В. Жегаловым и Е. М. Изотовой были отмечены кавранские косослоистые песчаники, гравелиты, иногда с прослоями лигнитов, мощностью 600—800 м. Сходные породы описывались в бассейне рек Сухарика-Быстрой Ю. В. Макаровым и Н. Е. Калининской (Белова и др., 1961). Причем многие исследователи высказывают мнение о замещении этих пород в направлении Срединного хребта вулканогенными толщами (например, в бассейне р. Кирганик, в районе г. Анавгай (Ротман, 1960, 1962, 1963).

В ряде случаев кавранские отложения мощностью до нескольких сотен метров устанавливаются в отдельных участках Восточного хребта Камчатки, т. е. в пределах юго-восточного борта депрессии.

В частности, они отмечены, по данным А. Е. Шанцера и других, в бассейне р. Шапины.

Таким образом к востоку от Срединного Камчатского хребта кавранские отложения получили весьма широкое распространение, причем они отмечены не только на юго-восточном склоне Срединного хребта, но и в пределах Восточного хребта. Почти во всех отмеченных случаях они охарактеризованы фауной. Но поскольку детального изучения разрезов и анализа палеонтологических остатков не проводи-

лось, судить о точном возрасте отдельных толщ и сопоставлять их с синхронными аналогами Западной Камчатки практически очень трудно. Обычно палеонтологи определяют возраст кавранских толщ Восточной Камчатки как верхнемиоцен-плиоценовый и, как правило, более точных корреляций из-за отсутствия достоверных данных не проводят.

Особый интерес для целей стратиграфических сопоставлений верхнеэоценовых осадков Камчатки представляют геологические материалы по участку северо-западного склона Срединного хребта, который расположен напротив бассейна р. Еловки (верховья рек Тигиля и Седанки).

М. Ф. Двали, проведший маршруты на обоих склонах Срединного Камчатского хребта (Двали, 1939, 1955), отмечал, что песчаники р. Поворотной — правого притока р. Еловки (восточный склон) по литологии, условиям залегания и фауне определенно параллелизуются с этолонской свитой кавранской толщи западного побережья Камчатки. Отложения же рек Седанки и Тигиля, т. е. западного склона хребта, по его мнению, выражены в прибрежно-континентальной фации (обилие лигнитов), и их сопоставление с кавранскими толщами исходит в основном из сходства литологического состава и условий залегания, хотя они также содержат ряд видов, общих с кавранскими.

Некоторое подтверждение правильности произведенной корреляции, по Двали, можно видеть и в корреляции по минералогическому составу: было установлено, что состав тяжелой и легкой фракций проанализированных образцов песчаников разных склонов хребта, с рек Поворотной и Тигиля, сходен с породами кавранской толщи западного побережья.

Но отмечая некоторые различия верхнеэоценовых осадков на разных склонах хребта, Двали не видел фациального замещения кавранских осадочных толщ вулканогенными. К идентичным выводам пришел и А. Р. Гептнер, проводивший свои исследования на северо-западном склоне Срединного хребта, в бассейнах рек Седанки и Тигиля. А. Р. Гептнер наблюдал кавранские толщ по составу весьма близкие к вышеописанным по р. Еловке (аналоги этолонской и эрмановской свит). В верхней части этолонской свиты им были найдены раковины пелеципод, весьма сходные с комплексом фауны, описанным из верхней части еловского разреза. В пользу корреляции кавранских толщ разных склонов хребта в данном случае говорит и сходство литологического состава, что сразу же выяснилось при микроскопическом и минералогическом анализе эоценовых пород.

Проблему взаимоотношений осадочных отложений неогена различных склонов хребта этих областей затрагивал в 1955 г. Б. Ф. Дьяков, который высказывал четко сформулированную идею об их связи (Дьяков, 1955).

Срединный Камчатский хребет, по Дьякову, вопреки мнению большинства исследователей (Г. М. Власов и др.), имеет антиклинальное строение только в южной части. В северной же его половине третичные образования залегают под мощным покровом четвертичных эффузивов с северо-западным простираем, слагая крупный Паланский синклиорий. При этом простираем складчатости сечет современный хребет под некоторым углом, как это видно, в частности, на примере положения оси Паланского синклиория, географически захватывающего бассейны рек Седанки и Еловки.

Как уже указывалось, наши наблюдения также привели к выводам относительно отсутствия в пределах исследованного района фациальных переходов кавранских осадочных толщ в вулканогенные.

Все это вместе взятое свидетельствует о том, что, видимо, накопление кавранских осадков Центральной Камчатки происходило в еди-

ном прогибе север-северо-западного простирания, который, проходил от западного побережья через зону современного Срединного хребта к Восточному хребту, причем не исключено, что он соединялся в ряде мест с Восточным побережьем Камчатки. О точных границах этого прогиба, который при дальнейшем описании будет называться Паланским прогибом, при современной изученности Камчатки, говорить трудно; можно только заметить, что в общих чертах он каким-то образом соответствует Средне-Камчатскому синклинию В. И. Тихонова (Тихонов, 1963).

Необходимо кратко коснуться еще двух структурных элементов Камчатки, выполненных кавранскими толщами — Большерецкого прогиба и структуры о-ва Карагинского, разбор которых поможет в дальнейшем сделать некоторые тектонические выводы. О Большерецком прогибе, расположенном в юго-западной части Камчатки западнее Тигильского поднятия и блока метаморфических пород Срединного хребта, в печати известно немного (Белова и др., 1961; Власов и др., 1963)<sup>1</sup>.

С одной стороны, указывается на большие мощности кавранских отложений в его пределах (от 1000 до 3500 м), с другой — подчеркивается их фашиальная изменчивость и прибрежно-континентальный характер осадков. В отличие от Тигильского района нижняя часть кавранской серии, впадины представлена как морскими, так и континентальными угленосными и вулканогенными образованиями; верхняя ее часть включает лагунные и континентальные отложения (конгломераты, песчаники с лигнитами и т. п.). Вопрос о более древних третичных образованиях остается в большой степени открытым. Камчатские геологи не отрицают возможности нахождения в Большерецком прогибе палеогеновых толщ в связи с тем, что данные о выклинивании их в направлении от Тигильского поднятия в сторону прогиба отсутствуют. Кроме того, ими выделяются две свиты миоценового возраста — ичинская (нижний? — средний миоцен), включающая опоки, туффиты и песчаники мощностью 100—1000 м и крутогоровская свита (средний миоцен), представленная угленосными отложениями с пластами базальтов (500—800 м) (Белова и др., 1961).

Соответственно приведенным данным получается, что мощности третичных отложений в прогибе весьма значительны. Однако пробуренная недавно скважина встретила основание прогиба на глубине около 700 м (Власов и др., 1963). В 1961 г. вдоль р. Быстрой был проведен широкий сейсмический профиль методом преломленных волн, позволивший проследить плавно погружающуюся от Срединного хребта в сторону Охотского моря поверхность высокоскоростной среды, по-видимому, являющуюся поверхностью мезозойского или более древнего фундамента. Глубина поверхности у побережья достигает 600—620 м. Пробуренная у с. Усть-Большерецка скважина вскрыла на глубине 534 м амфиболитизированное габбро, несогласно перекрытое неогеновыми отложениями. Поэтому оценка мощностей кайнозойских осадков в Большерецком прогибе нуждается в корректировке.

Следует учесть также, что в разрезе третичных толщ прогиба значительную роль играют континентальные образования. Все это вместе взятое свидетельствует в пользу того, что Большерецкий прогиб, являясь структурным новообразованием палеоген (?) — миоценового времени, возник, по-видимому, на «жестком» основании вблизи крупного блока метаморфических пород Срединного хребта.

По всей вероятности, этот выступ древних пород оказывал большее влияние на формирование Большерецкого прогиба: на северное

<sup>1</sup> К сожалению, в статье не полностью использованы материалы сборника XXXI тома Геологии СССР (под ред. Г. М. Власова), посвященного геологии Камчатки. Он вышел из печати после того, как статья была уже написана.

простираение последнего и на его сравнительно слабое прогибание в третичное время, о чем говорят относительно небольшие мощности и преимущественно континентально-прибрежный характер осадков неогена.

Теперь обратимся к еще одному из интереснейших и слабо освещенных в литературе районов Камчатки — о-ву Карагинскому. Проанализировать развитые на нем кавранские породы полезно с точки зрения сравнения с одной стороны литологии, фаун и мощностей, с другой — характера дислоцированности.

По последним данным Ю. И. Деминской и В. Ю. Дмитриева (1962—1963 гг.)<sup>1</sup> и дополненным наблюдениями автора, на о-ве Карагинском кавранская серия представлена двумя свитами, которые параллелизуются условно с кавертской, этолонской и, возможно, эрмановской свитами Западной Камчатки, хотя здесь, возможно, имеются и более молодые верхнеплиоценовые (?) толщи.

Первая (нижняя) свита, нижняя часть которой, возможно, соответствует ильинской свите, подразделяется на три подсвиты. Нижняя подсвита (400—450 м) характеризуется песчано-алевролитовым составом пород и содержит остатки *Acila* cf. *mirabilis* Ad. et Rv., *Yoldia* ex gr. *caudata* Khom., *Macoma* cf. *calcareea* Gmelin, *Mya* (*Mya*) *karaginskien-sis* Khark., *Neptunea* *Lirata* Mart. и др.

Средняя подсвита (мощность около 1210—1220 м) сложена главным образом опоковидными породами, среди которых внизу (134 м) отмечаются песчаники, а в средней части (404 м) туфы кислого состава, туффиты и флишеподобно чередующиеся алевролиты и аргиллиты. В этих отложениях собраны раковины *Yoldia scapha* Yok., *Mytilus edulis* Linne, *Thyasira desjuncta* var. *ochotica* L. Krisht., *Macoma calcarea* Gmelin, *M.* cf. *truncatoides* Khom., а также представители *Acila*, *Solemya*, *Cardita*, *Natica* и др. Верхняя подсвита (180 м) представлена песчано-алевролитовыми, часто опоковидными породами, которые внизу содержат прослойки туфов основного состава, а сверху — гравелиты и конгломераты. В ней найдены: *Nucula* ex gr. *pernula* (Müll.), *N.* ex gr. *majamgraphensis* Khom., *Yoldia kuluntunensis* Slod., *Musculus kryshstofovitschi* Sim., *Serripes* cf. *grönlandicus* Brug., *Spisula polynuma* Stimps. и др.

Верхняя свита, залегающая с некоторым несогласием, также подразделена на три подсвиты. Нижняя из них (136 м) внизу характеризуется конгломератами и песчаниками, которые вверх сменяются песчаниками. В этой подсвите найдены остатки *Yoldia kuluntunensis* Slod., *Mytilus edulis* Linne, *Musculus nigra* (Gray), *Cardita* ex gr. *kamtschatica* Slod., *Macoma inquinata* Desh., *Spisula polynuma* Stimps., *Neptunea lirata* Mart. и др. Средняя подсвита (470 м) сложена главным образом опоками с прослоями песчаников и алевролитов. Она охарактеризована: (*Truncacila*) *cobboldia* (Sow.), *Nuculana* ex gr. *pernula* (Müll.), *Yoldia traciaeformis* (Storer), *Pecten* (*Fortipecten*) *sachalinensis* Ilyina, *Cardita ferruginea* Cless., *C. crebricostata* Krause, *Serripes grönlandicus* (Brug.), *Macoma brota* Dall., *M. optiva* Yok., *Mya* (*Mya*) *arenaria* Linne, *Neptunea lirata* Mart. var. *pluricostulata* Ilyina и др. Наконец, верхняя подсвита (более 60 м) включает песчаники и конгломераты с *Musculus nigra* (Gray), *Astarte* (*Tridonta*) cf. *borealis* (Schum.), *A.* (Tr) *alaslensis* Dall., *Cardita* ex gr. *kamtschatica* Slod., *Clinocardium californiense* (Desh.), *Cl.* cf. *burchardi* Dunk. (?), *Serripes grönlandicus* (Brug.), *Macoma calcarea* Gmelin, *Mya* (*Mya*) ex gr. *truncata* Linne, представители пектенид и т. п. Кавранская серия

<sup>1</sup> В настоящее время привести полный список видового состава фауны из коллекции Ю. И. Деминской невозможно, так как фауна еще не обработана.

о-ва Карагинского таким образом отличается значительными мощностями, содержит большое количество пирокластического материала, характеризуется относительно глубоководными фациями и включает в основном относительно холоднолюбивую фауну (кстати сказать, по всему разрезу в ее породах отмечено большое количество диатомей). Кавранские толщи вместе с подстилающими их палеоген (?) — миоценовыми образованиями в западной части острова слагают значительную по размерам моноклиналь, которая осложнена небольшими складками второго порядка. Углы падения пластов уменьшаются в западном направлении от 30 до 20° и менее. Указанная моноклиналь является, вероятно, частью юго-восточного крыла крупной синклинальной структуры северо-восточного простираия (Литкинского синклинория по А. П. Грязнову), которая, видимо, прослеживается от Укинской губы — п-ова Озерного (на юго-западе) до Ильпинско-Олюторского района (на северо-востоке). В пользу такого ограничения синклинория по простираию говорит то, что в юго-западном направлении (п-ов Озерный) отмечается резкое сокращение мощности и изменение фаций кавранских толщ на более грубые, а к северо-востоку (Ильпинский п-ов) морские осадки уступают место преимущественно континентальным образованиям, которые далее, видимо, выклиниваются.

Теперь вернемся к Паланскому прогибу и в самой краткой форме рассмотрим то основание, на котором этот прогиб формировался.

К сожалению, сразу же надо отметить, что как структуры, так и вообще закономерности седиментации докавранского времени изучены весьма слабо. Поэтому часто выводы по этому поводу основываются скорее на общих представлениях, чем на конкретных фактах. Автор не ставит своей задачей изложить все имеющиеся материалы, касающиеся этого вопроса и детально их анализировать. Мы остановимся лишь на некоторых данных, которые представляются автору заслуживающими внимания с этой точки зрения. Во-первых, следует остановиться на геофизических исследованиях, захватывающих среднюю Камчатку и прилегающие области.

По данным магнитной съемки, проведенной Л. А. Ривошем (1963) наиболее существенные полосы магнитных аномалий отражают вулканогенные зоны верхнемелового, палеоген-нижнемиоценового, позднемиоцен-плиоценового и раннечетвертичного времени. Так как магнитное поле часто является следствием суммарного воздействия двух или трех разновозрастных зон, а отнесение магнитных аномалий к определенной вулканической фазе бывает затруднено, в основу для разделения аномальных полей на типы, соответствующие той или иной вулканической формации, легло преимущественно пространственное расположение аномалий и приуроченность их к определенным структурно-фациальным зонам, выделенным в основном Г. М. Власовым. Естественно, такой подход не гарантирует от ошибок, но он привел к ряду интересных выводов. Так, анализ аномалий, связанных с вулканизмом разного времени склонил Л. А. Ривоша к мнению, что, начиная с верхнемелового времени, геосинклинальные структуры Камчатки имели тенденцию к развитию по единому северо-восточному плану.

По данным Л. А. Ривоша, приуроченность аномальных полос, в частности, к бортам Центрально-Камчатской депрессии свидетельствует о том, что они возникли в результате проявления интенсивной вулканической деятельности, в связи с растяжением земной коры на границе депрессии со смежными верхнемеловыми геосинклиналями. К этой границе приурочены зоны глубинных разломов, заложенных в раннепалеогеновое время неоднократно в последующем обновлявшихся и заполненных магнитоактивным материалом. Центральная же зона

депрессии является, очевидно, свободной от мощных эффузивных толщ.

В литературе уже высказывались предположения, что неогеновые породы присутствуют в Камчатской депрессии и под эффузивами Ключевской группы вулканов. У Б. И. Пийпа этот вывод базировался, в частности, на двух моментах. Во-первых, на участке р. Ключи-Козыревск имеется устойчивая отрицательная магнитная аномалия. Во-вторых, в 1945 г. в выбросах Ключевского вулкана были найдены конкреции известковистых и глинистых сланцев, туфогенных песчаников, характерных для неогена. В 1932 г. В. С. Кулаков в лаве Туйлы обнаружил ксенолит песчаника с третичной фауной.

Согласно новым данным, в южной части депрессии (от вулкана Шевелуч до пос. Долиновки) отмечается резко выраженный минимум силы тяжести и зона магнитного минимума. Это позволяет предполагать, что вулканические образования основного ряда в строении основания депрессии принимают незначительное участие, а может быть и отсутствуют (Белова и др., 1961).

Если даже не соглашаться с интерпретацией некоторых моментов геофизических данных, следует признать бесспорно одно: магнитные аномалии по крайней мере в северной половине Камчатки имеют четкое северо-восточное простирание и, по всей вероятности, они как-то отражают тектонический план кайнозойского этапа развития (так же, как это, например, наблюдается сейчас в Курильской островной гряде) (Ривош, 1963; Власов и др., 1963).

Геологические данные позволяют поддержать некоторые моменты геофизической интерпретации, сделанной Л. А. Ривошем. В частности, возможно, справедливо его утверждение о наличии крупных расколов по бортам Центрально-Камчатской депрессии в третичное время. Действительно, многие геологи отмечают приуроченность вулканогенных пород палеоген-миоценового возраста к ее бортам (юго-восточный склон Срединного хребта и северо-западный склон Восточного хребта) и поддерживают мнение Г. М. Власова и др., что формирование палеоген-миоценовых толщ происходило в структурно-фациальной зоне северо-восточной направленности, в центре которой накапливались в основном алевролитопесчаниковые осадки в несколько тысяч метров мощностью. Например, Ю. В. Жегалов в свое время указывал, что в миоцене приводораздельная часть Срединного хребта была областью устойчивого поднятия, так как в его пределах отсутствуют терригенные отложения, синхронные ваямпольским толщам Тигильского района (западная Камчатка) и большей части еловской толщи (Озерновско-Еловский район), мощность которых оценивается в несколько тысяч метров.

В пользу северо-восточного структурного плана докаванского времени свидетельствуют также фациальные различия третичных осадков западной и восточной Камчатки, отмечаемые с давних времен. Действительно, например вдоль восточной Камчатки, прослеживаются толщи пород, которые при всей условности их возрастного обоснования указывают на формирование их в единой структурно-фациальной зоне, как будто бы отличной от западно-камчатской. Это подтверждается как литологическим составом пород, так и фауной.

Следует специально подчеркнуть, что сейчас выявляется любопытное обстоятельство: во многих случаях третичная докаванская фауна западной и восточной Камчатки, в частности среднемиоценовая, в значительной мере отличается друг от друга (это известно с давнего времени и отмечалось Л. В. Криштофович и др.; недавно на основе литературного материала вновь подчеркнуто Ю. С. Салиным). Если это так, то, видимо, следует предполагать существование в это время ка-



ких-то фациальных барьеров, мешавших фаунистическому обмену обоих побережий Камчатки.

Знакомство с рядом геолого-съемочных работ (западная и северная Камчатка, Ильпинский и Олюторский п-ова и о-в Карагинский, п-ов Кроноцкий и т. п.) показывает, что третичные толщи, в общем nasledуя верхнемеловой структурный план, часто слагают отчетливые северо-восточные структуры.

Наконец, хотелось бы сделать замечание и о послекавранских структурах Камчатки. На этот счет следует, видимо, присоединиться к мнению Б. Ф. Дьякова, В. И. Тихонова и других, которые отметили, что в течение верхнего плиоцена и четвертичного времени, возникли наложенные структурные новообразования северо-восточного простирания: современные крупные поднятия (Срединный и Восточный хребты) и депрессии (Западно-Камчатская и Центрально-Камчатская низменности). Последние являются отражением существования шовных расколов Курило-Камчатского региона (Тихонов, 1963).

### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Таким образом, как следует из изложенного выше материала, по геологии правобережья р. Еловки можно сделать вывод, что в средней части Камчатки кавранские отложения юго-восточных склонов Срединного хребта соединяются под вулканогенными толщами верхнеплиоцен (?) — четвертичного возраста с синхронными образованиями северо-западного склона хребта, а не замещаются вулканогенными фациями, как на это указывали некоторые исследователи. Это в свою очередь свидетельствует, что в средней части Камчатки в позднекайнозойское (плиоценовое) время существовал значительный прогиб субмеридионального простирания, который назван здесь Паланским.

Изложив конкретный материал по геологии бассейна р. Еловки, в заключение необходимо сделать некоторые замечания общего характера. Анализ проработанной автором геологической литературы и личных материалов приводит к мысли, что в отношении развития камчатских структур вряд ли правильно стоять на каких-либо крайних точках зрения, которые доминируют в настоящее время.

По нашему мнению, воззрения Г. М. Власова и других, согласно которым структуры верхнемелового — четвертичного времени Камчатки были определены северо-восточным планом, вряд ли могут быть безоговорочно приняты. Также нельзя, видимо, до конца быть согласным с В. И. Тихоновым, который северо-западные простирания считает генеральными для всех структур мезозоя-верхнего кайнозоя Камчатки, а северо-восточный структурный план связывает только с верхнеплиоценовым — четвертичным периодом ее развития.

Видимо, прав в этом отношении Н. П. Херасков, который недавно подметил, что структуры древнего и нового (по Тихонову) структурного плана «в действительности длительно вплоть до настоящего времени сосуществуют друг с другом, причем север-северо-восточные структуры так называемого нового плана создают основное расчленение на прогибы и поднятия, а идущие к ним под острым углом север-северо-западные структуры древнего плана образуют цепочки кулисообразно подставляющих структур...» (Херасков, 1963, стр. 98).

Видимо, такое сосуществование разноплановых структур было и в третичное время на Камчатке. Мысли о сосуществовании структур разного плана, обусловленном разными геологическими причинами, в какой-то мере высказывались и ранее. Так, например, характеризуя тектонические движения третичного времени западной Камчатки, Б. Ф. Дьяков отмечал, что тенденция к общему погружению проявля-

лась здесь не одинаково. Отдельные участки локализовались в форме вытянутых вдоль побережья зон, причем часть из них либо отставала от общего опускания, либо могла испытывать поднятие. Если учесть, что Дьяков большое значение уделял структурам северо-западного и меридионального простириания (типа простириания Паланского синклинория), то становится ясным, что он собственно высказывал мысль о существовании нескольких структурных направлений.

Косвенно с этим положением соглашаются и другие исследователи, которые, отмечая тенденцию в развитии геосинклинальных структур Камчатки по северо-восточному плану, указывают в ряде случаев на изменение их ориентировки вследствие влияния догеосинклинального основания (Власов и др., 1963, Ривош, 1963).

В последней работе В. И. Тихонова, посвященной тектонике Японии (Тихонов, 1964), тоже говорится о сосуществовании двух структурных направлений в тектоническом развитии Японских островов, хотя ведущая роль в дочетвертичное время все-таки отводится поперечным структурам, а продольные структуры, по Тихонову, резко проявились лишь в четвертичный период. В отдельные моменты тектонического развития Камчатки в разных ее частях могли преобладать северо-восточные или северо-западные дислокации, и это накладывало отпечаток на распределение формаций, их мощностей и т. п.

Например, поперечные поднятия, образовавшиеся на фоне значительных структур, могли перерастать в последующее время в самостоятельные элементы крупного масштаба, а в дальнейшем большое значение в формировании структур вновь могло принадлежать прежнему «генеральному» структурному плану. Поэтому определяя общую тенденцию развития структурных элементов Камчатки, в то же время следует подчеркивать для каждого конкретного момента геологической истории роль явлений, которые усложняли эту тенденцию и которые могли временами из явлений местного масштаба перерастать в явления регионального значения.

Скорее всего две системы глубоких разломов, развитые на Камчатке, северо-восточного и северо-западного простириания, сосуществуя друг с другом, определяли направление структурных планов. Клавишное (блоковые) строение земной поверхности приводило к преобладанию роли дислокаций то одних, то других направлений, причем в одно и то же время в разных местах области эта роль могла быть не одинакова, т. е. приходится опять говорить об общей преобладающей тенденции развития северо-западных и северо-восточных напряжений в тот или иной момент геологической истории. Роль движений разной направленности в процессе осадконакопления (распределение фаций и мощностей) является, видимо, различной, так же как различное значение они имеют в образовании тех или иных типов структурных форм. Это связано с рядом отличий: временной длительности их проявления, их масштаба, характера действия, мощности и т. п. Со временем эти моменты по мере накопления материалов, несомненно, будут расшифрованы. Сейчас же, на основе сказанного, в нескольких словах можно наметить следующую принципиальную схему развития камчатских структур.

По-видимому, докавранский (верхнемеловой? — палеоген-верхнемиоценовый период в развитии Камчатки был временем преобладания, главным образом, северо-восточного структурного плана. Хотя, повторыем, это не значит, что северо-западные элементы отсутствовали, наоборот, материалы Н. Г. Бродской по формациям Камчатки показывают, что в средней части последней длительное время существовал третичный прогиб север-северо-западного простириания (Бродская, 1963); а согласно Г. М. Власову и другим, в южной части Камчатки

третичные структуры имели меридиональное простирание, что видимо, было обусловлено очертаниями блока метаморфических пород Срединного хребта, как это хорошо видно на примере Большеерецкого прогиба.

В последние годы большое внимание север-северо-западным структурам Камчатки уделяет В. И. Тихонов, который утверждает, что они в доверхнеплиоцен — четвертичное время играли основную роль в распределении фаций и мощностей соответствующих осадков. Им, в частности, были намечены три особенно крупных структурных элемента субмеридионального простирания: Южно-Камчатский и Северо-Камчатский антиклинорий и разделяющий их синклинорийный прогиб (Тихонов, 1963).

В пользу преобладания северо-восточного структурного плана говорят некоторые геофизические данные (северо-восточное расположение полос магнитных аномалий и т. п.), биостратиграфические материалы (давно отмечаемое несходство макро- и микрофаун западной и восточной Камчатки), анализ фаций (отличие в литологическом составе западной и восточной Камчатки), наблюдения над структурным планом (северо-восточное простирание верхнемеловых-неогеновых структурных элементов, закартированных в последние годы). С другой стороны, к плиоценовому времени в ряде областей Камчатки, например, в средней ее части, значительную роль стали играть северо-западные структуры, хотя, может быть и относительно неконтрастные, что привело в ряде мест к затушевыванию и осложнению северо-восточного плана, к развитию складчатых и главным образом блоковых структур север-северо-западной ориентировки, которые каким-то образом тоже могли наследовать черты древнейших структурных планов, возможно палеозойского или раннемезозойского этапов развития, хотя этот вопрос сейчас и неясен.

Именно к кавранскому времени приурочено развитие Паланского прогиба, в котором накапливались описанные выше осадочные отложения.

Возможно, что в пределах сопряженных с ним антиклинальных поднятий (в общем соответствующих Южному и Северо-Камчатскому антиклинориям В. И. Тихонова) развивалась вулканическая деятельность, которая привела, с одной стороны, к образованию пирокластического материала в осадочных кавранских толщах, а с другой — к формированию вулканогенных толщ кавранского возраста в ряде районов Камчатки (возможно, например, в бассейнах рек Кирганика и Анавгая, как указывает Ротман и др.). В районе Срединного хребта Кавранские отложения формировались в условиях главным образом мелководья, о чем свидетельствуют относительно грубообломочный состав осадков и соответствующие им комплексы фауны. При более детальных работах, видимо, удастся выделить и проследить на больших территориях крупные литологические ритмы, которые, к примеру, наметились в бассейне р. Еловки, что поможет более тонко подойти к расшифровке палеогеографии плиоцена. Сейчас же пока известно, что к концу плиоцена общая тенденция к воздыманию усилилась. Именно поэтому в верхней части плиоценовых толщ стали появляться лигнитовые прослойки и линзы (р. Белая, верховья р. Еловки, среднее течение р. Озерной), которые особенно в большом количестве образовывались в эрмановское время.

Однако в некоторых других районах Камчатки накопление кавранских толщ проходило в более спокойных, глубоководных условиях. К такому району относится о-в Карагинский, где плиоценовые толщи представлены главным образом тонкозернистыми опоковидными породами. Причем, если прогибание на основной площади полуострова

Камчатки в кавранское время было относительно небольшим, о чем свидетельствуют сравнительно умеренные мощности кавранских толщ (обычно около 500 м), то в пределах некоторых периферийных участков Камчатки амплитуда прогибания была более существенной, в связи с чем мощности кавранских осадков здесь значительно больше, чем в средней Камчатке; к таким участкам относятся, с одной стороны, ряд районов Западной Камчатки, а, с другой, о-в Карагинский (мощность кавранских толщ свыше 2 тыс. м).

Анализ фауны верхнеогеновых толщ Центрально-Камчатского прогиба показал, что кавранская трансгрессия проявилась на Камчатке не одновременно. На восточной Камчатке ряд районов (в том числе и бассейн р. Еловки) были заняты морем не в верхнем миоцене — нижнем плиоцене, как это имело место на западной Камчатке, а в среднем плиоцене. Правда, не исключено, что некоторые периферийные районы восточной Камчатки (Карагинский остров), также могли испытывать погружение в начале кавранского времени.

Здесь следует указать также, что если Паланский прогиб развивался в общем как структура субмеридионального простириания, то Литкинский прогиб, захватывающий о-в. Карагинский, протягивался в северо-восточном направлении, развиваясь в общем унаследованно от более древних структур. В данном случае можно отметить, своеобразное сосуществование разноориентированных структур, обусловленное их приуроченностью к различным областям Камчатки. На простириании Паланского прогиба, видимо, сказывались поперечные движения средней части Камчатки, возможно, в связи с влиянием блока метаморфических пород Срединного хребта и сопряженных с ним структур, как это имело место и в случае с Большерецким прогибом.

Его заложение, возможно, каким-то образом связано с влиянием структур Алеутской дуги, значение которых, видимо, недооценивается. Сейчас появляются лишь первые исследования в этом направлении. Как следует, например, из устного сообщения Ю. Я. Вашилова, судя по геофизическим данным, в домезозойское время в средней части Камчатки существовал поперечный глубинный разлом, продолжавшийся на восток к структурам Алеутской дуги, а к северо-западу — в направлении к хребту Черского.

В конце плиоцена и в четвертичное время после, видимо, складчатости, приведшей к образованию брахискладчатых форм и в основном блоковых структур, произошло возрождение роли северо-восточных дислокаций и были вновь сформированы структуры этого плана с одной стороны действительно наложенные на кавранские структурные формы, но с другой — в какой-то мере унаследованные от более древних докавранских структур. Можно видеть, как в кайнозойе постепенно происходит затухание интенсивности складчатых деформаций.

Даже самый общий анализ развития структур Камчатки показывает, что движения, связанные с северо-восточными разломами, отличаются, во-первых, относительной контрастностью и, во-вторых, повышенной интенсивностью вулканизма с преобладанием пород основного состава. Интересно что вулканизм кавранского времени, когда значительную роль играли структуры северо-западных простирианий, характеризовался относительно большой ролью изверженного материала кислого состава. Можно также отметить и различный характер структурных форм: преобладание линейных структур северо-восточной ориентировки, в отличие от брахискладчатых и часто блоковых структур северо-западного простириания.

В отношении структурного развития Камчатки, камчатскими исследователями уже сделано много важных выводов. Поэтому автор не претендовал на особую оригинальность изложенных идей. В его зада-

чу входило еще раз привлечь внимание геологов к разработке новых вопросов тектонического развития Камчатки, которые приобретают все большее практическое значение, в частности, для оценки нефтеперспективности этого региона. А что касается заключений, то некоторые из них, в общем, носят предварительный характер.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Белова М. Б., Васильев В. Г. и др. Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности Камчатки. Гостоптехиздат, 1961.
- Бродская Н. Г. Ряды формаций кайнозойских геосинклинальных прогибов Сахалина, Камчатки и Японии.— Труды Геол. ин-та АН СССР, 1963, вып. 81.
- Власов Г. М., Ярмолюк В. А., Жегалов Ю. В. Некоторые основные вопросы тектоники Камчатки.— Сов. геология, 1963, № 6.
- Двали М. Ф. Геологическое пересечение Камчатского Срединного хребта через Красную сопку.— Труды Нефт. геол.-развед. ин-та, серия «А», 1939, вып. 122.
- Двали М. Ф. Геологическое строение и нефтеносность Восточной Камчатки.— Труды Всесоюз. нефт. науч.-исслед. геол.-развед. ин-та, 1955, вып. 16.
- Дьяков Б. Ф. Геологическое строение и нефтеносность Западной Камчатки.— Труды Всесоюз. нефт. науч.-исслед. геол.-развед. ин-та, 1955, вып. 14.
- Меняйлов А. А., Набоко С. И. Потухшие вулканы Верхне-Еловского района на Камчатке.— Труды Камчатск. вулканол. станции АН СССР, 1948, вып. 2.
- Ривош Л. А. Некоторые геофизические данные о глубинном геологическом строении Центральной Камчатской депрессии.— Сов. геология, 1963а, № 2.
- Ривош Л. А. О тектонике Камчатского полуострова и прилегающих к нему морских районов (по геофизическим данным).— Геол. и геофиз., 1963б, № 6.
- Ротман В. К. О неогеновых отложениях Камчатки.— Докл. АН СССР, 1960, 134, № 4.
- Ротман В. К. О позднекайнозойском вулканизме Центральной Камчатки.— Труды Всесоюз. науч.-исслед. геол. ин-та, 1962, петрог. сб. № 4.
- Ротман В. К. Вулканогенно-молагассовая формация (на примере Тихоокеанского подвижного пояса).— Труды Лабор. палеовулканол. Казах. ун-та, Алма-Ата, 1963, вып. 56.
- Тихонов В. И. Унаследованные и наложенные структуры Камчатки и их роль в распределении вулканов.— Труды Геол. ин-та АН СССР, 1960, вып. 89.
- Херасков Н. П. Некоторые общие закономерности в строении и развитии структуры земной коры.— Труды Геол. ин-та АН СССР, 1963, вып. 91.

В. И. ТИХОНОВ

**О НЕКОТОРЫХ ОСОБЕННОСТЯХ РАЗВИТИЯ  
ОСТРОВНЫХ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ДУГ**

Проблема геологического строения и развития Тихоокеанского пояса весьма сложна, многообразна и требует подход к ее решению с различных позиций. Одним из существенных вопросов, представляющим важную составную часть данной проблемы, является происхождение и развитие островных дуг и связанных с ними процессов вулканизма.

Многие исследователи занимались выяснением этого вопроса, и среди них такие известные геологи, как Ван Беммелен (1957), Хесс (1952), Умбгров (1952), Кюенен (1952) и др. Была установлена приуроченность островных дуг к крупнейшим зонам скалывания в местах перехода между океанической и материковой корой, охарактеризована их морфология, связь с глубоководными желобами и ряд других особенностей, на основании которых эти структуры были с достаточной четкостью отделены от прочих дугообразных элементов земной коры. Был создан ряд интересных теоретических представлений о возникновении и развитии структур островных дуг, не свободных, однако, от серьезных недостатков.

Накопившийся в сравнительно короткое время огромный материал по батиметрии и геофизике долгое время находился в несоответствии со скудными собственно геологическими материалами, что и отразилось на взглядах большинства геологов, занимавшихся вопросом происхождения и развития этих дуговых структур. За исходные материалы, как правило, брались морфология надводного и подводного рельефа, а также геофизические данные о строении земной коры.

К выявленным на основании упомянутых данных закономерностям привязывались имевшиеся геологические материалы, которые в конечном итоге почти не влияли на выводы упомянутых исследователей.

Считалось, что дугообразная форма гирлянд островов, отчетливо выраженная в современном рельефе, находится в прямой зависимости от длительно развивавшихся поднятий и прогибов основания и предопределяется ими (Умбгров, 1952; Кобаяси, 1957 и др.).

Кроме того, большинство исследователей занималось, как правило, изучением происхождения и развития какой-нибудь одной системы дуг и не вполне отдавало должное вопросу соотношения между различными системами.

Накопившийся к настоящему времени материал по стратиграфии и тектонике территорий островных дуг позволяет подойти к расшифровке их структуры с несколькими другими позиций.

В очерке о тектонике Индонезии, опубликованном И. В. Архиповым (1964) и в работе по тектонике Филиппинского архипелага В. А. Швольмана (1946), в последних работах автора (Тихонов, 1963; 1964; Тихонов, Ривош, 1961; Тихонов, Удинцев, 1960; Кондорская, Тихонов, 1960)

по тектоническому строению Камчатки и Японии, а также анализом формаций кайнозойских прогибов (Бродская, 1963) устанавливается, что основные крупнейшие структуры основания (до плиоцен-четвертичного этапа развития) в виде длительно развивающихся поднятий и прогибов, как правило, не совпадают с выраженными в современной морфологии рельефа дугами. Отсюда можно считать, что местоположение основных структур основания до плиоцен-четвертичного этапа вряд ли следует ставить в зависимость от морфологии островных дуг и ограничивать их распространение территориями, принадлежащей этим дугам. Крупные складчатые структуры основания далеко выходят за пределы островных дуг.

Островные дуги, выраженные в современном рельефе, обычно являются секущими по отношению к упомянутым структурам основания. С выпуклой стороны этих дуг, обращенной к океану, располагаются сопряженные с ними глубоководные желоба. В пределах дуг развиты вытянутые вдоль них крупные и протяженные зоны разрывных нарушений, сопровождающиеся дроблением пород и мелкой, но интенсивной их дислоцированностью, а также нередко зонами метаморфизма. Вдоль архипелагов островов втянуты цепочки плиоцен-четвертичных и современных вулканов. Б. Г. Поляк (1964) указывает, что количество энергии в зонах вулканизма, выделяющейся как в параксизмальные, так и в межпараксизмальные этапы развития вулканов, измеряются одним и тем же порядком цифр и, нужно заметить, оно настолько велико, что способно привести к высокой степени метаморфизма пород. Территория дуг является ареной интенсивной сейсмической активности.

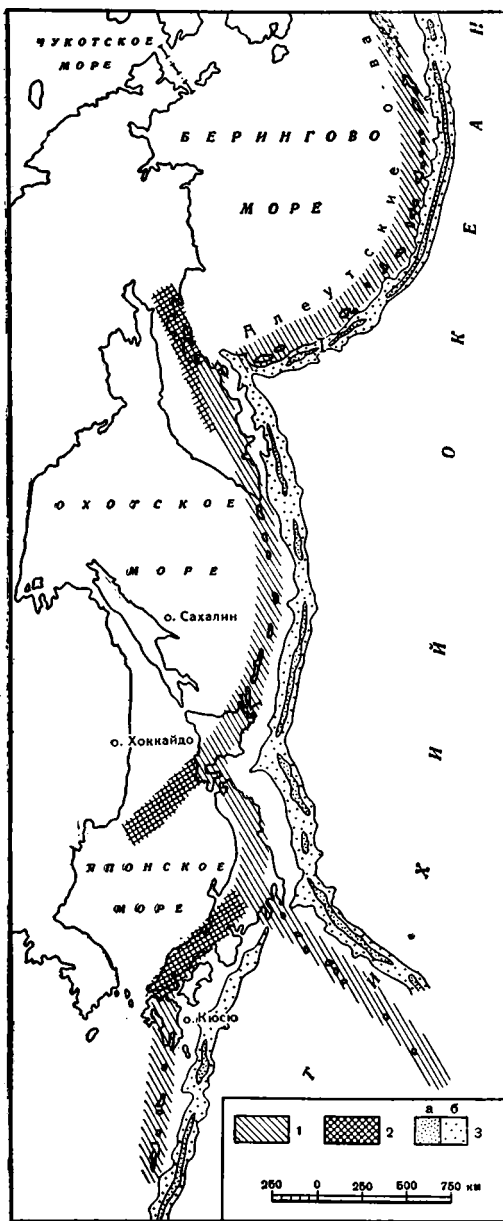
По-видимому, образование островных дуг в современном их виде со всеми присущими им особенностями является результатом выхода на поверхность активных глубинных зон скалывания в зоне перехода от материковой коры к океанической.

Подобное представление мало чем отличается от ранее высказанных (Умбгров, 1952; Кюенен, 1952). Однако в отличие от них мы считаем, что структура островных дуг не находится в прямой зависимости от развития структуры крупнейших поднятий и прогибов комплексов основания и окончательно оформилась в новейшем этапе геологической истории. Другими словами, структура островных дуг является особой категорией и требует самостоятельного рассмотрения.

Одним из интереснейших и важнейших вопросов в проблеме островных дуг является вопрос о последовательности образования составляющих их отдельных звеньев, а также их самих как частей крупных гирляндовых систем.

Островные дуги на северо-западе Тихого океана сопрягаются между собой не плавно, а довольно резко, под углом. Трудно представить, что эта система дуг, с такой сложной конфигурацией, образовалась одновременно. Кроме того, в настоящее время накапливается все больше данных о том, что одна из пары дуг продолжается за пределы участка сочленения с другой дугой (Удинцев, 1958, 1959, 1961; Белоусов, 1960; Рудич, 1962 и др.), в то время, как эта последняя, как правило, не продвигается за пределы угла сочленения. Следовательно, одни из дуг, вероятно, образовались раньше, а другие возникли позднее и причленились к ранее возникшим. Установление последовательности образования островных-вулканических дуг позволило бы подойти к решению задачи о направленности этого процесса.

В предлагаемой статье мы попытаемся наметить путь решения этого вопроса на примере одной из наиболее выразительных систем дуг, охватывающей Алеутскую, Курило-Камчатскую, Японскую и Идзу-Бонинскую дуги, каждая из которых обладает всеми типовыми признаками островных дуговых структур.



Фиг. 1. Схема расположения зон вулканов и глубоководных желобов

1 — зоны действующих вулканов; 2 — зоны недействующих вулканов; 3 — глубоководные желоба; а — наиболее глубокие части желобов, б — менее глубокие части желобов

чатки, заканчиваясь в районе п-ова Камчатский мыс. На территории Камчатки она не ощущается ни в морфологии рельефа, ни структурно (в частности, здесь нет соответствующих нарушений) и, что самое главное, на ее продолжении не отмечается вулканов алеутского направления.

Названная система дуговых структур более проста, чем системы дуг Индонезийской группы, где одновременно встречаются Индоокеанские и Тихоокеанские дуговые структуры, что создает свои особенности и ставит дополнительные вопросы. Кроме того, нужно отметить, что территории Камчатки, Курильских островов и Японии геологически изучены достаточно полно.

Выяснение последовательности формирования дуговых структур мы попытаемся сделать на основании анализа распределения и положения активных (действующих) и недействующих вулканов в пределах указанных элементов. Признавая этот подход односторонним, тем не менее считаем его заслуживающим внимания и открывающим возможности для дальнейшей разработки этого вопроса.

Рассмотрим расположение действующих и недействующих вулканов, возникших в плиоцен-четвертичное время, в каждой из дуг упомянутой системы, начиная с Алеутской (фиг. 1).

Положение Алеутской дуги общеизвестно. Эта типичная дугообразная структура простирается от Аляски к п-ову Камчатка. Севернее Алеутских островов располагается внутреннее Берингово море, а на юге Алеутская гряда сопрягается с глубоководным Алеутским желобом, за которым находятся обширные пространства Тихого океана. В пределах архипелага располагается большое количество вулканов, причем 76 из них действовали в историческое время (Пушаровский, 1963). Структура дуги на западе доходит до Кам-



Курило-Камчатская дуга, как известно, располагается в пределах п-вов Камчатки и Курильских островов. К северо-западу от нее находится внутреннее Охотское море. С юго-востока дуга сопрягается с глубоководным желобом, за которым простирается Тихий океан. Дуговая структура прекрасно выражена в морфологии рельефа и изобилует вулканическими постройками. К ней примыкают на севере Алеутская, а на юге Японская островные вулканические дуги. Отчетливо выраженная на участке между Алеутской и Японской дугами, она не заканчивается в местах пересечения с ними, а продолжается на некоторое расстояние за пределы участков сочленения. На севере она прослеживается через Камчатский перешеек в Корякское нагорье, что фиксируется как хребтами в морфологии наземного рельефа, так и большим количеством отчетливо выраженных потухших вулканов. На юге структура дуги пересекает о-в Хоккайдо и прослеживается в Японском море, на что уже указывали В. В. Белоусов и Е. М. Рудич (1960). По данным Г. Б. Удинцева (1958; 1959), в Японском море, на продолжении Курильской дуги, имеется цепочка изометрических возвышенностей, по своей морфологии отвечающая строению вулканических конусов. В то же время все без исключения действующие вулканы располагаются на центральном участке Курило-Камчатской дуги, между Алеутской и Японской дугами, тогда как указанные северное и южное ее окончания не имеют ни одного действующего вулкана.

Японская островная дуговая структура приключается на севере к Курило-Камчатской на о-ве Хоккайдо и через острова Хонсю и Сикоку протягивается на о-в Кюсю, где к ней приключается дуга Рюкю. Японская дуговая структура располагается между Тихим океаном и внутренним Японским морем и также с внешней стороны сопровождается глубоководным желобом. Севернее Хоккайдо эта структура не выражена. Как известно, на о-ве Сахалин, находящемся на продолжении Японских островов и составляющем единое целое с ними в отношении древнем структурном плане, молодые вулканические постройки отсутствуют, тогда как их наличие — одна из определяющих особенностей островных вулканических дуг.

Япония изобилует молодыми вулканическими сооружениями, сгруппированными в линейно вытянутые вдоль островов пояса. Для северной половины о-ва Хонсю и о-ва Хоккайдо это будут выделенные японскими геологами вулканические зоны Насау и Тёкаи (Р. Ота, У. Исехики, Ф. Уэмура и др., 1961). В их пределах находятся многие из действующих вулканов Японии. Непосредственное продолжение указанных зон — вулканическая зона Дайсен, которая прослеживается вдоль юго-западной половины о-ва Хонсю и на о-ве Кюсю. В пределах последней зоны действующие вулканы отсутствуют. Активно действующие вулканы появляются лишь в вулканической зоне Рюкю, берущей свое начало на о-ве Кюсю и прослеживающейся вдоль архипелага островов Рюкю.

Почти перпендикулярно к вулканическим зонам, протягивающимся вдоль о-ва Хонсю, приключается зона Фудзи, расположенная на островах Идзусито и Бонин. Эта зона принадлежит Идзу-Бонинской островной дуге и изобилует действующими вулканами. В пределы внутреннего Японского моря эта структура не продолжается.

Таким образом, в пределах рассмотренной системы отмечаются дуговые структуры (или их части), обладающие активным современным вулканизмом и лишенные его.

Чем же можно объяснить указанные соотношения дуговых структур и различия в вулканической активности разных участков их системы? Здесь уместно напомнить об особенностях образования трещин в пластинах твердых и хрупких материалов (например, в стекле).

Первоначальная трещина становится ослабленной зоной, по которой смежные участки могут перемещаться относительно друг друга в вертикальном направлении. Каждая последующая поперечная трещина будет доходить до первоначальной, но не продолжится за ее пределы. Две последующие трещины, поперечные к первоначальной, разделят ее на три участка: центральный, расположенный между двумя поперечными трещинами, и два краевых, расположенных с внешней стороны указанной пары поперечных трещин, т. е. являющихся концами первоначальной трещины. В этом случае наиболее подвижной будет зона среднего участка первоначальной трещины и зоны примкнувших последующих трещин. По внешним же краевым частям трещин смежные участки почти неподвижны. Каждая вновь возникшая трещина, поперечная к ранее образованным, будет заканчиваться, доходя до уже существующей, и создавать системы подвижных и неподвижных участков, подобных описанным.

В островных дугах, расположенных в зонах крупных сколов земной коры, этот процесс происходит сложнее, но все же в общих чертах он, по-видимому, напоминает вышеописанный. Представляется, что рассматриваемые островные дуги образуют структурные системы, сходные с упомянутыми трещинами. Действительно, рассматривая эти дуговые системы, нетрудно заметить, что к Курило-Камчатской структуре примыкают Алеутская и Японская дуги, не имеющие своих продолжений за пределами вышеназванной структуры. В свою очередь Идзу-Бонинская дуга примыкает к Японской, но не имеет своего продолжения в Японском море.

В пределах этой системы дуговых структур также выделяются наиболее подвижные дуги и их участки, что выражается присутствием активно действующих вулканов, и менее подвижные, в которых, как правило, действующие вулканы отсутствуют.

К этим зонам наибольшей активности приурочены и землетрясения с неглубоким залеганием (до 200—300 км) очагов. Участки дуг, «выключенные» из активных движений, как правило, имеют более глубокие очаги. Наиболее глубокофокусные землетрясения (500—700 км) обычно происходят на территориях внутренних морей, причем значительная часть их располагается по направлению дуговых структур. Так, в Японском море значительная часть глубокофокусных землетрясений находится на продолжении Курильской и Идзу-Бонинской дуг. Ряд исследователей указывал на то, что ослабленные подвижные сколовые зоны, падающие под континент и связанные с островными дугами, являются в то же время и фокальными зонами. Поэтому естественно, что в местах пересечения этих подвижных зон, а также в местах выхода их на дневную поверхность будет располагаться и наибольшее количество очагов землетрясений.

Из вышеизложенного следует, что наиболее активными в современном этапе развития будут следующие дуги и их участки, с севера на юг: Алеутская; часть Курило-Камчатской дуги, от места приращения Алеутской дуги до Японской; северная часть Японской дуги, от места приращения ее к Курило-Камчатской до Идзу-Бонинской, а также Идзу-Бонинская дуговая структура. Указанные дуги и части дуг сопрягаются с наиболее ярко выраженными и глубокими участками желобов; в их пределах отмечается также наибольшая сейсмоактивность (Кондорская, Постоленко, 1953 и др.) и, как уже указывалось, концентрируется подавляющее большинство действовавших в историческое время вулканов, а также вулканов, проявляющих активность в настоящее время.

Данные по измерению теплового потока на Японских островах (Hogai a. Uyeda, 1963) и Камчатке (Поляк, 1962, 1964) свидетельствуют

что наибольшие его значения (выше среднего по земному шару более чем в два раза) находятся в пределах вулканических активных участков дуг. Как полагает Е. А. Вакин (1964), с этими же зонами связаны и термальные источники.

На основании изложенных данных можно предположить следующую последовательность развития данных дуговых структур.

Возникновение и развитие крупной зоны скальвания между Охотским и частично Японским морями и Тихим океаном привело к образованию Курило-Камчатской островной дуги и сопряженного с ней глубоководного желоба. В этой зоне происходили интенсивные тектонические движения, сопровождающиеся мощным вулканизмом, который в настоящее время фиксируется толщами вулканогенных пород и вулканическими постройками. В последующий этап возникшие (или активизировавшиеся) дуговые структуры Алеутских и Японских островов причленились к Курило-Камчатской дуге, исключив из активных движений, а, следовательно и активного вулканизма ее внешние краевые участки, т. е. северный Камчатско-Корякский участок (севернее причленения Алеутской структуры) и южный участок, находящийся в Японском море, западнее Хонсю.

В последний этап развития рассматриваемой системы дуг активизировалась причленившаяся к Японской островной дуге Идзу-Бонинская структура, исключив из активных движений и вулканической деятельности юго-западную часть острова Хонсю.

Сходную картину последовательного формирования возникающих зон сколов, породивших островные вулканические дуги, можно смоделировать на листе плотной бумаги. Вычертив в крупном масштабе указанную систему дуг и разрезав ее последовательно в указанном порядке вдоль каждой дуги, можно убедиться, что наиболее подвижны будут центральные части ранее образованных дуг и вновь образованные более молодые дуги. Можно также видеть, что внешние отрезки дуг после причленения поперечных сколов становятся малоподвижными.

Приведенный выше материал позволяет резюмировать его следующим образом:

1. В рассматриваемой системе дуговых структур первоначально активной была Курило-Камчатская структура. Далее таковыми стали Алеутская и Японская дуговые структуры и, наконец, энергично проявила себя Идзу-Бонинская дуга.

2. Наиболее подвижными частями островных дуговых структур с активным вулканизмом являются их внутренние участки, заключенные между причленившимися поперечными дугами.

3. Внешние части дуг, расположенные за пределами причленившихся дуговых структур, после причленения последних теряют свою подвижность и вулканическую активность.

4. В процессе возникновения (или активизации) последующих дуг длина активных частей ранее сформированных структур сокращается.

5. Обращает на себя внимание тот факт, что к ранее возникшей дуге последующие дуги причлениются с внешней, фронтальной стороны, т. е. со стороны океана, а не с внутренней, тыловой — не со стороны внутренних морей и континента. Таким образом, общая последовательность причленения возникающих (или активизирующихся) дуговых структур в данном случае происходит по направлению к центральным частям Тихого океана, а не к континенту.

Вышеизложенное не претендует на окончательное решение поставленных вопросов, и сделанные выводы должны считаться предварительными. При дальнейших исследованиях необходимо тщательное изучение структурных особенностей каждой островной дуги, истории

плиоцен-четвертичного вулканизма, особенно в отношении изменения состава вулканогенного материала, а также необходим подробный анализ геофизических и батиметрических данных. Изучение с таких позиций подобных структур всего Тихоокеанского кольца поможет понять ряд важных особенностей этой огромной структуры.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Андреева И. Б., Удинцев Г. Б. Строение дна Японского моря по данным исследований экспедиции на «Витязе».— Изв. АН СССР, серия геол., 1958, № 10.
- Архипов И. В. Очерк тектоники островов Индонезийского архипелага.— Труды Геол. ин-та АН СССР, 1964, вып. 113.
- Белоусов В. В., Рудич Е. М. О месте островных дуг в истории развития структуры Земли.— Сов. геология, 1960, № 10.
- Беммелен Р. В. Геология Индонезии. Пер. с англ. ИЛ., 1957.
- Бродская Н. Г. Ряды формаций кайнозойских геосинклинальных прогибов Сахалина, Камчатки и Японии.— Труды Геол. ин-та АН СССР, 1963, вып. 81.
- Вакин Е. А. О пространственной и генетической связи терм юго-восточной Камчатки с действующими вулканами.— Тезисы докладов на II совещании по геотермическим исследованиям в СССР. Изд-во «Наука», 1964.
- Геология и минеральные ресурсы Японии. Пер. с англ. В. М. Гурьян. Под ред. и с пред. Н. А. Беляевского. ИЛ., 1961.
- Кобаяси Т. Современные вертикальные движения в Японии.— В кн.: «Живая тектоника». ИЛ., 1957.
- Кондорская Н. В., Постоленко Г. А. Сейсмическая активность Курило-Камчатской области за 1954—1956 гг.— Изв. АН СССР, серия геофиз., 1953, № 9.
- Кондорская Н. В., Тихонов В. И. К вопросу о сейсмичности и тектонике Камчатки и северной части Курильской гряды.— Докл. АН СССР, 1960, 130, № 1.
- Кюенен Ф. Г. Индонезийские глубоководные депрессии.— В кн.: «Островные дуги». ИЛ., 1952.
- Поляк Б. Г. О гидротермических особенностях средней Камчатки.— В кн.: «Вопросы специальной гидрогеологии Сибири и Дальнего Востока». Иркутск, 1962.
- Поляк Б. Г. О роли магматогенных и водных термоаномалий в тепловом режиме вулканических районов (на примере Камчатки).— В кн.: «Тезисы докладов на втором Совещании по геотермическим исследованиям в СССР. Март 1964 г.». Изд-во «Наука», 1964.
- Поляк Б. Г. Энергетический эффект активного вулканизма Камчатки. Материалы II Всесоюзного вулканического совещания 18 сентября 1964. Петропавловск-Камчатский, 1964.
- Пущаровский Ю. М. Очерк строения и развития Алеутско-Аляскинской тектонической зоны.— Труды Геол. ин-та АН СССР, 1963, вып. 89.
- Рудич Е. М. Основные закономерности тектонического развития Приморья, Сахалина и Японии, как зоны перехода от континента к океану. Изд-во АН СССР, 1962.
- Тихонов В. И. Унаследованные и наложенные структуры Камчатки и их роль в распределении вулканов.— Труды Геол. ин-та АН СССР, 1963, вып. 89.
- Тихонов В. И. Некоторые особенности тектонического строения Японии.— Труды Геол. ин-та АН СССР, 1964, вып. 113.
- Тихонов В. И., Ривош Л. А. Новые данные о тектоническом строении Южной Камчатки (по результатам геологических и аэромагнитных работ).— Изв. АН СССР, серия геол., 1961, № 6.
- Тихонов В. И., Удинцев Г. Б. К вопросу о связи между тектоникой Камчатки и рельефом ее подводных склонов.— Докл. АН СССР, 1960, 130, № 3.
- Удинцев Г. Б. Рельеф Курило-Камчатской впадины.— Труды Ин-та океанол. АН СССР, 1955, 12.
- Удинцев Г. Б. Результаты сейсмо-акустических исследований строения дна Тихого океана к юго-востоку от острова Хоккайдо.— Докл. АН СССР, 1959, 129, № 4.
- Удинцев Г. Б. Рельеф и тектоника дна дальневосточных морей и смежных районов Тихого океана.— Океанология, 1961, 1, вып. 3.
- Умбгров Д. Островные дуги.— В кн.: «Островные дуги». ИЛ., 1952.
- Хесс Г. Г. Основные структурные черты северо-западной части Тихого океана.— В кн.: «Островные дуги». ИЛ., 1952.
- Швольман В. А. Тектоника Филиппин.— Труды Геол. ин-та АН СССР, 1964, вып. 113.
- Ногая К., Uyeda S. Terrestrial heat flow in Japan. Nature. London, 1963, 199, № 4981.

## ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ

Труды, выпуск 139, 1965

Отв. редактор Ю. М. Пушаровский

Ю. М. ПУШАРОВСКИЙ, Р. А. АФРЕМОВА

**ОЧЕРК ТЕКТОНИКИ НОВОГВИНЕЙСКО-НОВОЗЕЛАНДСКОГО  
СЕКТОРА ТИХООКЕАНСКОГО КАЙНОЗОЙСКОГО  
ТЕКТОНИЧЕСКОГО КОЛЬЦА****ВВЕДЕНИЕ**

Сравнительно-тектоническое исследование кайнозойских структур, окружающих впадину Тихого океана, привело нас к выводу о том, что их кольцевой пояс разделяется на несколько крупных секторов, отличающихся друг от друга строением и историей развития (Пушаровский, 1964а). Одним из таких секторов, как выясняется, является и обширный район, лежащий в треугольнике Новая Гвинея — северное окончание желоба Тонга — Новая Зеландия и характеризующийся особенно малым распространением участков суши и весьма широким развитием подводных тектонических структур. Мы будем его называть Новогвинейско-Новозеландским сектором. Основание этого треугольника, похожего на равнобедренный, отвечает линии, соединяющей Новую Гвинею и Новую Зеландию; его длина (с искривлениями) около 7500 км. Если измерить высоту (опущенную из района северного окончания желоба Тонга), то она составит 2250 км. Таким образом, площадь Новогвинейско-Новозеландского сектора значительно превышает таковую Европейской части СССР.

Новогвинейско-Новозеландский сектор располагается между ложем Тихого океана и переработанной зоной герцинской складчатости, протягивающейся под водой к северу и востоку от Австралии. Мы найдем в этом секторе многие типы тектонических структур, характерные для других частей Тихоокеанского кольца: глубоководные океанические желоба и впадины, контрастно возвышающиеся вулканические и невулканические островные гряды, соответствующие типы складчатых форм, однако соотношение их между собой, взаиморасположение или, иначе говоря, особенности структурного парагенеза здесь иные. В то же время, некоторые структурные формы специфичны. В предлагаемой статье авторы как раз и имеют в виду дать систематическое описание тектонических структур сектора, а также и охарактеризовать общие особенности его строения и развития, что позволит более отчетливо представить закономерности тектонического процесса в обрамлении Тихоокеанской впадины.

Следуя предложенной ранее терминологии (Пушаровский, 1964б), в Новогвинейско-Новозеландском секторе можно выделить четыре крупных структурных района: Новогвинейско-Новогвинеидскую тектоническую систему, Фиджийскую блоковую систему, геосинклинальную систему Тонга-Кермадек и Новозеландскую тектоническую систему. Их описанию и посвящена основная часть статьи.

Необходимо признать, что исходный материал для нашего анализа во многих случаях был весьма ограничен, и мы не могли найти в литературе целого ряда нужных геологических характеристик. Особенно это касается островных гряд. В связи с этим, нам не удалось избежать известного схематизма и непропорциональности текста в его отдельных частях. Большую трудность составила характеристика подводных структур. В данном случае исключительно важным исходным материалом была для нас карта Тихого океана масштаба 1:25 000 000, изданная Главным управлением геодезии и картографии Министерства геологии и охраны недр СССР в 1963 г. Она использовалась нами фактически во всех случаях, когда нужно было коснуться структур морского дна, и указав на это, мы не будем в дальнейшем на нее специально ссылаться. Все остальные источники упомянем по ходу изложения.

### **НОВОГВИНЕЙСКО-НОВОГЕБРИДСКАЯ ТЕКТОНИЧЕСКАЯ СИСТЕМА**

Описываемая система вытянута более чем на 5000 км от западных берегов Новой Гвинеи до Южнофиджийской котловины (фиг. 1, см. приложение). В средней части система имеет ширину 1500 км; на концах она сильно суживается.

Новогвинейско-Новогегбридская тектоническая система включает две складчатых зоны, Новогвинейскую и Новокаледонскую, и прилежащие к ним структуры островных гряд и морского дна.

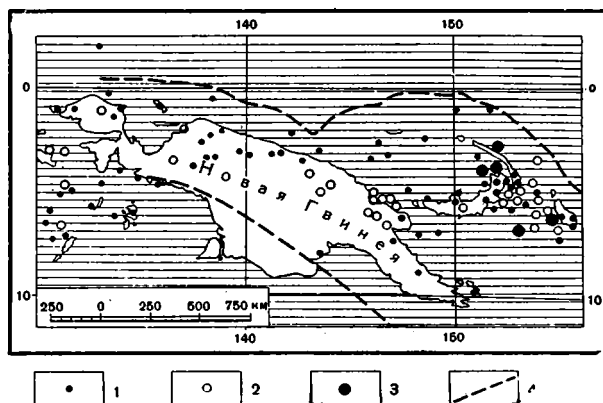
#### **Новогвинейская складчатая зона**

Новогвинейская складчатая зона кайнозойского возраста имеет огромную протяженность — 2300 км. Ширина ее очень значительна и достигает в средней части 600 км. Зона протягивается в запад-северо-западном направлении, суживаясь в сторону Индонезии. В восточном и юго-восточном направлениях от Новой Гвинеи происходит резкое расширение площади кайнозойских структур, так что западная половина острова является естественным тектоническим разделом (типа перешейка) двух крупнейших структурных областей Индонезийской и Новогвинейско-Новозеландской. На юге кайнозойская зона Новой Гвинеи смыкается с погребенными под молодыми осадками герцинидами, опоясывающими Австралийскую платформу. Полоса этих герцинид захватывает и южную часть острова.

Тектонические элементы Новогвинейской кайнозойской складчатой зоны недавно были описаны И. В. Архиповым (1964) и поэтому нет необходимости подробно на них останавливаться. Согласно его схемы центральную часть складчатой зоны занимает очень крупное, протягивающееся по всей длине острова антиклинальное поднятие. В его сложении принимают участие метаморфические комплексы и отложения палеозоя и мезозоя. К северу и к югу от него выделяются крупные синклинальные прогибы, выполненные кайнозойскими породами. В районе северного побережья острова выделяется еще одно большое антиклинальное поднятие, где в ядре выступают метаморфические образования, а еще севернее к нему прилегает синклинальный прогиб, основная часть которого в настоящее время занята морем. Таким образом, Новая Гвинея характеризуется ясно выраженной линейной складчатой структурой.

Время заложения или особенно интенсивного прогибания кайнозойских синклинорий приходится на неоген. Мощность неогеновых отложений, например, в северном синклинории достигает 10 000 м. Накапливались в это время карбонатные, терригенные и вулканогенные породы. Эти породы (включая плиоценовые) смяты в складки,

нередко весьма интенсивные. Столь крупная структурная форма как северное антиклинальное поднятие образовалась лишь в плиоцене. Интенсивные тектонические и вулканические процессы протекали в складчатой зоне и в четвертичном периоде. О последних свидетельствуют покровы андезито-базальтов и конусы действующих и недавно потухших вулканов. Что же касается тектонических движений, то помимо



Фиг. 3. Сейсмичность Новой Гвинеи. По Глесснеру (Glaessner, 1950)

1 — мелкофокусные землетрясения; 2 — среднефокусные землетрясения; 4 — границы Новогвинейско-Новозеландского сектора

формирования складчатых и разрывных структур и горного рельефа<sup>1</sup> с ними связано опускание участков суши ниже уровня моря. Особенно значительной величины такое опускание достигло на востоке Новой Гвинеи, где структуры южного синклинория погрузились на дно глубоководной впадины Кораллового моря.

Новая Гвинея принадлежит к числу сейсмических областей. На фиг. 3 видно, что основное поле мелко- и среднефокусных землетрясений лежит в северной половине острова — ближе к океану.

Из сказанного видно, что до конца неогена Новая Гвинея развивалась как линейная геосинклинальная система. Она далеко продолжалась в юго-восточном направлении и несомненно соединялась со складчатой зоной Новой Каледонии, но в очень недавнее геологическое время эта связь была прервана вследствие глубокого структурного преобразования разделяющего их пространства. Тектонические движения в новейшее время проявились на Новой Гвинее исключительно интенсивно и многообразно. В этом отношении остров представляет собой особенно показательный район сектора. Подчеркнем, что по особенностям и времени проявления кайнозойских тектонических процессов Новогвинейская зона мало чем отличается от соответствующих зон Азиатско-Аляскинского сектора. Отдельные специфические черты

<sup>1</sup> Подробная характеристика двух последних явлений дана Махачеком (1961). Среди данных об интенсивности рельефообразования в четвертичном периоде он указывает следующий факт. В восточной части Новой Гвинеи имеется высокогорный известняковый массив Сарувагед (4130 м). «Поднимающаяся перед ним на востоке гора Кромвель (3200 м) обрывается к океану крутым склоном, на котором развиты волноприбойные террасы и другие хорошо сохранившиеся формы рельефа, созданные прибоем; молодые рифы прослеживаются до высоты 1000 м» (разрядка наша. — Ю. П.) (стр. 295—296). Позднекайнозойское складкообразование охарактеризовано Штилле (1964). Он же сообщает, что местами молодые коралловые известняки подняты на высоту 1700 м.

ее строения (например, обилие магматических продуктов) могут быть объяснены особым тектоническим положением зоны: сближением в этом районе Австралийской платформы и ложа Тихого океана. Геосинклинальные прогибы, подобные новогвинейским, в Азиатско-Аляскинском секторе располагаются в материковой (или приматериковой) полосе пояса кайнозойских тектонических структур. В Новой Гвинее их положение аналогичное.

### Новокаледонская складчатая зона

Эта зона включает складчатые структуры о-ва Новая Каледония (с окружающими и продолжающими остров рифовыми образованиями), гряде рифовых островов Лояли и узкую морскую впадину, отделяющую эти острова от Новой Каледонии. Зона вытянута в юго-восточном направлении примерно на 1000 км; ширина ее около 200 км. Она лежит на юго-восточном окончании Новогвинейско-Новогебридской тектонической системы. С юга, под углом к ней подходит узкая подводная гряда Норфолк, описываемая нами в составе Новозеландской тектонической системы. Новая Каледония имеет протяженность около 400 км; а ширину примерно 60 км. Основные данные о геологии острова опубликованы Штилле (1964), Кохом (Koch, 1958а, б) и в книге «География Новой Каледонии» (Faivre et al., 1955). Мы будем главным образом ориентироваться на эти последние работы. Новая Каледония представляет собой фрагмент более обширной кайнозойской складчатой зоны. История развития этого участка земной коры была сложной. На севере острова протягивается полоса метаморфических пород, представленных серицитовыми, хлоритовыми и слюдяными сланцами, а также гнейсами (фиг. 2, см. приложение). Среди них встречаются тела изверженных пород основного состава. Считают, что некоторая часть метаморфического комплекса имеет палеозойский возраст, но в большинстве своем он является мезозойским и кайнозойским.

Ясные признаки геосинклинального развития острова (граувакковые породы) устанавливаются для верхнего палеозоя. Авторы работы «География Новой Каледонии» пишут о том, что верхепалеозойская геосинклиналь простиралась от Новой Гвинее через Новую Каледонию на Новую Зеландию и именуют ее «Папуасской геосинклиналью». Эта геосинклиналь продолжала свое развитие в триасе и лейасе, когда также образовывался граувакковый комплекс (разнообразные терригенные, часто грубообломочные породы, туфы и отчасти эффузивы). По фациям на юго-западе, в небольшом расстоянии от острова устанавливается суша, откуда шло питание обломочным материалом (ныне на ее месте находится Тасманово море). Среднеюрские породы на острове неизвестны, но присутствие их не исключается.

Совершенно иной комплекс отложений формировался в Новой Каледонии в верхней юре и в меловом периоде. Его принято называть угленосной формацией, хотя нам неясно насколько точно применен этот термин. Сложен комплекс мощными черными сланцами, которые содержат кремнистые включения и угольные линзы и пласты. Локально развитые среди этого комплекса аркозы и конгломераты устанавливают местоположения островов внутри геосинклинали, где размывались метаморфические породы. Характер осадконакопления снова существенно изменился с начала палеогена. Штилле указывает, что палеогеновые отложения на Новой Каледонии, особенно в западной ее части, распространены широко и достигают мощности в несколько тысяч метров. Устанавливается двухчленное деление третичных отложений (Faivre et al., 1955). Нижняя толща («эоцен — I») сложена черными фтанитами с линзами фораминиферовых известняков. В конце времени образования этой толщи имело место складкообразование.



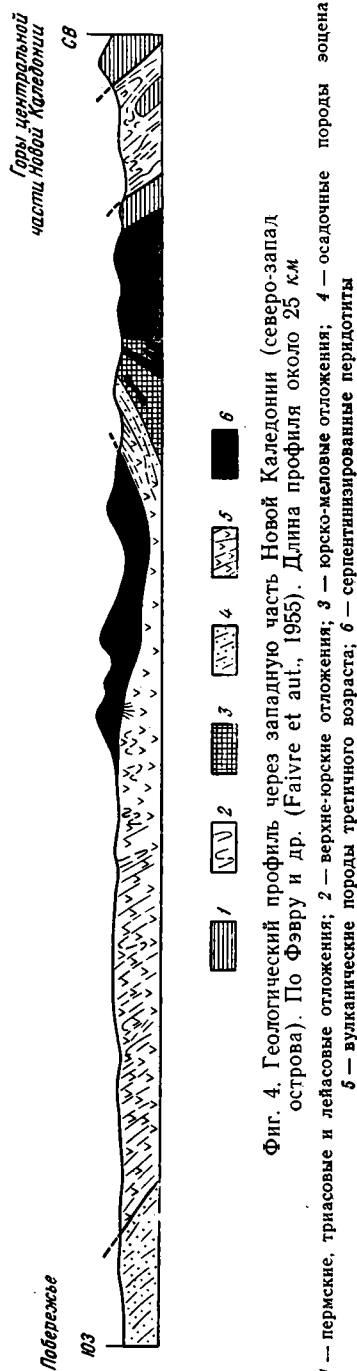
Возникшие при складчатости поднятия в дальнейшем размывались и поставляли в геосинклинальный прогиб часть обломочного материала. Вторая толща («эоцен-II») обычно сложена брекчиями и «микробрекчиями», состоящими из обломков фтанитов и известняков. Кроме того, в ее составе имеются известняковые и глинистые прослойки. Данную толщу называют «флишем». В других районах (на западе) в это время образовывались потоки базальтов и андезито-базальтов, включающие прослойки красных, зеленых и черных кремнистых пород и марганцевых руд. Отчасти эти породы, возможно, поднимаются в более высокие стратиграфические уровни, чем «флиш», и имеют уже олигоценовый возраст. Но вообще олигоцен является эпохой интенсивного складкообразования и прекращения геосинклинального осадконакопления. Однако, когда Новая Каледония находилась еще под водой, в ее районе сформировались крупные массивы ультраосновных пород (перидотитов, серпентинитов). Это весьма интересные образования, залегающие в виде «нашлепок» поверх базальтов и, возможно, других пород. В то же время происходило внедрение отдельных тел гранитов и габбро.

После образования перидотитов произошли новые складчатые движения, а затем и поднятие страны, которое охватило значительно большую площадь, чем занимаемая современным островом. С начала миоцена начинается новейший (островной) этап развития Новой Каледонии.

В неогене и четвертичном периоде имели место неоднократные и значительные поднятия Новой Каледонии, сменявшиеся эпохами пенепленизации и опускания.

В настоящее время остров опускается. После олигоцена вулканической деятельности на острове не происходило. Для отдельных эпох отмечается коробление структуры и разрывообразование. Наиболее крупные вершины острова (1634 м и др.) приурочены к ультраосновным массивам и метаморфическим комплексам.

Современный тектонический план Новой Каледонии характеризуется вытянутостью образующих ее структурных комплексов в северо-западном направлении, в соответствии с простиранием острова и всей «Папуасской геосинклинали». По преимущественному распространению эоценовых пород на юго-западе можно наметить крупный синклинирный прогиб. Наоборот, основные поля более древних образований находятся в центральной части и на северо-востоке Новой Каледонии. Тектоническая структура западной части острова иллюстрируется профилем (фиг. 4). На восточном побережье складки



Фиг. 4. Геологический профиль через западную часть Новой Каледонии (северо-запад острова). По Фэйру и др. (Faivre et al., 1955). Длина профиля около 25 км.  
1 — пермские, триасовые и лйасовые отложения; 2 — верхне-юрские отложения; 3 — юрско-меловые отложения; 4 — осадочные породы эоцена; 5 — вулканические породы третичного возраста; 6 — серпентинизированные перидотиты

наклонены на северо-восток, но угол их наклона меньше, чем на западном.

Остров Новую Каледонию окружают и продолжают барьерные и береговые рифы, рифовые скалы и местами коралловые равнины. Один из барьерных рифов имеет протяженность свыше 800 км (Говоров, 1951). Узкое и длинное поднятие с рифами, лежащее к северо-западу от Новой Каледонии, несомненно отражает простирающие ее основные структуры. Это подтверждается и выходом пород метаморфического комплекса на о-ве Ар.

Группа островов Лоялти приурочена к вытянутому и узкому подводному хребту, протягивающемуся параллельно Ново-Каледонскому, примерно, на такое же расстояние. Наиболее крупные острова (Увеа, Маре, Лифу) образованы коралловыми рифами миоценового возраста (Koch, 1958a), другие — рифами плиоценового и четвертичного возрастов. Названные острова имеют высоту соответственно 18, 60 и 100 м. На островах существуют морские террасы. Наибольшее их число (5) прослежено на о-ве Маре.

В настоящее время некоторые острова (на северо-западе) опускаются, тогда как другие (на юго-востоке) поднимаются. Можно предполагать, что гряда Лоялти отвечает узкому антиклинорному поднятию, а разделяющая ее и Новую Каледонию впадина — синклинорную прогибу. В основании коралловых рифов гряды Лоялти располагаются ультраосновные породы (Faivre et. aut., 1955). Интересно, что на о-ве Маре имеются породы, образованные оливковыми базальтами и долеритами, которые перекрываются коралловыми известняками (Koch, 1958a). Считают, что вулканические породы, возможно, синхронны эоценовым лавам Новой Каледонии и что коралловые известняки имеют плиоценово-четвертичный возраст или даже миоценовый. Таким образом, район Новой Каледонии представляет собой крупную линейную складчатую зону.

В формировании современной структуры этой зоны большая роль принадлежит новейшим тектоническим движениям, результатом которых явилось опускание ниже уровня моря значительной восточной части зоны. Особенно большому опусканию подвергся участок, разделяющий гряду Лоялти и Новую Каледонию: образовавшаяся здесь узкая и длинная морская впадина достигает глубины 2400 м.

Основной особенностью кайнозойской геосинклинальной истории Новой Каледонии является то, что формирование геосинклинальных толщ прекратилось здесь в палеогене, а не в неогене, как это типично для других районов запада Тихоокеанского тектонического кольца. Объяснение этому можно искать в том, что район острова находился в крайней тыловой части пояса кайнозойского тектогенеза. Огромные массы перидотитов и эоценовых базальтов и андезитобазальтовых лав свидетельствуют о приуроченности к этой краевой области крупнейших продольных глубинных разломов. Они и служили здесь западным тектоническим ограничением пояса кайнозойского структурообразования.

### Структура островных гряд и морского дна

Структуры островов, островных гряд и морского дна Новогвинейско-Новогебридской тектонической системы группируются в четыре естественных структурно-морфологических района: Северный район, район Соломоновых островов, район Новогебридских островов, впадина Кораллового моря. Они занимают основную площадь тектонической системы.

Северный район. Данный район, по сравнению с другими, характеризуется наиболее сложным структурным рисунком. На западе

его находится Новогвинейский глубоководный желоб. Центральная часть занята впадиной Новогвинейского моря. С севера и юга она окружена островными дугowymi грядами архипелага Бисмарка. По внешнему концентру располагаются Западномеланезийский и Новобританский глубоководные желоба.

Новогвинейский и Западно-Меланезийский желоба отделяют Новогвинейско-Новогебридскую тектоническую систему от структур ложа Тихого океана.

Новогвинейский желоб простирается на 950 км, ширина его по изобате 4500 м до 70 км, а наибольшая глубина — 5311 м (Удинцев, 1962). Он имеет узкое плоское дно и крутые сложно расчлененные склоны. В восточной части морфологические особенности желоба выражены менее ясно. С внутренней (южной) стороны Новогвинейского желоба, параллельно ему, вытянуты острова группы Схаутен и другие, принадлежащие краевой островной гряде. К ней же, возможно, относится и самая северная горная часть п-ова Вогелкоп на Новой Гвинее, где имеется действующий вулкан.

Западномеланезийский желоб протягивается примерно на такое же расстояние. Он состоит по крайней мере из трех обособленных участков, глубины в которых превышают 5000 м (в центральном участке 5476 м). В плане желоб имеет выпукло-ломаную форму. В его западном отрезке (Канаев, 1960) крутизна склонов достигает 15—20°. Местами желоб имеет относительно широкое дно. К югу от него находится крупное и широкое в основном подводное поднятие с рядом островов (северные острова архипелага Бисмарка). Поверхность подводного поднятия, обладающего крутыми склонами, лежит на глубинах 700—800 м. В западной части оно широкое, ровное; в восточной части сильно расчлененное и узкое. На поднятии располагаются острова: Новая Ирландия, Новый Ганновер, группы Адмиралтейства, Западные и др. Наиболее крупный из них — о-в Новая Ирландия. Он вытянут на 452 км; ширина его (кроме крайнего юга) 20—30 км. На юге Новой Ирландии имеется горный хребет, высшая точка которого 2150 м. Центральной части свойствен горно-холмистый рельеф, а северо-западная часть представляет низкую плоскую равнину.

Судя по геологической карте востока Новой Гвинее (Geological sketch map...), основную площадь Новой Ирландии слагают верхнетретичные образования. Лишь на крайнем юге показан выход нижнетретичных пород, которые (Штилле, 1964) сложены известняками и глауконитовыми песчаниками олигоцена. Однако на острове, согласно Стэнли (цитируется по Штилле), имеются также и более древние образования: кристаллические сланцы, гнейсы, кварциты и филлиты, пронизанные габбро и гранитоидами. Интрузии гранитоидов показаны и на упомянутой выше геологической карте, но, судя по ней, возраст их может быть очень молодым. Среди верхнетретичных образований преимущественным развитием пользуются известняки миоценового и плиоценового возраста. Нижняя их часть дислоцирована сильно; верхняя — более слабо. Поверх этой структуры (Geological sketch map...) местами залегают плейстоценовые эффузивы.

По берегам Новой Ирландии развиты кораллорифовые известняки новейшей формации, которые подняты на западе острова до уровня 1250 м. Ф. Махачек (1961) отмечает, что на острове «повсеместно наблюдаются следы весьма значительных молодых поднятий, а также орогенических движений. Предположительно плиоценовые пунамские известняки, образовавшиеся из глобигериновых илов на глубинах по меньшей мере 1000 м, залегают на высоте до 1000 м и местами поставлены на голову» (стр. 297). На расположенном западнее острове Новый Ганновер преимущественно развиты плейстоценовые вулканические породы

(хотя также есть гранитные массивы), среди которых выступают многочисленные крутостенные конусы вулканов. Рельеф острова резко расчленен.

Острова Адмиралтейства, расположенные западнее, сложены плейстоценовыми базальтами и коралловыми рифами. На о-ве Лау, входящим в эту группу, расположен современный вулкан Тулуман с пятью действующими кратерами, из которых изливаются базальтовые лавы (Fisher, 1957). Остров Балуэн также вулканического происхождения (сохранился кратер).

Западные острова имеют незначительные размеры и высоты (до 150 м) и образованы коралловыми рифами. Склоны отдельных атоллов достигают большой крутизны (Канаев, 1960).

Небольшие острова, вытянутые цепочкой к северу от Новой Ирландии и Нового Ганновера, образованы плейстоценовыми лавами и коралловыми рифами. На некоторых из них существуют действующие сольфатары, гейзеры и горячие источники (Fisher, 1957).

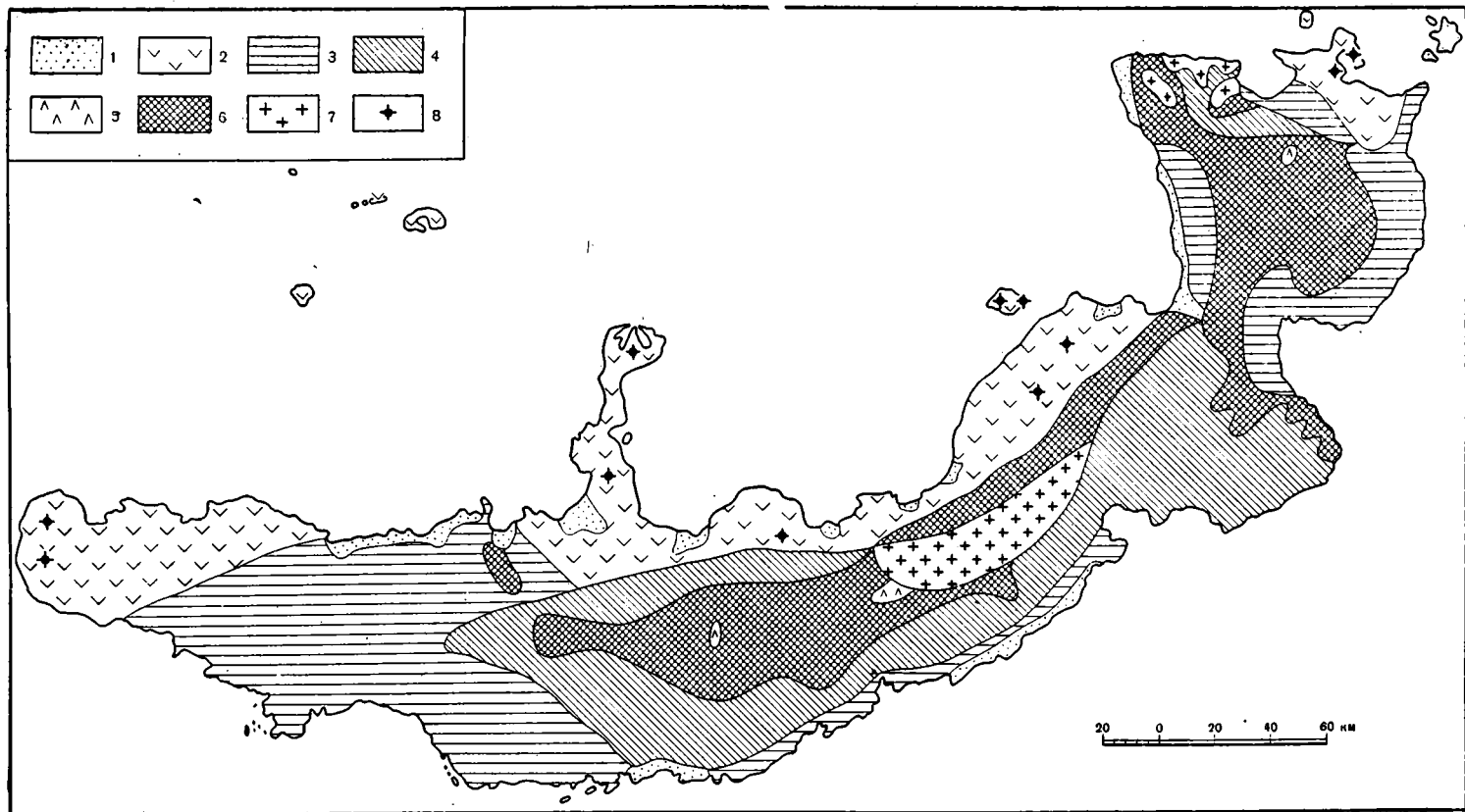
Из приведенной характеристики островов видно, что сложены они главным образом коралловыми образованиями и молодыми вулканическими породами и что в формировании рельефа главное значение принадлежит молодым движениям, характеризующимся большой контрастностью. Эти признаки, а также проявление современного вулканизма, сейсмичность и тектоническое положение позволяют рассматривать данное поднятие в целом как современную геоантиклинальную структуру. На Новой Ирландии выходят фрагменты более древних структур, бывших на месте этого поднятия.

Внутренняя Новогвинейская впадина представляет собой почти замкнутую котловину, отделенную от окружающих поднятий крутыми склонами. Ее размеры примерно  $850 \times 350$  км. Дно впадины характеризуется блоковым строением: в ее средней части обособляется поднятый блок, а на западе и на востоке — опущенные блоки с глубинами, превышающими 2000 м. Рельеф поверхности дна довольно резко расчленен; местами установлены подводные горы и крутые уступы. Южным обрамлением этой внутренней впадины также служит крупное поднятие, к которому приурочены южные острова архипелага Бисмарка. Начинаясь от о-ва Новая Британия, оно протягивается в район юго-восточного окончания Новогвинейского желоба и по длине, примерно, такое же, как Северное поднятие, однако в поперечном сечении — более узкое. Склоны гряды крутые; рельеф ее сильно расчлененный.

Остров Новая Британия, выгнутый на юго-восток, имеет длину 620 км; ширина его 110 км. По нему протягивается горный хребет с отметками до 2300 м (г. Улауи). Остров характеризуется антиклинорной формой строения (фиг. 5). По оси хребта вытянута полоса метаморфических пород (кристаллических сланцев и др.), прорванных массивами гранитоидов (Geological sketch map...), по-видимому, того же возраста, что и гранитоиды острова Новая Ирландия. На периферии этой полосы распространены в основном неогеновые отложения, сложенные преимущественно известняками, но также сланцами и песчаниками, окаймленные в свою очередь коралловыми известняками и терригенными породами плейстоцена. Эта структура в северной части острова перекрыта покровами современных лав.

В этом районе известно три потухших и десять действующих или потенциально активных вулканов. Это стратовулканы, изливающие базальтовую магму. На некоторых из них встречаются пирокластические образования. Характерны сольфатарные, фумарольные гейзерные процессы (Fisher, 1957).

Эндрюс (Andrews, 1957) отмечает, что для Новой Британии характерен глубоко расчлененный рельеф, созданный новейшими



Фиг. 5. Геологическая карта Новой Британии. По Эндрюсу (Andrews, 1957)

1 — аллювий; 2 — современные и плейстоценовые вулканические образования; 3 — плейстоценовые осадочные отложения; 4 — неогеновые отложения; 5 — третичные вулканические образования; 6 — мезозойские и палеозойские метаморфические образования; 7 — интрузии (граниты, диориты и габбро); 8 — вулканы (действующие и потухшие)

тектоническими движениями. Здесь широко развиты молодые разрывные нарушения, выраженные в рельефе в виде прямолинейных обрывистых склонов долин и заливов. Свидетельством современных движений являются также деформации береговых террас и коралловых рифов. В западной части описываемой островной гряды имеются лишь небольшие острова, сложенные молодыми вулканическими породами. Здесь насчитывается около десяти вулканов, из которых половина действующих. Изложенное показывает, что данная островная гряда принадлежит к типу кордильер современных геосинклинальных зон.

Эта кордильера в районе Новой Британии сопряжена с Новобританским глубоководным желобом. Последний протягивается на расстояние 500 км, ширина его по изобате 5000 м — 70 км. Борты желоба наклонены под углом 5—7°, при этом северный борт более крутой (Удинцев, 1962). Характерна расчлененность склонов желоба. Максимальная глубина дна — 8320 м. На северо-западе он продолжается узкой ложбиной, отделяющей Новую Гвинею от упоминавшейся выше островной кордильеры. В отличие от Новогвинейского и Западно-Меланезийского желобов, Новобританский желоб лежит во внутренней части Меланезии.

Район Соломоновых островов. В данный район входит островная зона одноименного названия, примыкающие к ней с юга глубоководные желоба Бугенвиль и Сан-Кристоваль и морская депрессия, вытянутая параллельно островной зоне с ее северной стороны. Вся эта система структур торцом сочленяется с системой архипелага Бисмарка, а на востоке под углом подходит к структурно-морфологическому району Новогбридских островов. Для нее характерен линейный структурный план.

Соломоновы острова соответствуют крупному и широкому поднятию дна моря, простирающемуся в северо-западном направлении на 1100 км; ширина его 200 км. Посредине поднятия вдоль него протягивается узкая депрессия (глубиной до 2000 м), которая расчленяет поднятия на две островных гирлянды, сходящиеся на его окончаниях. Таким образом, рельеф поднятия резко расчленен и весьма контрастен. Склоны поднятия, обращенные к глубоководным желобам, наклонены круто, а противоположные относительно полого.

Архипелаг Соломоновых островов объединяет около десятка крупных островов и множество мелких. Крупные острова (и их цепочки) вытянуты в северо-западном направлении и представляют собой узкие горные гряды. Длина их варьирует в пределах 100—200 км.

Геологическая характеристика Соломоновых островов дается по работам Рида (Reed, 1949), Гровера (Grover, 1955) и Стэнтона (Stanton, 1961), а также по сводной статье (Geological reconnaissance..., 1956).

К наиболее древним образованиям здесь принадлежат различные изверженные и метаморфические породы неустановленного возраста. Для южной островной гирлянды в отношении таких образований известно следующее. На о-ве Гуадалканал отмечается достаточно широкое распространение диоритов, но имеются также кварцевые диориты и гранодиориты. На о-ве Фауро указываются габбро, а в Шортлендских островах — кварцевые диориты. В северной гирлянде к древнейшим образованиям относятся метаморфизованные андезитовые лавы, кварцальбитовые сланцы, альбит-эпидотовые амфиболиты, габбро, диориты и некоторые другие изверженные породы о-ва Санта-Изабель. Стэнтон допускает их мезозойский возраст. Габбро и диориты указываются для о-ва Флориды.

Кроме того, на о-ве Сан-Кристоваль, находящемся на юге Соломоновых островов, известны долериты, диабазы, диориты, граниты, габбро и серпентиниты, а также кварциты и сланцы.

К наиболее древним породам о-ва Малаита (южная гирлянда) принадлежит мощная толща туфов и лав (много сотен метров) основного состава (подушечные лавы, долериты), которые местами перекрываются аргиллитами. Стратиграфически выше здесь лежит мощный карбонатный комплекс (свыше 2000 м), смятый в складки (фиг. 6), верхнетретичного возраста.

На о-ве Гуадалканал породы «цоколя» перекрыты миоценовыми смятыми в складки известняками мощностью, возможно, около 300 м. Плиоценовые (?) образования сложены в основном туфами.



Фиг. 6. Геологические профили через северную половину о-ва Малаита (Соломоновы острова) и стратиграфическая колонка. Из книги «Colonial Geology and Mineral Resources», 1956. Верхнетретичные отложения: Tuk — аргиллиты, Tua — известняки, Tus — мел, Tut — алевролиты. Fl и Ft: более древние лавы и туфы (соответственно)

Разрез о-ва Санта-Изабель выше пород «цоколя» следующий (фиг. 7, см. приложение). В нижней части выделяются базальтовые подушечные лавы, достигающие местами мощности более 3000 м. Толща смята в складки; Стэнтон считает их возраст, возможно, миоценовым. Верхний миоцен — нижний плиоцен представлен здесь толщей известняков, аргиллитов и туфов, местами имеющих мощность свыше 2000 м. Кроме перечисленных пород, на острове имеются новейшие разнофациальные образования, а также ультраосновные интрузии, часть из которых современные.

Новейший вулканизм (андезито-базальтовая формация) связан с островами южной гирлянды и о-вом Бугенвиль. Здесь имеются действующие и потухшие вулканы, сольфаторы, фумаролы и горячие источники (Fisher, 1957). Соответственно в данном случае отмечается расположение зоны вулканизма в той части островной гряды, которая граничит с глубоководными желобами; в пределах островов северной гирлянды, не сопровождающейся желобами, вулканов нет.

На многих островах распространены четвертичные и современные рифовые известняки. Некоторые из них сложены нацело коралловыми рифами. Для южной гирлянды в рифовых известняках Махачек (1961) отмечает несколько террасовых уровней. На о-ве Ганонга, например, видны уровни: 120 м, 240 м, 360 м и 480 м, указывающие на значительный размах новейших поднятий.

Контрастные новейшие движения устанавливаются также и по особенностям рельефа крупных островов. Так, например, на о-ве Гуадалканал, где протягивается хребет с высотами более 2400 м (Морской

атлас, 1950), отмечаются глубокие ущелья и глубоко врезанные речные долины, в устьевой части которых развиты валунные конусы выноса. Вероятно, вдоль южного склона хребта проходит продольный разлом, на что указывает крутая ступень в рельефе. Гровер (Grover, 1955) отмечает, что по сейсмичности район Соломоновых островов «уступает лишь Японии». Эпицентры землетрясений расположены в основном линейно и полоса их протягивается юго-западнее архипелага. Землетрясения мелкофокусные (не глубже 60 км). Сейсмичность приурочена к Южной гирлянде и островам Бугенвиль и Сан-Кристоваль. Здесь же часто возникают волны цунами. Северная гирлянда свободна от землетрясений, лишь отдельные толчки с юга отражаются в этом районе.

Таким образом, как и новейший вулканизм, сейсмичность проявляется в полосе, сопряженной с глубоководными желобами. Характерной особенностью тектонического положения обоих глубоководных желобов является то, что, как и Новобританский желоб, они лежат с внутренней стороны островной гряды.

Строение желоба Бугенвиль следующее. Он протягивается на расстояние 400 км, а ширина его 70 км. Желоб характеризуется V-образной формой поперечного профиля, имеет крутые склоны (8—10°) и очень узкое плоское дно (1,8—3,5 км). Склон, примыкающий к подводному хребту, расчленен (Удинцев, 1960, 1962). Максимальная глубина желоба 9140 м.

Лежащий на юго-восточном продолжении Бугенвильского желоба глубоководный желоб Сан-Кристоваль вытянут на 750 км. Наибольшая глубина в нем 6875 м.

Севернее поднятия Соломоновых островов, параллельно ему, протягивается депрессия с глубинами более 3000 м. Ее общая длина превышает 600 км. Наиболее отчетливо эта депрессия выражена севернее о-ва Малаита, где обособляется довольно широкая впадина с максимальной глубиной 4024 м. Впадина имеет крутые склоны; на дне ее существуют многочисленные подводные горы. Северо-западная часть депрессии, отделенная от упомянутой выше впадины широкой поперечной перемычкой, лежит против о-ва Бугенвиль. Здесь депрессия более узкая, менее глубокая и имеет более простое строение.

Морфологические данные и структурное положение позволяют рассмотреть эту депрессию как форму, отвечающую начальной стадии развития глубоководного желоба. Таким образом, в данном районе имеет место захват процессом новейшего структурообразования края океанического ложа. Заметим, кстати, что к северу от Западно-Меланезийского желоба этот процесс пошел дальше. Об этом свидетельствует хорошо развитый желоб, отходящий в северном направлении от Западно-Меланезийского и врезающийся в ложе океанической Восточно-Каролинской котловины.

Район Новогейбридских островов. Общие структурно-морфологические особенности этого района весьма сходны с таковыми района Соломоновых островов. Он также представляет собой крупную линейную систему, состоящую из островной гряды и двух глубоководных желобов, расположенных на одной линии простираения. К востоку от этой системы лежит Северофиджийская котловина; к западу — котловина Кораллового моря. Простираение системы север-северо-западное. Сочленения со смежными структурно-морфологическими районами на северном и южном окончаниях — резкие. Общая особенность структурного положения системы заключается в том, что она целиком находится во внутренней части Новогвинейско-Новозеландского сектора.

Простирающаяся вдоль восточного края системы островная гряда несет о-ва Санта-Крус, Новые Гебриды, Матью и Хантер. Наиболее



крупные острова находятся в Новых Гебридах, это — Эспириту-Санто и Малекула. В длину они прослеживаются соответственно на 100 и 75 км. Абсолютные высоты на Новогебридских островах обычно более 700 м, а местами они достигают 1200—1600 м. Протяженность всей островной гряды 1800 км; ширина ее 200 км. Западный склон круто спускается к глубоководным желобам. Восточный склон пологий и на нем имеются многочисленные подводные горы.

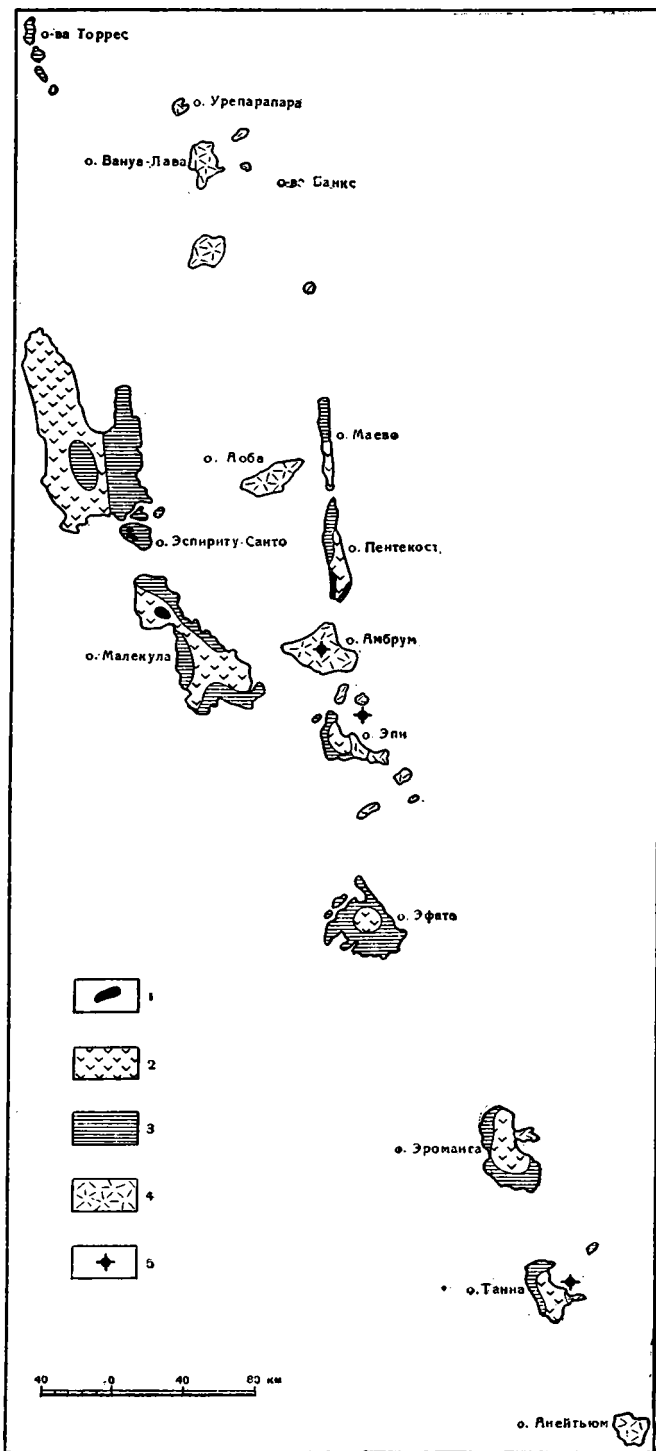
В средней, собственно Новогебридской своей части, островная гряда расщепляется на две гирлянды, сходно с тем, как это наблюдается в Соломоновых островах. Эти гирлянды разделены двумя глубокими депрессиями (свыше 3000 м), одна из которых лежит севернее о-ва Аоба, а другая — южнее его.

Приводимые ниже геологические сведения даются в основном по работам Рида (Reed, 1949), Обера де ля Рю (Aubert de la Rüe, 1937; 1956), Маусона (Mawson, 1905) и Геза (Géze, 1963). Наиболее полно геологический разрез представлен на Новогебридских островах (фиг. 8). Обер де ля Рю указывает, что в основании здесь лежат породы «цоколя» неустановленного возраста, в составе которых преобладают ультраосновные породы, но присутствуют, кроме того, габбро (в том числе милонитизированные), кварцевые диориты, аплиты, долериты, андезитовые порфиры, а также полевошпатовые амфиболиты и кварцевые жилы (остров Пентекост).

Вышележащие комплексы наиболее широко развиты на островах западной гирлянды — Малекуле и Эспириту-Санто. Древнейший из них, перекрытый известняками нижнего миоцена, образован туфами, вулканическими брекчиями и лавами андезитового состава, среди которых иногда встречаются дациты, а по Гезу также и тела гранодиоритов. Возраст этой толщи датируется домиоценовым. Далее на этих островах известны складчатые и разбитые разломами морские известняки, частично с туфовым материалом, которые на о-ве Эспириту-Санто имеют мощность 330 м (Mawson, 1905). Верхние их горизонты Обером де ля Рю относятся к верхнему миоцену. Выше выделяется плиоценовая вулканическая серия, образовавшаяся в подводных условиях и состоящая из больших масс андезитовых туфов и туфобрекчий, среди которых присутствуют лавы андезитов, дацитов и базальтов. Над ними залегает верхнеплиоценовая складчатая толща песчанистых аргиллитов, отложившаяся в прибрежно-морских условиях. Плейстоценовые образования развиты в пределах восточной гирлянды островов и представлены лавами и отчасти туфами андезитового, дацитового и базальтового составов. В настоящее время на островах восточной гирлянды насчитывается три потухших вулкана и четыре действующих, извергающих базальтовые лавы и их пирокласты (Fisher, 1957).

Зона молодого вулканизма протягивается от Новых Гебрид на север, на острова Санта-Крус, и на юг, на острова Матью и Хантер. Острова Санта-Крус, отвечающие северному окончанию описываемого поднятия, мелкие; на некоторых из них высоты достигают 600—900 м (о-в Ваникоро — 923 м), тогда как на других они не превышают 30—70 м. Относительно высокие острова в основном вулканические. Рид (Reed, 1949) указывает на оливин-базальтовый состав лав. Здесь отмечается один действующий вулкан. Помимо вулканических пород, на островах развиты коралловые рифы четвертичного возраста и барьерные рифы, из которых многие являются атоллами.

Остров Матью (200 м абс. в.) представляет собой типичный стратовулкан, извергающий базальтовые лавы. Остров Хантер (297 м абс. в.), также имеет вид стратовулкана; на нем действуют фумаролы. В пределах той же вулканической зоны проявляется и подводный вулканизм, обуславливающий иногда появление новых островов.

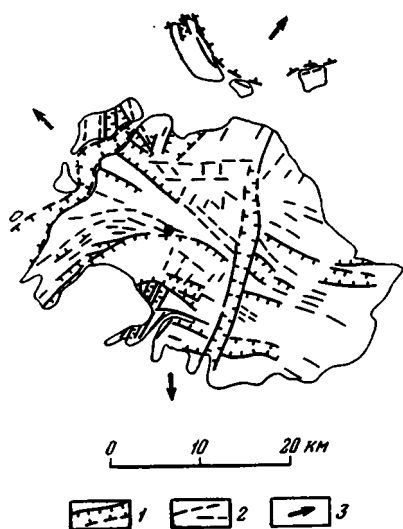


Фиг. 8. Геологическая карта Новогейбридских островов по Оберу де ля Рю (Aubert de la Rüe, 1956)

1 — выходы кристаллического цоколя; 2 — третичные вулканические породы; 3 — третичные и четвертичные прибрежные известняки; 4 — четвертичные и современные вулканические породы; 5 — действующие вулканы

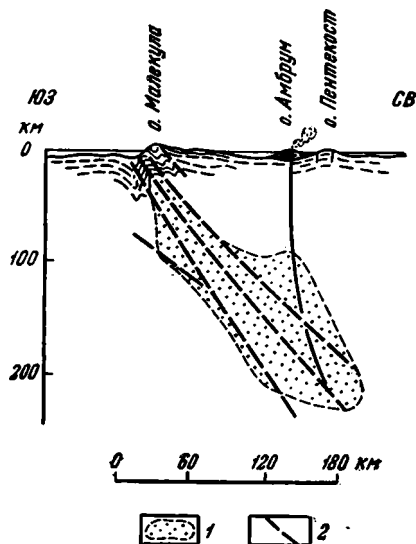
Для локализации молодых вулканов в Новых Гебридах характерно их развитие в пределах восточной гирлянды, но не западной, сопредельной с глубоководными желобами. Наоборот, коралло-рифовые известняки широко распространены лишь в пределах западной гирлянды. Некоторые острова сложены только ими.

В рифовых известняках выделяется несколько террасовых уровней. На о-ве Эфате эти образования поднимаются до высоты 500 м (Reed, 1949), на о-ве Урепарапара — до 370 м (Махачек, 1961). Современные береговые рифы развиты слабо. На высокую степень тектонической подвижности в новейшее время, помимо гипсометрического



Фиг. 9. Тектонические линии на о-ве Эфате (Новые Гебриды). По Гезу (Gèze, 1963)

1 — сбросы; 2 — трещины; 3 — направления периферического опускания



Фиг. 10. Глубинный разрез через Новогебридский архипелаг. По Гезу (Gèze, 1963)

1 — сейсмическая зона; 2 — разломы

положения рифов и террас, указывает также густая сеть молодых разломов (фиг. 9), описанных Гезом (Gèze, 1963). В рельефе эта сеть отражается резкими уступами, в том числе ограничивающими бухты и отдельные понижения — грабены. Иногда по этим разломам возникают небольшие вулканы, или они контролируют термальные источники и т. д. Возникновение современного морфологического плана Новых Гебрид Махачек связывает с движениями по разломам среднеплиоценового времени.

О сейсмичности района Новогебридских островов Гез сообщает следующее.

Поблизости от глубоководных желобов он отмечает полосу многочисленных поверхностных подземных толчков. Под островами проходит полоса замлетрясений, очаги которых располагаются на глубине от 100 до 200 км. Таким образом, намечается наклон сейсмической зоны в восточном направлении, т. е. в сторону ложа Тихого океана, а не материка, как это наблюдается, например, на северо-востоке Азии (фиг. 10). Это Гез подтверждает также тем, что еще более глубокие эпицентры (300 и иногда 600 км) приурочены к району Северофиджийской котловины, т. е. лежат еще восточнее. Общий наклон сейсмической зоны под океан составляет при этом 60°.

Уже упоминалось, что островная гряда сопровождается двумя глубоководными желобами. Оба они расположены с ее внутренней стороны, т. е. со стороны, обращенной к материку. На севере — это желоб Санта-Крус, а на юге — Новогейбридский. В районе наиболее значительных по размерам островов Новых Гебрид (Эспириту-Санто и Малекула) лежит поднятый участок, разделяющий эти желоба. Более крупным из них является Новогейбридский желоб, протягивающийся на 1200 км. Ширина его по изобате 4500 м, около 80 км. Желоб обладает крутыми склонами и асимметричным строением (более крутым является склон, обращенный к островам). Дно его узкое: 3—4 км и плоское (Удинцев, 1962). Максимальная глубина 7570 м. Однако по простиранию желоб не однороден; он распадается на отдельные звенья. Желоб Санта-Крус вдвое меньше. В сбое южном сечении он резко сужается. Максимальная глубина желоба 6985 м.

С восточной стороны островной гряды глубоководных желобов нет. Таким образом, если отмечать самую своеобразную особенность структурного плана описанной линейной системы, то она, как и в случае района Соломоновых островов, состоит в том, что глубоководные желоба располагаются в ней по внутренней периферии островной гряды.

Впадина Кораллового моря. Тектонические границы описываемой структуры определяются контурами подводных продолжений: Новогвинейской и Новокаледонской складчатых зон и краем глубоководных желобов, разделяющих впадину и островные гряды Новой Британии, Соломонову и Новогейбридскую. Таким образом, эта структура охватывает площади Кораллового и Соломонова морей. Впадина вытянута в северо-западном направлении на расстояние около 2000 км; ширина ее до 750 км. Тектонически впадина неоднородна. В ней выделяется по крайней мере три крупных и, в свою очередь, сложно построенных котловины, разделенных поднятиями различной формы и величины. Глубины во впадине варьируют в основном в пределах 4500—2000 м. Наибольшая глубина 5235 м указана в южной части котловины Соломонова моря.

Данная котловина занимает северную часть впадины. Ее размеры примерно 900 км на 400 км. Сравнительно пологая поперечная в основном подводная гряда Муруа делит котловину на две части: северо-западную и юго-восточную. По морфологии, глубинам и соотношению с прилежащими структурными элементами обе эти депрессии очень сходны с соответствующими структурными образованиями межостровных морей Индонезии. Приподнятость относительно примыкающих к этим депрессиям глубоководных желобов придает им облик жестких блоков. Дно депрессий обладает сильно расчлененным рельефом: на нем разбросаны отдельные подводные горы, имеются уступы и узкие ложбины.

Котловина Соломонова моря от котловин Кораллового моря отделена резко выраженным поднятием, лежащим на юго-восточном продолжении Новой Гвинеи. Это поднятие, в плане изгибающееся, в основном подводное, но местами на нем имеются островные группы. На северо-западе поднятия лежит архипелаг Луизиада, окруженный барьерными рифами. Вкратце он описан Махачеком (1961), который отмечает, что склоны о-ва Мелима (1040 м абс. в.), входящего в этот архипелаг, образуют целую систему террас из поднятых на разную высоту рифов (стр. 297). Цоколь же архипелага состоит из толщи дислоцированных сланцев, продолжающих соответствующие образования Новой Гвинеи.

На юго-востоке поднятия лежат коралловые острова Беллона и Реннелл, которые, по данным Гровера (Grover, 1960), продолжают расти в настоящее время (террасы). Характерно, что рифовые известняки

имеют здесь наклоны, указывающие на развитие антиклинальной структуры.

К юго-западу от упомянутого поднятия лежит Западная котловина Кораллового моря. Она имеет субширотное простирание и размеры приблизительно 1300 км на 500—700 км. Г. Б. Удинцев (1960б) отмечает, что котловина имеет довольно выровненное дно, лежащее на глубине более 3000 м, и пологие склоны. Лишь местами на дне имеются горы с относительным превышением до 500 м. Северо-восточный район котловины несколько приподнят.

Тектоническое положение котловины, доходящей до Большого Барьерного рифа Австралии, указывает на то, что она «отброшена» в сторону материка от островных гряд и глубоководных желобов, сходно с тем, как это имеет место, например, в случае Японской и Южно-Китайской котловин. Подводное широкое поднятие с глубинами более 2000 м, вытянутое в северо-восточном направлении, разделяет эту котловину и Восточную котловину Кораллового моря. Эта последняя простирается в субмеридиональном направлении примерно на 1250 км; ширина ее около 700 км. В плане котловина имеет форму клина. Структура дна Восточной котловины сложная. Глубоководные участки (свыше 4000 м) разделены в ней относительными подводными поднятиями, имеющими в плане неправильно-округлые очертания. На дне возвышаются многочисленные подводные горы высотой много сотен метров и небольшие гряды.

Подытоживая, можно сказать, что впадина Кораллового моря обладает структурой, имеющей вид сложной мозаики. Если ее рассматривать в целом, то видно, что часть впадины, сопредельная с глубоководными желобами, отличается значительно большей структурной расчлененностью, чем другая ее часть, примыкающая к приматериковой области. Это позволяет устанавливать связи в происхождении структур впадины с развитием островных гряд и глубоководных желобов.

\* \* \*

Суммируем вкратце основные особенности строения Новогвинейско-Новогебридской тектонической системы. В ней прежде всего различаются две группы тектонических структур. К первой из них принадлежат структуры Новогвинейской и Новокаледонской складчатых зон.

Обе эти зоны обладают линейным тектоническим планом с чередованием крупнейших антиклинорных и синклинорных форм, простирающихся на сотни и тысячи км. И та и другая зоны лежат в периферической (тыловой) полосе Новогвинейско-Новогебридской тектонической системы, контактируя с поясом палеозойской складчатости, окружающим Австралийскую платформу. Для обеих зон характерен чрезвычайно мощный кайнозойский геосинклинальный процесс, выразившийся в формировании глубочайших геосинклинальных прогибов и в высокой степени интенсивном магматизме. Время образования геосинклинальных толщ в пределах этих зон, однако, разное. В Новогвинейской зоне оно продолжалось до конца неогена, и в этом отношении эта зона сходна со многими районами кайнозойского тектонического пояса Азии. В Новокаледонской зоне образование геосинклинальных формаций закончилось до неогена. Этот факт, наряду с особым характером сочленения данной зоны с сопредельными палеозойскими структурами (полоса глубинных разломов), позволяет предположить различный тип строения прилежащих районов палеозойской стабилизации, в первом случае, по-видимому, не столь консолидированном, как во втором. Обе зоны были ареной проявления новейших, позднекайнозойских движений большой интенсивности. Эти последние связывают их со структур-

ным развитием внешней (удаленной от материка) части Новогвинейско-Новогебридской тектонической системы.

Ко второй группе структур именно и принадлежат тектонические элементы этой внешней части, выступающие в виде островных гряд, либо находящиеся на морском дне.

Общей особенностью пространства, занятого этими структурами, является большая контрастность тектонического рельефа.

Островные гряды, протягивающиеся на большие расстояния, соответствуют узким и длинным поднятиям, либо прямолинейным, либо искривленным в плане и в свою очередь резко расчлененным. Посредине поднятия Соломоновых островов и Новогебридского протягиваются узкие и глубокие продольные рифтовые впадины, разделяющие их на параллельные островные гирлянды, сходящиеся на концах. К этим поднятиям приурочены надводные и подводные действующие и потухшие вулканы. Геоморфологические и геологические данные указывают на большую интенсивность здесь молодых и современных движений. Поднятия представляют собой узкие сейсмические зоны. Все названные признаки сближают данные структурные элементы с островными грядами других районов Тихоокеанского кольца. Торцовые или угловатые сочленения отдельных поднятий между собой позволяют говорить о том, что их общий структурный план определяют крупные разломы. Из всего этого следует, что в данном случае мы имеем дело с активно развивающимися современными геосинклинальными зонами. Сопутствующие им глубоководные желоба, как и в Азии, представляют естественно геосинклинальные рвы.

Основной особенностью желобов Новобританского, Бугенвилль, Сан-Кристобаль, Санта-Крус и Новогебридского является то, что они расположены с внутренней (обращенной к матерiku) стороны островных гряд, а не с внешней, как это имеет место в типичных случаях в Азии. В то же время Новогвинейский и Западномеланезийский желоба расположены соответственно общей закономерности. Существенных различий в строении тех и других усмотреть нельзя, поэтому остается только сделать заключение о чрезвычайной сложности течения геосинклинального процесса в зонах, разделяющих материк и океан. Наиболее вероятно, что в этом процессе особо важную роль играет предистория того или иного участка земной коры, которая может предопределить положение сети основных разломов.

Всю площадь впадины Кораллового моря необходимо также отнести к структурным образованиям геосинклинального типа. Соотношение ее со складчатыми зонами Новой Гвинеи и Новой Каледонии показывает, что это молодое явно наложенное образование. Одни участки в ее основании погрузились весьма глубоко, тогда как другие — относительно немного. Отсюда мозаичная структура впадины. В геосинклинальной природе этой структуры убеждает контрастность тектонических движений и их скорость, сложный рельеф дна в полосе, примыкающей к геосинклинальным желобам, тесный структурный парагенез с желобами и островными грядами и, наконец, отсутствие признаков, свойственных развитию платформенных или орогенных структур. В то же время подчеркнем, что это не есть простая троговая геосинклинальная форма, а очень сложная структура недоразвитого глыбово-складчатого характера.

### ФИДЖИЙСКАЯ БЛОКОВАЯ СИСТЕМА

Фиджийская блоковая система, расположенная восточнее и южнее Новогебридской гряды, простирается в меридиональном направлении на 3000 км. В плане она имеет форму клина, обращенного острием

к югу. На севере ширина системы достигает почти 2000 км. Тектонически Фиджийская система делится на две крупных области: Северофиджийскую блоковую зону и область Южнофиджийской впадины. Их разделяет узкое подводное грядовое поднятие Хантер.

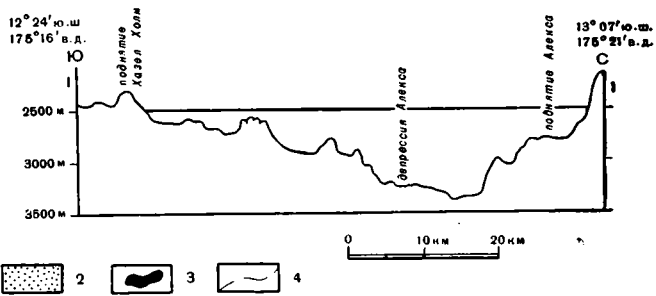
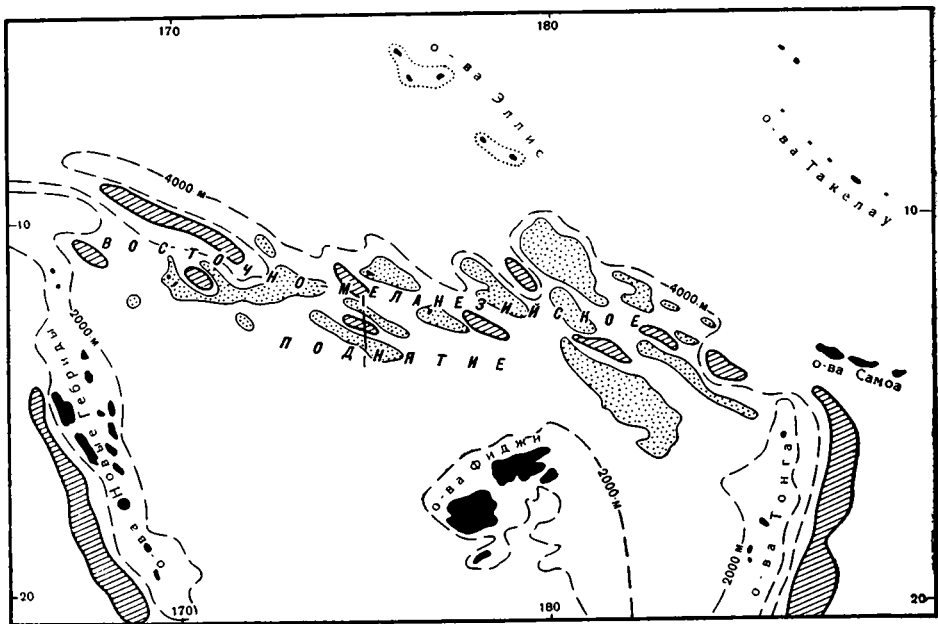
### Северофиджийская блоковая зона

В описываемой зоне выделяются три структурно-морфологических района: Восточномеланезийское подводное поднятие, с сопровождающим его глубоководным желобом Витязь, Фиджийский массив и Северофиджийская впадина. Очертания блоковой зоны в плане отвечают, примерно, форме равностороннего треугольника, с длиной стороны около 1800 км.

Восточномеланезийское подводное поднятие и желоб Витязя. Рассматриваемое поднятие простирается от района островов Санта-Крус в район северного окончания желоба Тонга, занимая северную часть блоковой системы. Это очень крупный, широкий (до нескольких сотен км) структурный элемент, характеризующийся большой расчлененностью рельефа, но пологими склонами (исключая участок стыка с желобом Витязя). По данным Фэйрбриджа (Fairbridge, Stewart, 1960; Fairbridge, 1961), Восточномеланезийское поднятие состоит из двух кулисно расположенных подводных хребтов: западного и восточного, простирающихся соответственно в запад-северо-западном и северо-западном направлениях (фиг. 11). Каждый из них, в свою очередь, состоит из кулис больших плосковершинных гряд или кряжей, разделенных узкими глубокими рвами. Длина гряд и кряжей порядка 100—600 км, а ширина — 10—50 км. Они лежат на разных глубинах, во многих случаях подходя близко к поверхности моря, а иногда выступая на островах. Разделяющие их понижения достигают глубин 2700—4000 м. Последние представляют собой вытянутые крутостенные формы.

Указанные морфологические особенности свидетельствуют об определяющей роли разломов в строении поднятия, о сложной блоковой его структуре (горсты и грабены по Фэйрбриджу). Острова в пределах поднятия немногочисленны и невысоки. В западной его части находятся острова Дафф, Ануда, Тикопия и другие; в центральном районе — о-в Ротума; на востоке лежат острова Увеа, Хорн, Ниуафоу и др. Острова в основном вулканического происхождения. На о-ве Ротума (Reed, 1949) развиты оливино-базальтовые лавы, туфы и перекрывающие их фрагменты коралло-рифовых известняков. Такие же породы распространены на о-ве Увеа (Stearns, 1945), где имеется около двух десятков вулканических конусов. Остров Хорн сложен оливино-базальтовыми лавами. Остров Ниуафоу представляет собой действующий вулкан (фиг. 12). На подводных грядах развиты многочисленные банки, склоны которых террасированы; характерно также развитие на них карста. Описываемое поднятие практически асейсмично (Gutenberg, Richter, 1945; Fairbridge, Stewart, 1960).

Глубоководный желоб Витязя отделяет Восточномеланезийское поднятие от ложа океана. По данным Г. Б. Удинцева (1962), длина желоба 1000 км. В поперечном сечении он имеет V-образную форму с крутизной склонов до 18°. Дно плоское; ширина его 6—7 км. Склоны террасированы. Поперечной перемычкой, лежащей на глубине 4000 м, желоб делится на две части: западную с глубиной 5600 м и восточную более узкую и более протяженную с максимальной глубиной 6150 м. Об описанном районе в целом можно сказать, что он представляет собой недоразвитую тектоническую пару типа гряды и желоба, находящуюся в стадии обособления от структур океанического ложа.



Фиг. 11. Схема расположения депрессий и подводных выступов в Восточномеланезийском поднятии. По Фэйбриджу (Fairbridge, 1961)

1 — депрессия и глубоководные желоба; 2 — подводные выступы; 3 — острова; 4 — изобаты.

Внизу дан профиль через депрессию Алекса и смежные выступы.

I—I — линия профиля по схеме

**Фиджийский массив.** Данный массив расположен в восточной части блоковой зоны и занимает район одноименного архипелага. В плане он имеет угловатые очертания. Размеры массива примерно 420 на 300 км. Более половины площади массива находится ниже уровня моря и лежит на глубинах до 500 м. Впадина, занятая морем Коро, отделяет массив от островной гряды Лау. Наиболее крупными участками суши являются острова Вити-Леву и Вануа-Леву.

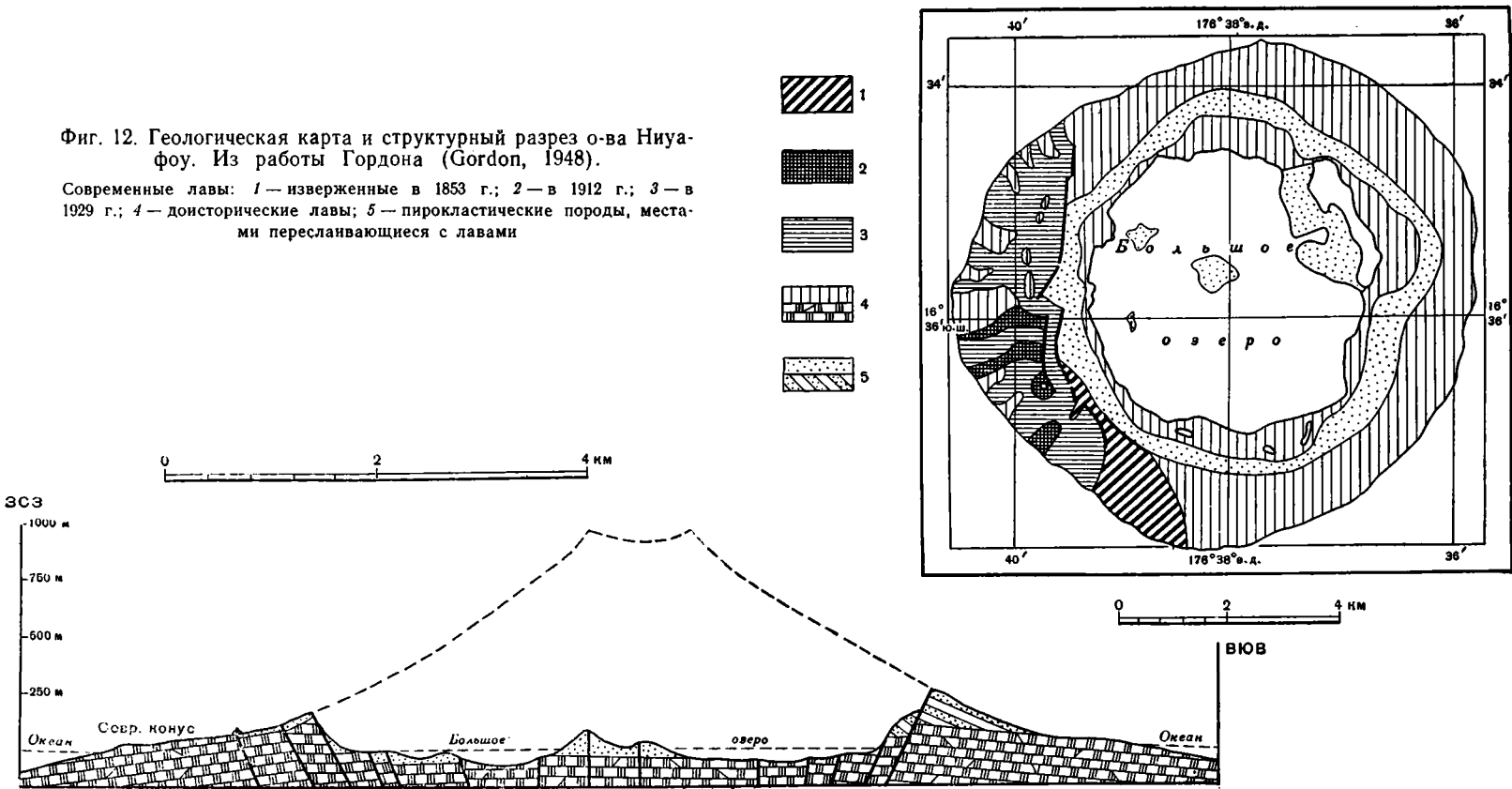
Остров Вити-Леву имеет значительные размеры: 170 на 120 км, и возвышается в виде глыбового нагорья. В центральной части острова обособляются плато с высотами 600—900 м, иногда сильно расчлененные ущельями, а иногда выровненные. На севере находится горный кряж высотой 1300 м, протягивающийся в меридиональном направлении. На нем имеются острые пики, представляющие конусы плейстоценовых вулканов. Прибрежные пространства представляют собой террасированные аллювиальные равнины.

К наиболее древним образованиям острова, по новейшим данным, относятся базальты и андезиты спилитового типа, чередующиеся



Фиг. 12. Геологическая карта и структурный разрез о-ва Ниуа-фоу. Из работы Гордона (Gordon, 1948).

Современные лавы: 1 — изверженные в 1853 г.; 2 — в 1912 г.; 3 — в 1929 г.; 4 — доисторические лавы; 5 — пирокластические породы, местами пересланяющиеся с лавами



с туфами и сланцами с линзами известняков (и ими фациально замещающиеся) эоцен-нижеолигоценового возраста (толща Вайнимала). Эти образования прорваны интрузиями гранитоидов (Тхоло), в обширных контактовых ореолах которых развиты метаморфизованные породы, в том числе кристаллические сланцы и гнейсы. Абсолютный возраст гранитоидов (кали — аргонный метод) 33 млн лет (Mc Dougall, 1963), что отвечает нижнему — среднему олигоцену.

Стратиграфический разрез более молодых образований, с несогласием перекрывающих подстилающие породы, мы даем по схеме, принятой в книге «Острова Фиджи» (Derrick, 1957).

В нижней его части выделяется эффузивный комплекс, состоящий преимущественно из андезитов, включающих прослойки туфов и осадочных пород, и кроме того, базальтов, долеритов, андезито-базальтов, а по Лэдду (1934) еще и риолитов и дацитов. Возраст этого комплекса считается нижнемиоценовым. Выше выделяется среднемиоценовая осадочная толща (конгломераты, песчаники, мергели), сменяющаяся верхнемиоценовыми метаморфизованными коралловыми известняками, местами перекристаллизованными в мраморы. Далее снова происходило формирование вулканогенной серии, отвечающей в основном плиоцену и представленной лавами, агломератами и туфами андезитового состава. Среди плейстоценовых образований выделяются пологозалегающие толщи мергелей и фораминиферовых известняков, а также вулканические породы основного состава (оливиновых базальтов, диабазов и т. п.). Остров окружен рифами.

Ранее Лэдд (Ladd, 1934) считал, что породы, датированные здесь как плиоценовые и плейстоценовые, принадлежат верхам миоцена. Как будто и теперь, поскольку можно судить по сравнительно недавно составленной геологической карте о-ва Вити-Леву, показанной авторам Г. Б. Удинцевым, фиджийские геологи придерживаются того же мнения.

Второй по величине остров массива Фиджи, Вануа-Леву, также гористый. Вдоль осевого хребта здесь известны выходы габбро и норитов, являющихся, возможно, возрастными аналогами серии Тхоло о-ва Вити-Леву. В основном остров сложен лавами и туфо-агломератами андезитового и риолитового составов (Reed, 1949). Они перекрываются морскими андезитовыми туфами и агломератами. Эти породы залегают практически горизонтально, но подняты внутри острова местами до высоты 900 м. Затем на западе острова произошло излияние базальтов. Местами в районе Вануа-Леву хорошо сохранились вулканические конусы недавнего происхождения. Здесь распространены горячие источники. В формировании и этого острова большую роль играли разломы.

В западном районе массива Фиджи имеются острова Ясава, вытянутые в северо-восточном направлении на 100 км. Это либо низкие, плоские острова, сложенные коралло-рифовыми известняками, либо высокие обрывистые, сложенные в основном чередующимися прослоями агломератов, базальтовых и андезитовых лав (Fóye, 1918).

Из приведенной характеристики отчетливо выступает блоковая природа массива Фиджи. Большой интерес представляет распространение на о-ве Вити-Леву нижнемиоценовых гранитоидных пород, поскольку они далеко выдвинуты в сторону океана и окружены глубоководными впадинами.

Северофиджийская впадина. Она заключена между Восточномеланезийским и Новогейбридским поднятиями, а с юга ограничивается грядой Хантер и массивом Фиджи. В плане это крупный треугольный блок, несколько вытянутый в северо-западном направлении. По простиранию впадина протягивается на 1000—1200 км. Северо-за-

падная ее часть более погруженная, глубина в ней свыше 3500 м. В юго-восточной части глубины меньше. Дно впадины характеризуется расчлененным преимущественно грядовым рельефом, при этом в юго-восточной ее части формы рельефа имеют северо-восточное простирание, а в северо-западной — юго-восточное. Локально распространены высокие подводные горы. Г. Б. Удинцев (1960а) уже отмечал, что этой впадине свойственно распространение форм «глыбового тектонического дробления» и форм вулканического происхождения. К этим последним и принадлежат подводные горы.

Итак, главная особенность Северофиджийской зоны состоит в том, что она обладает ясно выраженным блоковым строением. Наряду с очень крупными блоковыми формами, каковыми являются все три составляющих ее структурно-морфологических района или отдельные части их (например, северная часть Северофиджийской впадины), здесь распространены блоки все более и более убывающих порядков, вплоть до очень мелких. Форма блоков при этом разная: местами это клиновидные и изометричные образования, в других случаях — близкие к линейным.

### Южнофиджийская впадина

Выше упоминалось, что Южнофиджийская впадина отделена от Северофиджийской перемычкой в виде подводной гряды Хантер. Эта гряда простирается от о-ва Хантер до островов Фиджи и имеет слабо выгнутую на юго-восток дугообразную форму. Рельеф ее расчлененный, сложный. В длину гряда достигает 800 км; поперечное сечение узкое. На ней имеются отдельные подводные вулканические горы. Можно считать, что гряда отвечает большой зоне разломов, по которой сопрягаются два крупных и разнo построенных блока земной коры: Северофиджийский и Южнофиджийский. Этот последний и занимает Южнофиджийская впадина.

Упомянутая впадина располагается во внутренней части Новогвинейско-Новозеландского сектора. Со всех сторон она окаймлена поднятиями. В плане впадина имеет клиновидную форму, вытянутую на юг в сторону Новой Зеландии. В этом направлении она протягивается примерно на 1700 км. В наиболее широкой северной части поперечные размеры ее достигают 1000 км. Дно впадины расчленено сравнительно слабо; лишь в отдельных участках отмечаются подводные горы или их группы. Лежит оно на глубинах 4000—5000 м. Таким образом, этот блок земной коры резко отличается от Северофиджийского своей монолитностью.

\* \* \*

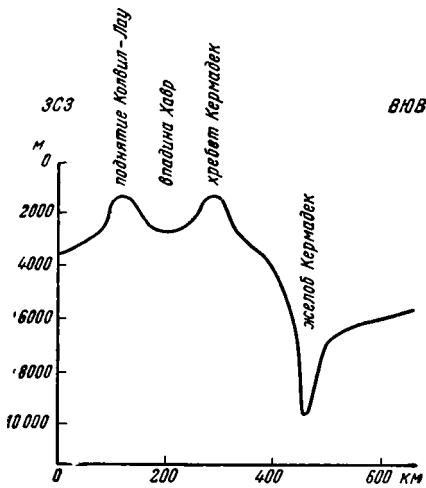
Если рассматривать Фиджийский район в целом, то он представляется в виде единой очень крупной блоковой системы, простирающейся от краевого желоба Витязя, глубоко внутрь кайнозойского тектонического сектора. Как с западной, так и с восточной сторон он окаймляется линейными структурными образованиями очень большой протяженности, подобно тому, как это наблюдается вокруг срединных массивов в складчатых областях. Этот факт дополнительно подчеркивает структурное единство Фиджийской блоковой системы. Наконец, о том же свидетельствуют и примерно однородные ее свойства в отношении сейсмичности. Сейсмические зоны обходят Фиджийскую систему (Gutenberg, Richter, 1945).

Северная половина системы характеризуется особенно сложным блоковым строением; степень раздробленности земной коры здесь весьма высока, при этом тектонический рельеф достигает большой

контрастности. Структурный анализ говорит о том, что такие особенности строения объясняются большой энергией геосинклинального процесса в сопредельных линейных тектонических зонах. Более того, сама Фиджийская блоковая система является ареной современного геосинклинального процесса. На это указывает прежде всего распространение здесь глубоких рвов и в особенности глубоководных впадин, сопредельных с островными грядами. Данные о геологии массива Фиджи свидетельствуют о вторичном образовании этих впадин и о молодом их возрасте. Однако, если даже придерживаться того взгляда, что эти впадины представляют собой структуры, остаточные от океанического ложа, то и в этом случае в современном тектоническом плане их можно рассматривать лишь как впадины геосинклинального характера, поскольку они лежат в области современной геосинклинали.

### ГЕОСИНКЛИНАЛЬНАЯ СИСТЕМА ТОНГА-КЕРМАДЕК

Описываемая геосинклинальная система занимает крайнее восточное положение в Новогвинейско-Новозеландском секторе. Она протягивается от района островов Самоа в район Новой Зеландии на громадное расстояние — до 3000 км.



Фиг. 13. Поперечный разрез через геосинклинальную систему Тонга-Кермадек в ее средней части (район 29° ю. ш.). По Броди и Хатертону (Brodie, Natherton, 1958)

С запада система примыкает к Фиджийской блоковой системе; к востоку от нее простирается ложе Тихого океана. Ширина системы на севере около 700 км; на юге — 450 км. Она состоит из четырех крупнейших и резко выраженных линейных структур. С востока на запад это будут: глубоководный ров с желобами Кермадек и Тонга, подводный хребет с островами того же названия, продольный трог Хавр-Лау<sup>1</sup> и подводный хребет Колвил-Лау (фиг. 13).

Глубоководный ров Тонга-Кермадек. Этот ров занимает фронтальное положение в пределах описываемой геосинклинальной системы, подобно желобам Витязя, Западномеланезийскому и Новогвинейскому. Если в западной половине Тихоокеанского сегмента земной коры самой крупной подобной структурой является Алеутский желоб, то ров Тонга-Кермадек — второй по величине. Именно благодаря ему столь резко очерчивается восточная граница Новогвинейско-Новозеландского тектонического сектора. Ров отличается исключительной прямолинейностью. Принимая во внимание его размеры (3000 км), эту прямолинейность нужно рассматривать как особо характерную черту его морфологии. Другой особенностью является огромная глубина рва — свыше 7 км. В районе 26° ю. ш. узкой поперечной перемычкой, лежащей на глубинах около 6 км, ров разделяется на две части, северную и южную, получивших самостоятельные названия соответственно желоба Тонга и желоба Кермадек.

Желоб Тонга имеет длину около 1400 км, а ширину — 55 км (по изобате 7000 м). По простирацию в нем выделяются три впадины с глуби-

<sup>1</sup> Наименования Хавр и Лау заимствованы у Фэйрбриджа (Fairbridge, Stewart, 1960). ими обозначены впадины на юге и на севере трого.

нами более 9000 м, причем в южной из них глубина достигает 10882 м. Желоб имеет V-образный, но обычно асимметричный профиль. По данным Рэйтта, Фишера и Масона (1957), западный склон его крутой (10—15°), а восточный (обращенный к океану) более пологий (3—8°). С глубиной крутизна склонов увеличивается. Склоны желоба в некоторых местах осложнены подводными горами и уступами. На глубине 9000 м на склонах прослеживается уступ, ниже которого располагается узкое (3—7 км) ущелье с почти отвесными бортами и ровным дном. На севере и юге дно желоба расширяется.

Желоб Кермадек протягивается приблизительно на такое же расстояние, как и желоб Тонга. Ширина его по изобате 7000 м — 80 км (Brodie, Natherton, 1958). В нем также имеются три отдельных понижения, лежащих глубже 9000 м. В южном из них глубина достигает 10 047 м. В направлении к району Новой Зеландии желоб постепенно выклинивается (6000 м, 4000 м). По сравнению с желобом Тонга, желоб Кермадек в поперечном сечении ниже глубины 6000 м, имеет обратную асимметрию: крутой восточный склон и более пологий западный. По данным Броди и Хатертон (Brodie, Natherton, 1958), на глубине 6000 м восточный склон сливается с дном ложа океана, а на западном склоне на этом уровне имеется терраса шириной до 18 км. Ниже 6000 м склоны круто падают до глубины 7—7,5 км, где они осложнены локальными уступами. Далее желоб имеет почти отвесные склоны и сужается в среднем до 9 км.

Хотя желоба Тонга и Кермадек описываются в литературе отдельно, они безусловно принадлежат единому глубочайшему рву, однако имеющему несколько различное строение в его разных частях. По своему тектоническому положению (ров протягивается между островным хребтом и ложем океана) он аналогичен другим краевым желобам Меланезии и Азии, но отличается от них резко выраженной прямолинейностью и особенно значительной глубиной дна. Как и другие подобные образования, этот ров представляет собой структуру геосинклинального характера.

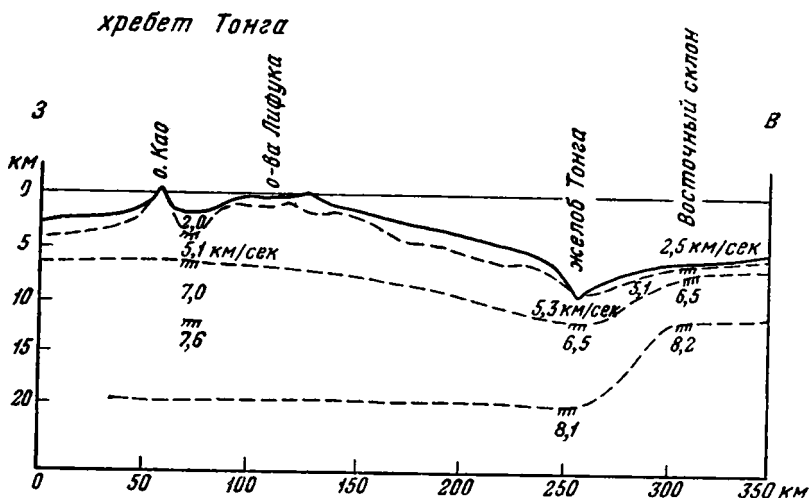
Островной хребет Тонга-Кермадек. С внутренней стороны описанного выше рва протягивается его тектонический антипод — огромный подводный хребет, в северной части которого выступают острова Тонга, а в южной — Кермадек. В средней части хребет разделен поперечной седловиной, лежащей на глубине около 2000 м. Он представляет собой резко выраженную линейную структуру, длина которой более чем в 15 раз превышает ширину. Западный склон хребта широкий и более пологий, чем восточный. В районе островов Тонга (Рэйтт и др., 1957) в своде хребта выделяются два параллельных гребня, разделенных узкой (25—35 км) продольной ложбиной с глубиной 1300—1700 м (фиг. 14).

Западный гребень имеет ширину всего 10—15 км; на нем и находятся острова Тонга. Это очень мелкие острова (0,5—4 км) с обрывистыми берегами. Общее число их около десятка. Максимальную высоту имеет о-в Као (1030 м); отметки других островов — несколько сотен метров. Все они вулканического происхождения; каждый из островов — обособленный вулкан. Для их морфологии характерна коническая форма. В большинстве это действующие вулканы взрывного характера, из которых извергаются обычно пирокластические породы авгит-андезитового состава (Thomson, 1926). Рифы в пределах западного гребня незначительны.

Восточный гребень (Lister, 1891; Рэйтт и др., 1957) ниже западного. Он представляет систему банок, разделенных проливами. Проливы узкие и довольно глубокие (до 500 м), с крутыми бортами. Поверхность банок уплощена; форма их изометричная. Банки несут на себе остро-

ва, из которых наиболее значительными являются острова Вавау (15 км), Тонгатабу (40 км) и Эуа (20 км). По высоте острова не превышают первых сотен метров. Берега островов сильно изрезаны, нередко скалисты.

Очень интересен геологический разрез о-ва Эуа, находящегося на крайнем юге гребня. По данным Рэйтта и других (1957) и Штилле (1964), в нижней части этого разреза залегают туфы и лавы андезитового, риолитового и дацитового состава нижнеэоценового или доэоценового возраста. Выше них лежат позднеэоценовые и, возможно, олигоценные глубоководные фораминиферовые известняки, перекрытые



Фиг. 14. Структурный разрез через хребет Тонга и желоб Тонга по сейсмическим и магнитным данным. По Рэйтту и др., 1957

туфами предположительно миоценового возраста. Далее здесь развиты плиоценовые рифовые известняки, иногда поднятые на высоту 165 м.

Доверхнеэоценовые породы (Штилле, 1964) сильно нарушены, смяты в складки и раздроблены. Верхнеэоценовые отложения почти не дислоцированы.

На других островах указываются лишь очень молодые, преимущественно коралло-рифовые известняки. В некоторых случаях среди них встречаются прослои вулканического пепла и песчанистые разности (Lister, 1891; Reed, 1949). На ряде островов прослеживаются террасовые уровни. На острове Эуа — два уровня: 100 и 150 м; в группе островов Вавау — четыре уровня: 30, 80, 120 и 170 м.

Другая половина хребта (кермадекская) имеет более простое строение. Вдоль основного гребня здесь прослеживается линейная цепочка вулканических островов и отдельных скал, чередующихся с рифовыми постройками. Острова очень небольшие; высоты их несколько сотен метров. Слагаются острова (Oliver, 1910; Reed 1949) андезитами, андезито-базальтами, базальтами, оливин-андезитовыми лавами, а также туфами андезитового состава, отложившимися иногда в подводных условиях. В ряде случаев острова представляют собой действующие вулканы.

С хребтом связаны эпицентры мелкофокусных землетрясений; в своем большинстве эпицентры тяготеют к району островов Тонга.

Охарактеризованная Тонга-Кермадекская кордильера несет все основные признаки краевых западнотихоокеанских островных гряд, но,

в отличие от многих из них, она характеризуется резко выраженной прямолинейной структурой к тому же очень крупных размеров. Таким образом, она представляет собой краевую геоантиклиналь современной геосинклинальной области. Геологическое строение о-ва Эуа позволяет проследить историю зоны (по крайней мере района архипелага Тонга) до эоцена. Характерно, что имеющиеся здесь верхнеэоценовые и миоценовые породы лежат почти горизонтально. Это не гармонирует с тектоническим положением и морфологией кордильеры в современном структурном плане и свидетельствует о новообразованной природе кордильеры.

**Трог Хавр-Лау.** Этот трог располагается между островными грядами Тонга-Кермадек и Колвил-Лау. От континентального склона севернее Новой Зеландии он протягивается к Восточномеланезийскому поднятью, с которым имеет торцовое сочленение. По сравнению с желобами, это значительно менее глубокая форма, в основном лежащая на глубинах более двух, но менее 3 тыс. м. Довольно обширным расчлененным поперечным поднятием, расположенным на западном продолжении поперечного поднятия в желобе Тонга-Кермадек, трог разделяется на южную и северную части. Первая из них называется впадиной Хавр, а вторая — впадиной Лау (Fairbridge, Stewart, 1960). Впадина Хавр имеет характерную форму простого трога. В длину она протягивается почти на 1400 км; ширина ее около 100 км. Наиболее глубокая часть впадины находится в ее южной половине; максимальная глубина здесь 3750 м. Впадина Лау является широкой депрессией с полого падающими склонами и довольно сложным рельефом дна. Длина ее около 1000 км; ширина на юге около 100 км, а на севере 350 км.

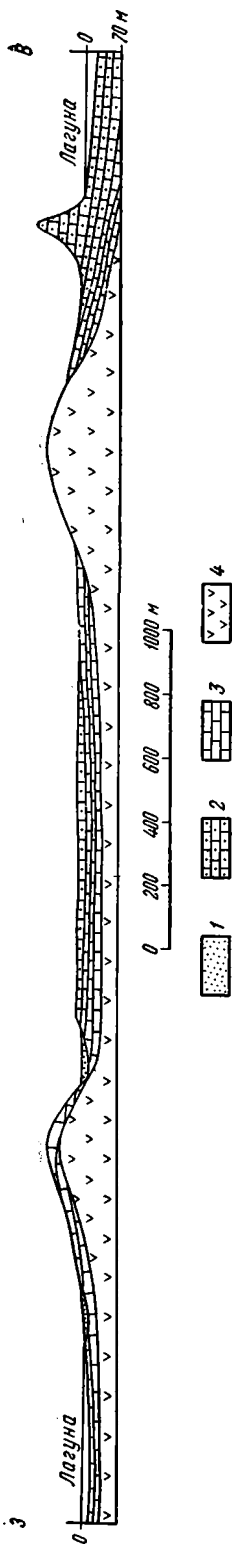
Сложность донного рельефа определяется распространением многочисленных подводных гор, а также локальных понижений. Г. Б. Удинцев (1960б) думает, что горы имеют вулканическое происхождение. Однако и во впадине Лау в целом ясно вырисовывается троговая форма депрессии.

Таким образом, к западу от кордильеры Тонга-Кермадек выявляется очень крупная троговая структура синклинорного типа, с днищем, лежащим на меньших глубинах, чем близко расположенные глубоководные котловины и желоба. Другое крыло этого трога образует склон сопредельного с запада островного хребта Колвил-Лау.

**Островной хребет Колвил-Лау.** Этот почти нацело подводный хребет протягивается на 2500 км. Лишь в северной части гребень хребта выступает из воды в виде небольших, но многочисленных (более сотни) островов группы Лау. Как и хребет Тонга-Кермадек, это очень узкий хребет. Рельеф его весьма расчлененный, горный. В северной половине хребта вершины гор лежат на более высоком батиметрическом уровне и встречаются в значительно большем количестве. Продольный профиль южной половины — менее изрезан и гребень здесь сравнительно глубоко погружен. Западный склон хребта граничит с Южнофиджийской глубоководной впадиной, а на севере — с Фиджийским массивом. Стык этот резкий и прямолинейный. От Фиджийского массива описываемый островной хребет отделен зоной разломов поперечного (северо-восточного) направления.

Острова Лау имеют округлую или вытянутую форму; размер их в среднем всего несколько км. Острова окружены коралловыми рифами. Высота островов 200—400 м; почти все они имеют несколько вогнутую форму (Ladd, Hoffmeister, 1945). Склоны островов обрывисты и террацированы.

Геологические сведения об этих островах нами взяты из работы Лэдда и Хоффмейстера и отчасти из книги Рида (Reed, 1949).



Фиг. 15. Геологический разрез через о-в Онеага (средняя часть архипелага Лау). По Лэдду и Хоффмейстеру (Ladd, Hoffmeister, 1945)  
 1 — озерные и прибрежные отложения. Породы миоцена: 2 — зернистые известняки; 3 — фораминиферовые известняки; 4 — вулканические породы

Наиболее древними образованиями являются широко развитые на островах нижнемиоценовые вулканические толщи (фиг. 15), сложенные в основном андезитовыми породами (агломераты, туфы и иногда потоки лав). Их перекрывают более молодые миоценовые толщи водорослевых и фораминиферовых известняков с прослоями рифовых разностей, мощность которых 200 м. Эти породы также имеют широкое распространение. Далее на ряде островов выделяются верхнемиоценовые потоки оливиновых базальтов, а также туфы и агломераты, выполняющие карстовые воронки и другие неровности в нижележащих известняках. Стратиграфически выше развиты известняки с гальками оливиновых базальтов и ракушечники, отвечающие самым верхам миоцена, но главным образом плиоцену. Постплиоценовые толщи представлены рифовыми известняками, а на некоторых островах вулканогенными породами.

Наиболее высокие морские террасы известны на о-ве Тавута: один уровень 60—70 м; другой — 150 м.

Для описанного хребта характерно распространение глубокофокусных землетресений. Эпицентры лежат на глубинах 400, 500, 600 км. Наиболее сейсмичным является район островов Лау (Gutenberg, Richter, 1945). Этот факт, а также отсутствие вулканов резко отличаются хребет Колвил-Лау от хребта Тонга-Кермадек. Хотя он и обладает исключительной линейностью и гористым рельефом, его следует противопоставить вулканическим кордильерам и в связи с этим рассматривать как геоантиклиналь иного типа.

\* \* \*

В итоге описания отдельных структурных единиц, образующих Тонга-Кермадекскую геосинклиналию систему, выясняется ее вполне закономерное общее строение. Во фронтальной части системы, обращенной к океану, протягивается тектоническая пара: желоб и островная гряда, с весьма активно протекающими позднекайнозойскими тектоническими процессами. В тыловой части системы простирается пара огромных структур со значительно меньшей контрастностью тектонического рельефа, отсутствием действующих вулканов и менее сейсмичная. Указанный порядок расположения структурных элементов здесь настолько отчетливо проявлен, что описанная геосинклиналию система может служить классическим примером структурных зон такого рода. Обе части системы весьма тесно между собой связаны, и их



нельзя рассматривать иначе как в составе единой современной геосинклинали. Тем самым на данном примере выясняются и принципиально общие черты строения этих последних.

## НОВОЗЕЛАНДСКАЯ ТЕКТОНИЧЕСКАЯ СИСТЕМА

Описываемая система занимает крайний юго-западный район Новогвинейско-Новозеландского тектонического сектора. На севере она под углом подходит к Новой Каледонии. С запада система ограничивается крупным валообразным подводным поднятием Лорд-Хау, которое, судя по особенностям его строения (Штилле, 1964; Reed, 1949) и строения Южного о-ва Новой Зеландии, принадлежит более древней структурной области — палеозойской. На востоке Новозеландская система сопрягается с Южнофиджийской впадиной, а на юго-востоке от дна океана ее отделяет линейная депрессия Хикуранги. Общее простираение системы, близкое к меридиональному. Длина ее около 3000 км; ширина до 900 км. Система включает Новозеландскую складчатую зону и структуры морского дна, занимающие ее основную площадь.

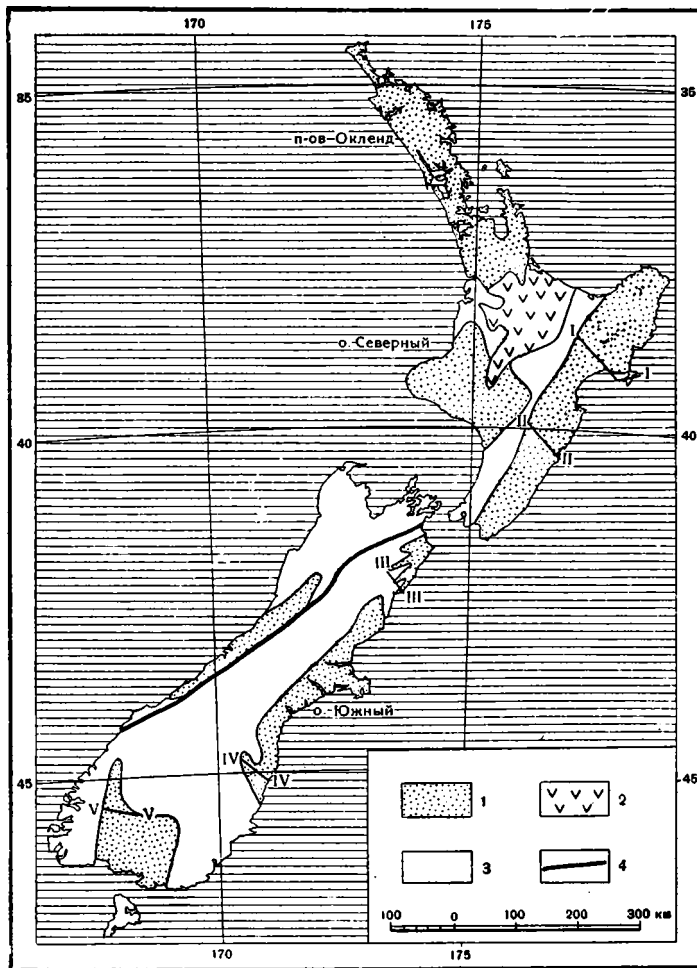
### Новозеландская складчатая зона

В последнее время в литературе по поводу тектонической природы Новой Зеландии высказано два различных мнения. Ю. М. Шейнманн (1963) писал о том, что Новая Зеландия принадлежит мезозоидам. Б. А. Петрушевский (1964), возражая ему, указывал, что она относится к кайнозойскому складчатому поясу. Мы подойдем к этому вопросу на основе конкретного рассмотрения тектонических структур кайнозойского возраста. Что касается более древних формаций и структур, то в статье В. С. Буртмана, помещенной в этом сборнике, приводится ряд основных сведений на этот счет.

Прежде всего следует констатировать, что тектонические структуры, сложенные кайнозойскими образованиями, существуют во всех районах Новой Зеландии (фиг. 16): восточном, западном, северном и южном (Вуд и др., 1963).

Одна из подобных зон занимает восточную часть Северного о-ва Новой Зеландии. Это крупная линейно вытянутая зона, непрерывно прослеживаемая на 500 км. Ширина ее, если считать до депрессии Хикуранги, почти 200 км. К югу от пролива Кука, на севере Южного о-ва имеются кайнозойские структуры, продолжающие эту зону, хотя и смещенные по поперечному разлому, проходящему в упомянутом проливе. С учетом их общая протяженность зоны составляет около 700 км. В целом описываемая зона представляет собой очень крупный синклинорий, имеющий простое мульдобразное строение на севере, сложно складчатое в средней части и узколопастное, расщепленное на юге (фиг. 17). Синклинорий выстилается меловыми и отчасти юрскими отложениями, выступающими в ядрах длинных и узких антиклинальных структур. Синклинальные формы заполнены третичными и плейстоценовыми формациями.

Наиболее полный и мощный разрез кайнозойских отложений, судя по имеющимся материалам и прежде всего по листам геологической карты Новой Зеландии м-ба 1 : 250 000 (Geological map of New Zealand), имеется в северном районе синклинория. Суммарная мощность их превышает здесь 10 000 м, причем около 65% ее приходится на отложения миоцена, 30% — плиоцена и 5% — палеогена. Эти последние сложены бентонитовыми аргиллитами и глауконитовыми песчанистыми известняками. Миоценовые толщи состоят главным образом из песчаников и алевролитов; кроме того, в них встречаются конгломераты, аргиллиты

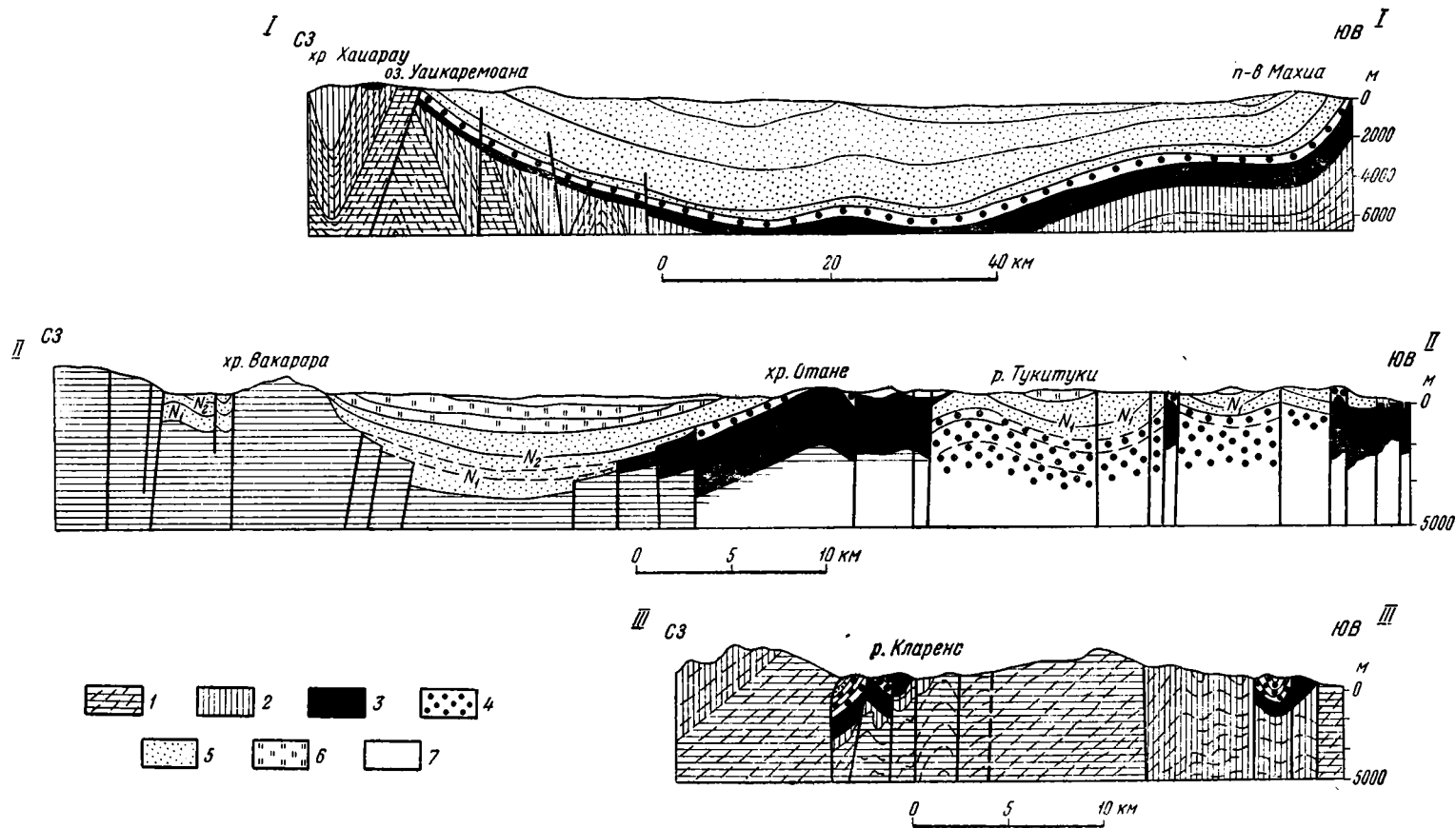


Фиг. 16. Районы распространения тектонических структур, сложенных кайнозойскими формациями в Новой Зеландии  
 I — районы развития тектонических структур, сложенных кайнозойскими формациями; 2 — область новейшего и современного вулканизма; 3 — докайнозойские формации; 4 — Альпийский разлом

и известняки. Породы плиоцена представлены песками, алевритами, известняками и пемзовыми туфами.

В среднем районе синклинория разрез третичных отложений имеет меньшую мощность, при этом на западном крыле из него выпадают нижние части. Зато большой мощности 1000—2300 м достигают здесь морские отложения нижнего плейстоцена, состоящие из песков и алевритов с тонкими прослоями известняков внизу и прослоями пемзы и гравия вверху. Характерно, что они деформированы вместе с подстилающими их третичными породами.

На юге в узких и длинных приразломных структурах обнажаются палеогеновые и отчасти миоценовые породы, достигающие мощности 1000 м. Структура синклинория в его средней и южной частях разбита многочисленными продольными разломами типа сбросов и взбросов, пронизывающих и морские толщи плейстоцена. Магматических образований кайнозойский комплекс не содержит.



Фиг. 17. Геологические профили через Восточный синклиорий Новой Зеландии. Линии профилей прочерчены на фиг. 16. Профиль I—I по Вуду и др. (1963). Профили II—II и III—III по листам 11 и 16 Геологической карты Новой Зеландии м-ба 1 : 250 000 (Geological map of New Zealand)

1 — юрские образования; 2 — нижнемеловые отложения; 3 — верхнемеловые отложения; 4 — палеогеновые отложения; 5 — неогеновые отложения; 6 — нижнеплейстоценовые отложения; 7 — современные образования

Примечание. Мощность кайнозойских отложений на профиле I—I по сравнению с данными геологической карты м-ба 1 : 250 000 на 30% уменьшена

Из приведенной краткой характеристики рассматриваемого района видно, что в кайнозое (особенно в позднекайнозойское время) он представлял собой исключительно сильно, хотя и неравномерно прогибающийся участок земной коры, в котором накапливались в основном терригенные осадки. При этом лишь в самое недавнее время море покинуло эту территорию и она превратилась в достаточно высоко поднятую складчатую страну. Все это вполне типичные признаки геосинклинальных кайнозойских прогибов, чрезвычайно широко распространенных в тыловых зонах Тихоокеанского кайнозойского тектонического кольца. К этому типу тектонических форм, безусловно, и принадлежит описанная зона.

Северным районом распространения кайнозойских структур является п-в Окленд. Судя по листам упомянутой выше геологической карты, мы имеем здесь дело не с линейными формами, а со структурами весьма неправильных очертаний, во многих случаях ограниченных или расчлененных разломами. Поднятые участки сложены меловыми и более древними толщами, а опущенные — палеоценовыми, эоценовыми, олигоценными, миоценовыми, плиоценовыми и четвертичными отложениями. Протяженность такой зоны около 550 км.

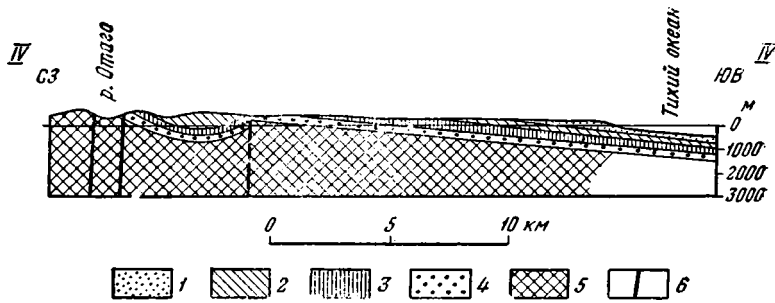
Состав пород здесь несколько иной, чем в предыдущем синклинии. Отложения палеоцена характеризуются распространением пестроцветных сланцев и глинистых известняков. В эоцене развиты глауконитовые песчаники, углистые песчаники с пластами угля и также пестроцветные сланцы и глинистые известняки (в нижней половине). Местами осадочные породы нижней половины палеогена замещаются породами базальтовой формации. Олигоценные отложения представлены глинистыми известняками, алевролитами, песчаниками, замещающимися местами в верхней части разреза андезитовыми лавами и агломератами. Породы миоцена состоят из песчанников и конгломератов, а отчасти представлены андезитовыми эффузивами. Более молодые толщи (плиоценовые и четвертичные) в основном сложены базальтами. Мощности пород и полнота разреза в пределах зоны изменчивы. В отдельных участках мощности сильно возрастают; в других они уменьшены. Породы палеогена и миоцена дислоцированы и падают под углами 5—10° (в виде исключения 45°). Наиболее молодые образования залегают субгоризонтально.

Приведенные данные указывают на вырождение в описанном районе кайнозойского геосинклинального процесса, но в то же время они выявляют значительную тектоническую динамичность в кайнозое этого участка земной коры.

Обширную структуру с мощным развитием молодых кайнозойских толщ представляет далее впадина Таранаки, расположенная на западе Северного острова. На суше видна лишь часть этой структуры, которая с северо-запада на юго-восток простирается на 200 км, а в поперечном направлении на 160 км.

По данным Вуда и других (1963), поверх мезозойских комплексов на значительной площади впадины залегают среднеолигоценные известняки и отчасти терригенные породы, которые перекрываются в центральной части Таранаки верхнеолигоценными «мощными геосинклинальными аргиллитами» (стр. 65), содержащими прослойки песчаников. В миоцене отложились «глубоководные аргиллиты с прослоями песчаников мощностью до нескольких тысяч футов» (стр. 68), а в плиоцене песчаники и алевриты. В южном районе впадины в верхах разреза залегают четвертичные морские образования, преимущественно терригенного состава. На крайнем западе в позднечетвертичное время формировался вулкан Эгмонт, сложенный андезитами. Судя по профилю, приложенному к цитированной книге, поверхность основания впадины

раздробленная и ступенчатая. Наиболее опущенной является крайняя западная ступень, где мощность кайнозоя по сейсмическим данным, превышает 6,5 км. В депрессии Уонгануи, заполненной породами плейстоцена, мощность в центральной части достигает 5 км, при этом нижние члены стратиграфического разреза здесь отсутствуют.



Фиг. 18. Геологический профиль через восточную часть Южного острова (IV—IV). По листу 23 Геологической карты Новой Зеландии м-ба 1 : 250 000 (Geological map of New Zealand)

Линия профиля прочерчена на фиг. 16.

1 — плиоцен; 2 — верхний миоцен и плиоцен; 3 — миоцен; 4 — палеоцен; 5 — палеозойские комплексы

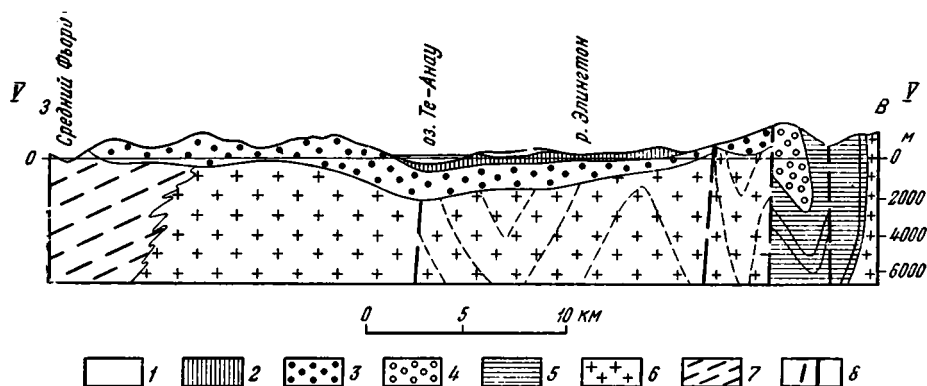
Из всего сказанного видно, что и этот район Новой Зеландии характеризуется большой интенсивностью кайнозойских тектонических движений, и таким образом можно сказать, что Северный остров вообще является областью мощного проявления кайнозойского структурообразования.

Обратимся далее к Южному острову. На востоке его (в северной части), снова можно видеть зону, сложенную кайнозойскими отложениями. Она занимает длинную и широкую прибрежную равнинную полосу, в пределах которой развиты породы палеогена, неогена и четвертичные. Это — образования прибрежно-морского типа, а также континентальные, с преимущественным развитием терригенных, в том числе грубообломочных пород. Суммарная мощность их немногим более 1 км. Залегают они в виде чехла, собранного в широкие и полого волнистые складки (фиг. 18). Лишь в предгорьях Южных Альп породы неогена складчатые. Вуд и другие (1963) ставят это в связь с поднятием Южных Альп, которое особенно интенсивно происходило в нижнем миоцене, верхнем миоцене и позднем плиоцене — начале четвертичного периода. На востоке этой зоны, на п-ве Банкс, есть два щитообразных вулкана, сложенных базальтами и андезитами. Имеются и другие проявления вулканизма позднекайнозойского времени.

Очень сходную картину геологического строения имеет и западная тоже весьма крупная зона распространения кайнозойских образований на Южном острове (провинции Уэстленд и Нельсон). Местами здесь отмечаются, однако, значительно большие мощности моласс (Pg<sub>2</sub>, Pg<sub>3</sub>, Q), а также выявляются несколько более интенсивные складки. Особенно резкие складки находятся вблизи Альпийского сдвига (Wellman, 1956).

Наконец, на юге Южного острова кайнозойские толщи слагают равнину Саутленд и окружающие ее холмы. По широкому распространению грубых моласс, порядку их мощности и характеру залегания (фиг. 19) эти образования близки к упомянутым выше. В палеогеновых отложениях (Wellman, 1956) здесь широко развиты угли и лигниты.

Таким образом, выясняется, что зоны распространения кайнозойских отложений Южного острова по геологическому строению отличаются от зон Северного острова. Геосинклинальных серий здесь как будто не наблюдается, но зато значительна роль молассовых образований. Хотя площади кайнозойского осадконакопления на Южном острове также велики, амплитуды погружений тут были меньшими. Форма



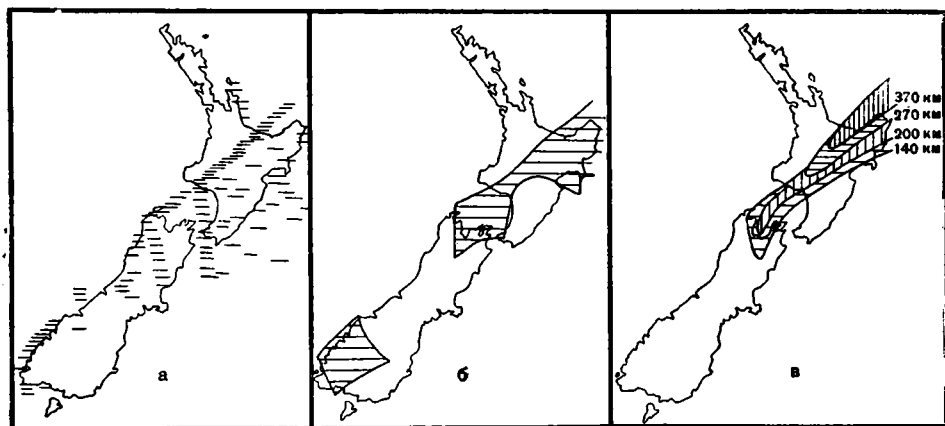
Фиг. 19. Геологический профиль в районе южной части Южного острова (V—V'). По листу 22 Геологической карты Новой Зеландии м-ба 1 : 250 000 (Geological map of New Zealand).

Линия профиля прочерчена на фиг. 16.

1 — современные отложения; 2 — олигоцен; 3 — верхний эоцен; 4 — триас; 5 — пермь; 6 — верхнепалеозойские интрузивные породы; 7 — палеозой

проявления кайнозойских тектонических движений здесь соответственно была иная, близкая орогенной, однако не тождественная ей. Образование кайнозойских структур в этой части Новой Зеландии нужно рассматривать в связи с кайнозойским тектоническим процессом в более северных районах страны.

В целом же для Новой Зеландии приходится констатировать высокую тектоническую динамичность в кайнозое, приведшую к формированию крупных более или менее сложно развивавшихся структурных зон (в том числе геосинклинальных прогибов), неоднократно вызы-



Фиг. 20. Ареалы эпицентров землетрясений в Новой Зеландии. По Эйби (Eiby, 1958)  
а — мелкофокусных; б — с очагами глубиной 30—70 км; в — с очагами глубже 100 км

вавшую эпохи вулканизма и придавшую структурному плану обеих ее островов новые черты. По мере движения с юго-запада на северо-восток признаки геосинклинальности возрастают. Страна и сейчас находится в тектонически активном состоянии, о чем свидетельствуют формирующиеся разломы (Веллман, 1957; Suggate, 1961; Lensen, 1958), действующие вулканы и сейсмические явления (фиг. 20) (Eiby, 1958).

Вот почему вся она входит в состав Тихоокеанского кайнозойского тектонического пояса.

### Структуры морского дна

В эту группу структур прежде всего входят все тектонические единицы морского дна, расположенные между Новой Зеландией и Новой Каледонией. Эти единицы следующие (с запада на восток): Новокаледонская впадина, хребет Норфолк, впадина Норфолк и, наконец, поднятие, простирающееся к северу от Новой Зеландии в пределы моря Фиджи. Кроме того, к этой группе принадлежит лежащая на продолжении желоба Кермадек депрессия Хикуранги.

Новокаледонская впадина. Эта структура, сопряженная с палеозойским поднятием Лорд-Хау, представляет собой крупную и просто построенную форму, имеющую длину свыше 2300 км, а ширину в средней части 250 км. На северном и южном окончаниях впадина сужается до 70 км. Ее считают (Удинцев, 1960б) грабеноподобной структурой, так как оба склона наклонены круто, а днище относительно выровненное. В основной своей части дно впадины находится на глубинах около 4000 м. Простирание морфологических элементов, как и впадины в целом (за исключением окончаний), субмеридиональное.

Подводный хребет Норфолк. Он протягивается по восточному борту Новокаледонской впадины на расстояние примерно 1700 км. Большая северная часть хребта представляет собой узкую гряду, в основном лежащую на глубинах более 1000 м. Поперечный профиль гряды асимметричный: западный склон ее крутой и выровненный, а восточный — более пологий и расчлененный. На гребне гряды находится о-в Норфолк, сложенный коралло-рифовыми известняками, поднятыми на 320 м над уровнем моря (Махачек, 1961). Южная часть хребта значительно более широкая, очертания рельефа дна здесь более мягкие и относительные превышения меньшие.

Впадина Норфолк. Это также очень крупная структура, но морфологически очерчиваемая менее ясно. Находится она к востоку от хребта Норфолк, протягиваясь от района Новой Каледонии к Новой Зеландии примерно на 1200 км. Ширина ее в средней части порядка 350 км. Глубина впадины в основном 3000—4000 м, но в южной котловине она достигает 4650 м, а на вытянутых внутренних поднятиях уменьшается до 2000 м. Вообще рельеф дна впадины имеет сложный характер, хотя формы в целом ориентированы в соответствии с простиранием хребта Норфолк, с одной стороны, и расположением края Южнофиджийской впадины, с другой.

Подводное поднятие, расположенное к северу от Новой Зеландии. Это поднятие, отделяющее Южнофиджийскую впадину, очерчивается еще менее ясно. Оно простирается примерно на 800 км к северу от Новой Зеландии, достигая в ширину 250 км. Поднятая зона распадается на несколько частных поднятий, контуры которых, так же как и разделяющих их понижений, вытянуты в общем соответствии с краем Южнофиджийского глубоководного блока. Частные поднятия лежат на глубинах 1000—2000 м.

Таковы основные элементы в структуре морского дна на пространстве между Новой Зеландией и Новой Каледонией. Можно видеть, что в целом они образуют огромную в общем линейную систему, хотя и

не столь узкую и сжатую, как, например, геосинклинальная система Тонга-Кермадек. Общий план ее строения довольно простой; два очень крупных прогиба и два менее значительных поднятия. Характерна линейность морфологических элементов, осложняющих эти основные структуры, с ориентировкой, соответствующей общему простиранию последних. Если говорить о степени контрастности тектонического рельефа системы, то она может сравниться лишь с тыловой частью системы Тонга-Кермадек, но не с тектоническими системами, состоящими из пары: островная гряда — глубоководный желоб. Существенно, что некоторые структурные элементы суши как бы продолжают структурами морского дна (Brodie, 1958). В связи со всем изложенным выясняется, во-первых, что описанный морской район в целом представляет собой естественное связующее звено между тектоническими структурами Новой Зеландии и Новой Каледонии и, во-вторых, что подводные структуры здесь весьма молодые, позднекайнозойские, хотя, возможно, и наследующие некоторые крупные черты более древнего структурного плана.

Депрессия Хикуранги. Этим термином обозначается линейно вытянутая впадина, протягивающаяся вдоль восточного берега Северного о-ва Новой Зеландии. Длина ее около 750 км; ширина — в северной части 80 км, а в южной — порядка 200 км. С севера на юг изменяется также и глубина депрессии: на севере она достигает 3660 м, а на юге составляет всего 1500 м. К югу от пролива Кука депрессия выклинивается. Западный склон ее поднимается прямо к островному массиву Новой Зеландии, образуя континентальный склон ее Северного острова. Для морфологии этого склона характерна террасированность. Восточный склон менее определенный; он полого поднимается к сопредельной области океанического ложа. Дно депрессии в общем широкое и ровное с углублением вдоль оси. Из соотношения простираций структур Южного о-ва Новой Зеландии и депрессии видно, что последняя представляет собой молодое секущее образование, при этом недавнего происхождения, поскольку несоответствие простираций относится и к поздне третичным структурам острова. Судя по морфологии, это еще далеко не форма типа желоба. Соответственно, распространенное для нее наименование «желоб Хикуранги» (Brodie, Natherton, 1958) является неточным.

\* \* \*

Новозеландская тектоническая система в целом характеризуется многообразными структурными образованиями, представляющими собой комплекс структур суши и морского дна. Как сама система, так и составляющие ее основные тектонические единицы, обладают линейностью, однако общему тектоническому плану здесь свойственны крупные формы с достаточно плавными очертаниями, а не резкая сжатая структура. Такое строение вполне отвечает общей позиции тектонической системы, занимающей периферическое положение в секторе.

По мере движения на юг в этой системе кайнозойский геосинклинальный процесс ослабевает. Об этом ярко свидетельствует изменение особенностей строения кайнозойских прогибов на островах Новой Зеландии. То же самое можно сказать основываясь на строении и тектоническом положении депрессии Хикуранги, которая в средней части Южного острова вырождается. Тем самым Новая Зеландия вообще представляет собой район естественного окончания Новогвинейско-Новозеландского тектонического сектора.



Из всего сказанного выше видно, что в пределах юго-западного сектора Тихого океана лежит обособленная огромная область проявления мощнейших кайнозойских тектонических движений, которую мы называем Новогвинейско-Новозеландским тектоническим сектором. Он находится во внутреннем (входящем) углу ложа Тихого океана, от которого очень резко, прямолинейным Тонга-Кармадекским рвом, отделяется на востоке и менее отчетливо, сложным рваным контуром, — на севере. Такой характер северного ограничения сектора создает впечатление выщербленности края океанического ложа. С внутренней стороны этот сектор примыкает к подводному поясу палеозойских структур, окружающему Австралию, и к эпипалеозойской плите юга Новой Гвинеи. Сектор имеет свои естественные окончания. На севере таким окончанием является западная половина Новой Гвинеи, представляющая собой суженный участок с промежуточным типом развития между Индонезийской областью и Новогвинейско-Новозеландской. На юге сектор оканчивается кайнозойскими тектоническими структурами района Новой Зеландии, являющимися в совокупности структурами флангового выклинивания геосинклинали.

Новогвинейско-Новозеландский тектонический сектор, как геологическое тело, имеет чрезвычайно своеобразную форму. Это не лентовидный пояс, не фестончатая зона гирлянд, а огромный треугольный блок с резко расчлененным тектоническим рельефом и неоднородным строением. Подобных форм среди других структурных областей Тихоокеанского сегмента земной коры не существует, равно как и не имеется аналогичных входящих в талассократон внутренних углов.

Можно строить различные предположения об особенностях ранней геологической истории этого участка земной коры, но в современном виде он предстает перед нами как сложное тектоническое образование кайнозойской эры и, следовательно, является звеном Тихоокеанского кайнозойского тектонического кольца. Все составляющие сектор тектонические единицы представляют собой результат кайнозойского тектонического процесса, причем редко встречающиеся в отдельных зонах более древние структуры — всего лишь фрагменты докайнозойских образований, находящихся в фундаменте. То, в какой мере унаследованы кайнозойские элементы сектора от более древних структур, является очень интересным вопросом, однако определенно можно сказать, что такое явление для сектора не типично.

Ключ к пониманию тектоники сектора, как и других районов кайнозойского обрамления Тихоокеанской впадины, по нашему мнению, нужно искать во взаимосвязанном рассмотрении образующих его кайнозойских структурных зон, а не в раздельном к ним подходе. В этом случае выявляются достаточно определенные связи в структурном положении и развитии основных тектонических образований, естественные структурные парагенезы, разнообразие черты, характерные для Тихоокеанского кайнозойского тектонического кольца вообще.

Отличительной особенностью сектора является малое распространение в его пределах структур суши; главные площади в нем образованы подводными тектоническими структурами. Основные кайнозойские структурные зоны суши расположены в западной периферической полосе сектора — это складчатые зоны Новой Гвинеи, Новой Каледонии и Новой Зеландии. Соответственно они находятся в тыловой позиции по отношению к восточно-меланезийским подводным тектоническим структурам (глубоководным желобам, островным грядам и пр.).

Все складчатые зоны этой тыловой полосы характеризуются распространением в них крупных кайнозойских синклинорных форм, заполнен-

ных мощными геосинклинальными комплексами. В этих комплексах может быть разное соотношение терригенных, карбонатных и вулканогенных пород и по-разному может быть представлен интрузивный магматизм, но все они являются геосинклинальными. Столь большая удаленность этих комплексов друг от друга, разные соотношения с прилегающими структурными образованиями земной коры, а также не вполне одинаковое тектоническое положение в секторе делают различия между ними вполне естественными.

На востоке Северного о-ва Новой Зеландии протягивается кайнозойский прогиб, который по своим особенностям очень сходен с типичными неогеновыми геосинклинальными прогибами тыловых зон кайнозойского пояса Азии. На Новой Гвинее молодые геосинклинальные прогибы отличаются широким распространением карбонатных и вулканогенных образований. Громадные массивы перидотитов и серпентинитов и некоторые особенности в строении разреза отличают геосинклинальные кайнозойские формации Новой Каледонии. Эту последнюю складчатую зону характеризует также и более раннее становление складчатой структуры: здесь она сформировалась в конце палеогена, тогда как в двух других складчатых зонах такое время приходится на конец плейцена и на четвертичный период.

Помимо ясно выраженных геосинклинальных прогибов, в тыловом поясе Новогвинейско-Новозеландского сектора имеются и другого типа кайнозойские прогибы. Они существуют на Новой Зеландии и по формациям и характеру деформаций напоминают формы орогенного яруса складчатых областей. Однако по существу они такими не являются, а представляют собой периферические районы проявления кайнозойского геосинклинального процесса, будучи индуцированы этим процессом. Это как раз такие формы, которые принадлежат к группе структур, образующихся в зонах флангового выклинивания геосинклинальных областей.

Структурный анализ показывает, что значительная часть тылового пояса находится в настоящее время под водой. Сюда относятся крупные подводные линейные структуры, простирающиеся от Новой Зеландии к Новой Каледонии (за исключением вала Лорд-Хау, который представляет собой зону палеозойского возраста), структуры, продолжающие Новую Каледонию, а также расположенные от нее к востоку (включая островную гряду Лоялти) и, наконец, юго-восточное продолжение Новой Гвиней. Здесь нет глубоководных желобов, однако местами морское дно находится на большой глубине. Это прежде всего относится к Коралловому морю, образование которого, в соответствии со взглядами Глесснера (Glaessner, 1950), в основном можно отнести к послетретичному времени. Данный процесс глубоко переработал позднекайнозойскую тектоническую структуру тылового пояса и сейчас в пределах дна Кораллового моря обнаруживаются лишь более или менее значительные реликты этой структуры. Участок земной коры между Новой Каледонией и Новой Зеландией тоже подвергся переработке, однако в меньшей мере, и мы вправе считать, что наблюдающиеся ныне подводные прогибы и поднятия отвечают основным структурам тылового пояса.

Таким образом, в Новогвинейско-Новозеландском тектоническом секторе очерчивается периферическая полоса распространения позднекайнозойских линейных складчатых структур, сходно с тем, как это имеет место и в других секторах обрамления Тихого океана.

Далее коснемся тектонических структур сектора, лежащих перед фронтом этой полосы. Среди основных их типов мы видим обычные формы современных геосинклинальных систем, развитых в Тихоокеанском сегменте земной коры: вулканические геоантиклинальные гряды и глубоководные геосинклинальные желоба. Однако наряду с ними сектор

включает огромную угловатую блоковую систему — Фиджийскую, составляющую одну из специфических структурных его особенностей. Данная система, состоящая из группы разных по величине и степени погружения блоков, с востока целиком, а с запада наполовину симметрично окаймлена прямолинейными в основном подводными хребтами (Колвил-Лау и Новогбридским). Тем самым ее очертания контролируют простиранья геосинклинальной системы Тонга-Кермадек и геосинклинальной пары (островная гряда-желоб) района Новых Гебрид. Южная оконечность блоковой системы таким же образом определяет расходящиеся от Новой Зеландии простиранья: кермадекское и оклендское<sup>1</sup>. Из этого можно видеть, что Фиджийская блоковая система играет роль внутреннего массива в современной геосинклинальной области.

В настоящее время во многих местах тектоническая структура этого блока земной коры сильно переработана. В его пределах располагается ряд глубоводных впадин, наибольшая из которых Южнофиджийская. Однако то, что эта последняя не выходит за пределы блока, указывает, что и сейчас корни его сохраняют свою структурную целостность. О том же свидетельствует и тот факт, что сейсмические зоны обходят блок.

О более ранней геологической истории Фиджийской системы можно судить по фрагментам геологических образований, выступающим на островах Фиджи. Имеющиеся здесь подводные эффузивы, сланцы, известняки, а также более поздние по времени образования гранитоиды (граниты, диориты, а также габбро) указывают, что в палеогене и отчасти в неогене данный участок земной коры (массив в целом) развивался как структура геосинклинального типа. Позднее здесь формировались довольно мощные вулканогенные и осадочные (преимущественно карбонатные) толщи, причем вначале эффузивы имели в основном средний состав, а к концу неогена базальтовый. По-видимому, эти формации уже можно рассматривать как формации, принадлежащие жесткому массиву. К тому же залегание неогеновых пород здесь лишь слабо складчатое.

Особенную контрастность контуры массива приобрели в позднекайнозойское время, в связи с формированием прилежащих к нему современных геосинклинальных систем. Основным звеном таких систем является тектоническая пара: глубоководный желоб и сопряженный с ним островной хребет или, иными словами, геосинклинальный ров и островная кордильера. Если названные тектонические элементы не рассматривать соответственно в качестве геосинклинальной и геоантиклинальной структур, как это делают некоторые исследователи, то возникает вопрос, какие же тогда тектонические формы являются основными в современной Тихоокеанской геосинклинали, а о том, что таковая существует, насколько нам известно, расхождения во мнениях нет. В предыдущем тексте указывались конкретные признаки каждого из названных структурных типов, а кроме того, они уже освещались в литературе (Пушаровский, 1964 а, б), так что полагаем, здесь нет необходимости на этом останавливаться.

Рассмотрим тектоническое положение в Новогвинейско-Новозеландском секторе соответствующих структурных пар. Прежде всего, подчиняясь общей закономерности для Тихоокеанского кольца, они располагаются по периферии талассократона. Однако не на всем протяжении этой периферии такие структуры выражены резко. На отрезке между Соломоновыми островами и Восточно-Меланезийским поднятием подобные тектонические пары, как можно было видеть выше, недоразвиты, а к западу от северного окончания желоба Тонга они отсутствуют или только намечаются. В глубинах земной коры здесь существует, очевидно,

<sup>1</sup> Соответствующее простиранью п-ва Окленд на севере Новой Зеландии.

сложное взаимопроникновение вещества разных ее блоков<sup>1</sup>, вызывающее изменение типичной картины тектонического плана, наблюдаемой в подобных случаях. Может быть, это есть участок разрастания тектонического сектора за счет ассимиляции окраины талассократона.

Кроме периферических геосинклинальных пар, в Новогвинейско-Новозеландском секторе имеются также внутренние, к которым относятся соответствующие элементы юга архипелага Бисмарка и района Новых Гебрид. Это явление само по себе очень интересно, тем более, что не улавливается морфологического различия между такими парами и периферическими. Выше уже говорилось, что одна из подобных пар, Новогебридская, протягивается вдоль края Фиджийской блоковой системы, и таким образом ее тектоническое положение особенно резко отличается от подобных структур периферии талассократона. Несходство выражается и в том, что в упомянутых внутренних геосинклинальных парах, а также в районе Соломоновых островов, взаиморасположение кордильеры и желоба имеет обратный характер: желоба протягиваются со стороны цепи кордильер, обращенной к окраинным морям, а не к талассократону. Соответственно и фокальные поверхности землетрясений имеют здесь противоположный наклон: не в сторону материка, а в обратном направлении. Особенно отчетливо это проявляется в Новогебридском районе, где названная поверхность наклонена под Северофиджийский блок. Последний играет здесь роль субконтинентальной структуры, а обширная тектоническая впадина, охватывающая Коралловое и Соломоново моря — океанического ложа. Более того, Новобританский желоб даже изогнут в обратном направлении, т. е. в сторону котловины Соломонова моря.

Все это показывает, насколько могут быть сложными структурные взаимоотношения в полосе, разделяющей материк и ложе Тихого океана, и в то же время насколько не универсальны некоторые из основных тектонических предположений, сложившиеся при анализе тектоники восточной Азии. Возможно, что к расшифровке упомянутых явлений приблизит тектонический анализ районов океанического ложа, расположенных к северу от Соломоновых островов. Так или иначе, но распространение геосинклинальных пар выявляет в Новогвинейско-Новозеландском секторе область современной геосинклинали занимающую, как и всюду, фронтальную часть сектора.

Коснемся некоторых вопросов истории развития кордильер. По существу во всех кордильерах, где острова имеют значительные размеры, известны породы, представляющие комплекс основания. Возраст их нигде не ясен, но в ряде случаев они перекрываются третичными образованиями. На о-ве Новая Британия к таким породам принадлежат кристаллические сланцы. В группе Соломоновых островов к таким образованиям относятся долериты, диабазы, диориты, кварцевые диориты, ураниты, габбро, серпентиниты, а также метаморфические сланцы, метаморфизованные основные лавы и кварциты.

На Новогебридских островах в комплекс основания входят кристаллические породы, в составе которых главное значение имеют основные и ультраосновные породы, но присутствуют также кварцевые диориты, аплиты и др. В южной части архипелага Тонга, на о-ве Эуа обнажены андезитовые риолитовые и дацитовые лавы и туфы, возможно доэоценового возраста.

Имеющиеся данные не раскрывают ранней тектонической структуры островных гряд, но они свидетельствуют о былом местонахождении

<sup>1</sup> О взаимодействии глубинных процессов в зонах сочленения континентальных и океанических элементов в Тихоокеанском сегменте писал недавно Б. А. Петрушевский (1964); он затрагивал этот вопрос в контексте с проблемой происхождения глубоководных желобов.

здесь отнюдь не структур океанического ложа, а иных образований с признаками геосинклинального характера.

На многих островах известны третичные образования, особенно миоценовые. Это карбонатные, терригенные, вулканогенные и осадочно-вулканогенные толщи. В некоторых случаях имеются данные о значительной дислоцированности этих толщ и о присутствии среди них интрузий гранитоидов. Однако и для этого времени реконструкция тектонического плана сейчас не может быть выполнена. Тем не менее особенности разрезов и их соотношения позволяют констатировать, что на месте островных гряд в третичное время были структурные образования разных типов, в том числе поднятия и глубокие прогибы, с накоплением глубоководных осадков. Все это свидетельствует в пользу очень молодого (позднекайнозойского) происхождения того структурного плана, который мы наблюдаем в современной геосинклинали. Важным аргументом в пользу того же является огромный размах позднекайнозойских дифференцированных движений в пределах островных гряд и крупных островов тылового пояса, измеряемый километрами. Такого масштаба движений достаточно, чтобы в геосинклинали возник современный очень контрастный тектонический рельеф. Линии позднекайнозойских вулканов подчеркивают этот молодой структурный план. Остается лишь добавить, что и в современную эпоху геосинклираль находится в стадии высокодинамического развития, о чем свидетельствуют продолжающийся процесс структурообразования, вулканизм новейшего времени и сейсмические явления.

Следующий характерный тип тектонических структур сектора — это глубоководные впадины. Одной из них является сложно построенная впадина Кораллового моря, состоящая из ряда глубоководных котловин, разделенных относительно поднятыми участками и перекрывающая значительную часть тыловой полосы сектора. Это несомненно новообразование, связанное с мощным позднекайнозойским геосинклинальным процессом. Выше было показано, что особенно дальние районы тыловой полосы такой процесс захватил к юго-востоку от Новой Гвинеи, где ныне располагается котловина Кораллового моря.

Об очень недавнем времени происхождения этой структуры, нам кажется, не может быть двух мнений. Тектоническое положение данной котловины сближает ее с некоторыми, далеко отброшенными от главных геосинклинальных зон в сторону материка, глубоководными котловинами восточной Азии (например, Японской). В то же время котловина Соломонова моря, как и лежащий к северу от нее район архипелага Бисмарка, напоминает тектонические соотношения Индонезийской области. Соответственно, как и там (Ван Беммелен, 1957), время ее образования позднекайнозойское.

Другим районом распространения глубоководных впадин является Фиджийская блоковая система. Приуроченность их к дробленной структурной зоне с контрастным тектоническим рельефом кажется вполне закономерной. Происхождение именно этих впадин наиболее ясно объясняется связью с кайнозойским геосинклинальным процессом в секторе, которые, с одной стороны, являются формами отражения этого процесса, а с другой — формами его проявления.

Если теперь суммировать то, что касается распространения современных геосинклинальных элементов сектора, то можно сказать, что они заполняют основное его пространство, определяя существенную особенность Новогвинейско-Новозеландского сектора, по сравнению с другими секторами. Таким образом, это весьма динамичный участок в Тихоокеанском кайнозойском тектоническом кольце.

С общей тектонической динамичностью сектора гармонирует и широкое распространение в нем разломов и, в частности, крупных

разломов. Эти последние ограничивают главные тектонические формы, причем нередко, подходя друг к другу под углом, они образуют в плане большие ломаные системы. Одна из наиболее крупных таких систем протягивается от архипелага Бисмарка до южного окончания Новых Гебрид. Гигантский разлом отвечает рву Тонга-Кермадек. Целая сеть больших разломов приурочена к Фиджийской блоковой системе и к впадине Кораллового моря. В подавляющем большинстве разломы являются прямолинейными. Особенно интересны с этой точки зрения разломы Тонга-Кермадек и внутренние разломы района Соломоновых островов и Новогебридского. Их резко выраженная прямолинейность, противоречит существующему представлению (Л. Б. Рухин и др.) о том, что структуры островных гирлянд своей дуговой формой обязаны кривизне земной поверхности. Здесь нужно искать объяснение в каких-то иных факторах и, как нам кажется, прежде всего в особенностях глубинных процессов в разных частях тектонического обрамления ложа океана. Вообще проникновение в законы течения этих глубинных процессов позволит найти объяснение многим ныне недостаточно ясным тектоническим явлениям, имеющим место в зоне, разделяющей материка в Тихоокеанский талассократон.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Архипов И. В. Очерк тектоники островов Индонезийского архипелага.— Труды Геол. ин-та АН СССР, 1964, вып. 113.
- Беммелен Р. В. Геология Индонезии. Пер. с англ. ИЛ, 1957.
- Веллман Г. В. Четвертичная тектоника на Новой Зеландии.— В кн.: «Живая тектоника». ИЛ, 1957.
- Вуд Б., Гриндли Дж., Харрингтон Х. Геологический очерк Новой Зеландии. Пер. с англ. ИЛ, 1963.
- Говоров К. А. Меланезия. (Автореферат. канд. дисс.). Симферополь, 1951.
- Канаев В. Ф. Новые данные о рельефе дна западной части Тихого океана.— В кн.: «Океанологические исследования», № 2, Изд-во АН СССР, 1960.
- Махачек Ф. Рельеф Земли. Пер. с нем., т. 2, ИЛ, 1961.
- Морской атлас, т. 2. М.—Л., Изд-во Морск. ген. штаба, 1950.
- Петрушевский Б. А. Вопросы геологической истории и тектоники Восточной Азии. Изд-во «Наука», 1964.
- Пушаровский Ю. М. Опыт общего структурного районирования Тихоокеанского кайнозойского тектонического кольца.— В кн.: «Гималайский и альпийский орогенез». М., Изд-во «Недра», 1964а. (Международ. геол. конгресс. 22 сессия. Докл. сов. геол. Проблема 11).
- Пушаровский Ю. М. Пути тектонического районирования пояса кайнозойских структур, обрамляющих Тихий океан.— Труды Геол. ин-та АН СССР, 1964б, вып. 113.
- Рэйт Р. У., Фишер Р. М., Маусон Р. Г. Желоб Тонга.— В кн.: «Земная кора». ИЛ, 1957.
- Тихий океан. Физико-географическая карта м-ба 1 : 10 000 000. М., Изд-во Гл. упр. геодез. и картогр., 1956.
- Тихий океан. Физико-географическая карта м-ба 1 : 25 000 000. М., Изд-во Гл. упр. геодез. и картогр., 1963.
- Удинцев Г. Б. О рельефе дна западной части Тихого океана.— В кн.: «Океанологические исследования», № 2, Изд-во АН СССР, 1960а.
- Удинцев Г. Б. Рельеф дна и тектоника западной части Тихого океана.— В кн.: «Морская геология». Изд-во АН СССР, 1960. (Международ. геол. конгресс. 21 сессия. Докл. сов. геол. Проблема 10).
- Удинцев Г. Б. Новые данные о рельефе глубоководных желобов западной части Тихого океана.— Труды Океаногр. комис., 1962, 10, вып. 3.
- Шейнманн Ю. М. Несколько слов о геологии Новой Зеландии. Пред. к кн. Вуда Б. и др.— «Геологический очерк Новой Зеландии». ИЛ, 1963.
- Штилле Г. Тектоническое развитие островного мира Неоавстралии. Избр. труды. Пер. с нем. ИЛ, 1964.
- Andrews J. Landform of New Britain.— Austral. Geographer, 1957, 7, № 1.
- Aubert de la Rüe E. Les manifestations de l'activité volcanique aux Nouvelles — Hébrides.— C. r. Soc. géol. France, 1937, № 11.
- Aubert de la Rüe E. La géologie des Nouvelles — Hébrides.— J. Soc. océanistes, 1956, 12, № 12.

- Brock R. W. Geology of Viti Levu, Fiji.— Trans. Roy. Soc. Canada, sect. 4, ser. 3, 1924, 18.
- Brodie J. W. Structural significance of sea-floor features around New Zealand.— Geol. Rundschau, 1958, 47, H. 2.
- Brodie J. W. Features of sea-floor west of New Zealand.— N. Z. J. Sci. and Technol., 1952, 33, № 5.
- Brodie J. W., Hatherton T. The morphology of Kermadec and Hikurangi trenches.— Deep-Sea Res., 1958, 5, № 1.
- Charlton F. R. Foonuafu or Falcon Islands.— Geogr. J., 1941, 98.
- Derrick R. A. The Fiji Islands. A geographical handbook. Suva, 1957.
- Eiby G. A. The structure of New Zealand from seismic evidence.— Geol. Rundschau, 1958, 47, H. 2.
- Fairbridge R. The Melanesian border plateau, a zone of crustal shearing in the S. W. Pacific.— Publ. Centr. Seismol. Internat., 1961, A, № 22.
- Fairbridge R., Stewart H. Alexa bank, a drowned atoll on the Melanesian border plateau.— Deep-Sea Res., 1960, 7, № 2.
- Faivre J. R., Poirier J., Routhier P. Géographie de la Nouvelle Calédonie. Dans «Publication du Centenaire de la Nouvelle Calédonie». 1955.
- Fisher N. Catalogue of the active volcanoes and solfatara fields Melanesia. Napoli, 1957.
- Foye W. G. Geological observation in Fiji.— Proc. Amer. Acad. Arts and Sci., 1918, 54, N 1.
- Geological map of New Zealand, sheets: 1, 2A, 2B, 4, 8, 11, 13, 16, 21, 22, 23; scale 1:250 000. New Zealand, Publ. Dept. Sci. and Industr. Res., 1960—1963.
- Geological reconnaissance of parts of the Central Islands of the British Solomon Islands protectorate.— Colon. Geol. and Mineral Resources, Sydney, 1956, 6, N 3.
- Geological sketch map of Eastern New Guinea, sc. 1:2 500 000.
- Géze B. Observations tectoniques dans le Pacifique (Hawai, Tahiti, Nouvelles-Hébrides).— Bull. Soc. géol. France, 1963, 75, N 1.
- Glaessner M. F. Geotectonic position of New Guinea.— Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists, 1950, 34, N 5.
- Gordon A. Mc. Notes on Niuafoou.— Amer. J. Sci., 1948, 246, N 2.
- Grover J. C. Geology, mineral deposits and prospects of mining development in the British Solomon Islands protectorate. Interim. Geol. Surv. British Solomon Islands, Mem., 1955, N 1.
- Grover J. C. The geology of Rennell and Bellona; the great uplifted atolls on the edge of the Coral Sea. In: «The natural history of Rennell Islands, British Solomon Islands», vol. 3. Copenhagen, 1960.
- Gutenberg B., Richter C. F. Seismicity of the Earth.— Bull. Geol. Soc. America, 1945, 56, N 6.
- Hoffmeister J. E. Geology of Eua, Tonga-Bernice.— Bishop Museum Bull. 1932, N 96.
- Koch P. Introduction à la géologie de la Nouvelle-Calédonie et Dépendances. Notice explicative sur la carte géologique et au 1/4 000 000.— Bull. géol. Nouvelle-Calédonie, 1958a, N 1.
- Koch P. Les ressources minérales de la Nouvelle-Calédonie.— Bull. géol. Nouvelle-Calédonie, 1958b, N 1.
- Ladd H. S. Geology of Vitilevu, Fiji — Bernice.— Bishop Museum. Bull., 1934, N 119.
- Ladd H. S., Hoffmeister J. E. Geology of Lau, Fiji — Bernice.— Bishop Museum. Bull., 1945, N 181.
- Lensen G. J. Wellington fault from Cook strait to Manawatu Gorge.— N. Z. J. Geol. and Geophys., 1958, 1, N 1.
- Lister J. J. Notes on the geology of the Tonga Islands.— Quart. J. Geol. Soc. London, 1891, 47.
- Mawson D. The geology of New Hebrides.— Proc. Linnean Soc. N. S. Wales, 1905, 30, N 3.
- McDougall J. Potassium — Argon Ages of Some Rocks from Viti Devu, Fiji. Nature, vol. 198, N 4881, 1963.
- Officer C. B. Southwest Pacific crustal structure.— Trans. Amer. Geophys. Union, 1954, 35.
- Oliver W., Reginald B. The geology of the Kermadec Islands.— Trans. and Proc. Roy. Soc., N. Z. Inst., 1910, 43.
- Reed F. R. C. Geology of the British Empire. London, 1949.
- Stanton R. L. Explanatory notes to accompany a first geological map of Santa Isabel, British Solomon Islands protectorate.— Overseas Geol. Min. Resources, 1961, 8, N 2.
- Stearns H. T. Geology of the Wallis Islands.— Bull. Geol. Soc. America, 1945, 56, N 9.
- Suggate R. P. The Alpine fault South Island, New Zealand.— Geography, 1961, 46, N 1.
- Thomson J. A. Volcanoes of the New Zealand. Tonga volcanic zone.— N. Z. J. Sci. and Technol., 1926, 8.
- Wellman H. W. Structural outline of New Zealand.— N. Z. Dept. Sci. and Industr. Res. Bull., 1956, N 121.

В. С. БУРТМАН

НОВОЗЕЛАНДСКАЯ ГОРИЗОНТАЛЬНАЯ ФЛЕКСУРА  
И АЛЬПИЙСКИЙ СДВИГ

## ВВЕДЕНИЕ

В этой статье, написанной по материалам новозеландских геологов, рассмотрены особенности строения зоны верхнемезозойской складчатости Новой Зеландии (фиг. 1, 2, см. приложение). В верхнем палеозое и раннем мезозое зона прошла геосинклинальный этап развития, закончившийся в конце юры и нижнем мелу эпохой складчатости, называемой орогенцией Рангитата. Следующая эпоха тектонической активности началась в олигоцене или неогене и продолжается до настоящего времени. Получила название орогении Кайкура.

К западу от зоны мезозойского складкообразования расположена зона нижнепалеозойской стабилизации, а к востоку — мезокайнозойские прогибы. Через всю территорию Новой Зеландии протягивается система разломов, имеющая северо-восточное простирание. Наиболее крупный из них — Альпийский разлом, проходящий вдоль западного склона Южных Альп. Его непосредственным продолжением является разлом Уайрау. Далее на север продолжение указанного разлома предполагается на Северном острове. Весь этот тектонический шов в целом также нередко называют Альпийским разломом (Suggate, 1963). Он разделяет Новую Зеландию на два сектора: Тасманов на западе и Тихоокеанский на востоке.

Альпийский разлом прямолинеен, его плоскость вертикальна или круто наклонена на юго-восток. В современную эпоху он представляет собой взбросо-сдвиг. Многочисленные горизонтальные и вертикальные смещения русел водотоков, речных долин, террас и других элементов рельефа по Альпийскому разлому и разлому Уайрау описаны во многих работах (Wellman, 1952, 1953 и др.; Munden, 1952; Suggate, 1960). В Марлборо и северной части Кентербери развита система разломов (Аватере, Кайкура и др.), параллельных разлому Уайрау (фиг. 2). Они прослеживаются до Альпийского разлома, но не секут его (Suggate, Gaig, Gregg, 1961; Suggate, 1963). Все они являются новейшими сдвигами (Веллман, 1957; Kingma, 1959). Разломы Марлборо протягиваются через пролив Кука на Северный остров, где по ним также отмечены четвертичные горизонтальные смещения (Lensen, 1958a). Особенно детально изучен здесь разлом Веллингтон (Lensen, 1958b; Stevens, 1960).

По разломам Марлборо и восточного берега Северного острова устанавливаются лишь новейшие горизонтальные смещения, и само существование этих разломов в более ранние эпохи не доказано. Имевшиеся предположения о сдвиге верхнеюрских или меловых интрузий





по разломам Марлборо (Kingma, 1959), как показывает Саггат (Suggate, 1963) необоснованы. Альпийский разлом и его продолжение — разлом Уайрау — имеют более древний возраст. Горизонтальные перемещения по Альпийскому разлому достигли огромных размеров. Они будут рассмотрены в дальнейшем, однако сначала необходимо остановиться на строении зоны верхнемезозойской складчатости Новой Зеландии, которую этот разлом пересекает.

### ТЕКТОНИКА ЗОНЫ ВЕРХНЕМЕЗОЗОЙСКОЙ СКЛАДЧАТОСТИ НОВОЙ ЗЕЛАНДИИ

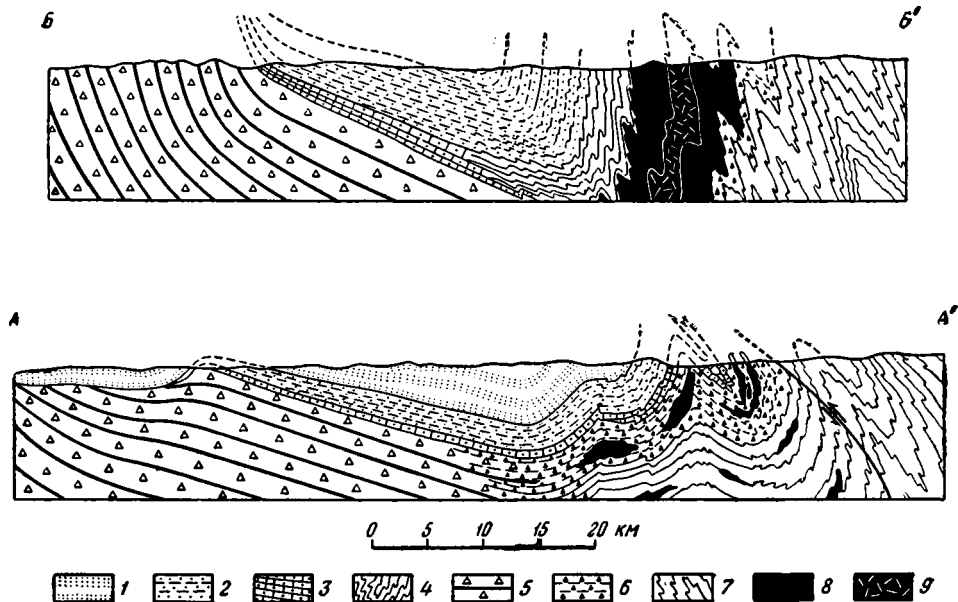
В пределах рассматриваемой зоны выделяются Западный (или Краевой) и Восточный синклинории, разделенные Новозеландским антиклинорием. Синклинории сложены осадочными и эффузивными породами верхнего палеозоя, триаса и юры, а ядро антиклинория — метаморфическими сланцами. В Западном синклинории развиты в основном шельфовые осадки, они были выделены Веллманом (Wellman, 1952, 1956) как фации Хоконуи. Осадочные породы, слагающие Новозеландский антиклинорий и Восточный синклинорий, отлагались в более глубоководных условиях, они названы Веллманом альпийскими фациями.

Западный синклинорий представляет собой цепь синклиналей — Саутленд, Кей-Суммит, Нельсон и Кавхиа. Две первые находятся в Тихоокеанском секторе, а две последние — в Тасмановом секторе.

Синклинали Саутленд и Кей-Суммит представляют собой продолжение одна другой. Ось этих структур изогнута в виде дуги, выпуклой к западу. В южной и центральной части провинции Саутленд она простирается на северо-запад —  $300^\circ$ . Восточнее озера Те-Анау (примерно в 100 км от Альпийского разлома) простираение оси меняется на меридиональное, затем оно становится северо-северо-восточным, а около Альпийского разлома ось синклинали Кей-Суммит простирается на северо-восток —  $30^\circ$ . Синклинали образованы породами карбона, перми, триаса и юры (фиг. 2, см. приложение, фиг. 3, 4).

Шарнир Западного синклинория воздымается по направлению к Альпийскому разлому, в результате чего в его мульде залегают породы от нижнепермских на севере до юрских — на юге. На западном крыле синклиналей Саутленд и Кей-Суммит к каменноугольной системе и низам перми относится мощная толща андезитов, базальтов, порфиритов, спилитов, долеритов, кератофиров, вулканических брекчий и туфов (вулканисты Эглингтон), ассоциирующихся с диоритами, габбро и норитами (интрузии Лонгвуд-Блафф и Маккей). Встречены также линзы серпентинитов. Мощность эффузивных пород в горах Такитимо достигает почти 19 км. Интрузии, по-видимому, имеют лакколитоподобную форму, а также образуют силлы.

На восточном крыле синклиналей Саутленд и Кей-Суммит каменноугольные отложения имеют иной состав. Это — зеленые и серые частью туфогенные песчаники (граувакки) и аргиллиты, содержащие линзы туфов, лав и серпентинитов. Неполная мощность этих отложений западнее оз. Уакатипу составляет более 3 км (Grindley, 1958). Южнее, на восточном крыле синклинали Саутленд их мощность превышает 7 км (Wood, 1956). Более высокое стратиграфическое положение на этом крыле синклинория занимает толща спилитов и альбитовых долеритов (вулканисты Ливингстон), содержащих прослойки вулканических брекчий, туфогенных песчаников и аргиллитов. Они предположительно относятся к низам перми. Неполная мощность рассматриваемых отложений на восточном крыле синклинали Кей-Суммит составляет около 1 км, на восточном крыле синклинали Саутленд их мощность — 2,5 км.



Фиг. 3. Геологические профили через синклираль Саутленд по линиям А—А' и Б—Б' на фиг. 2 (по Mutch, 1957)

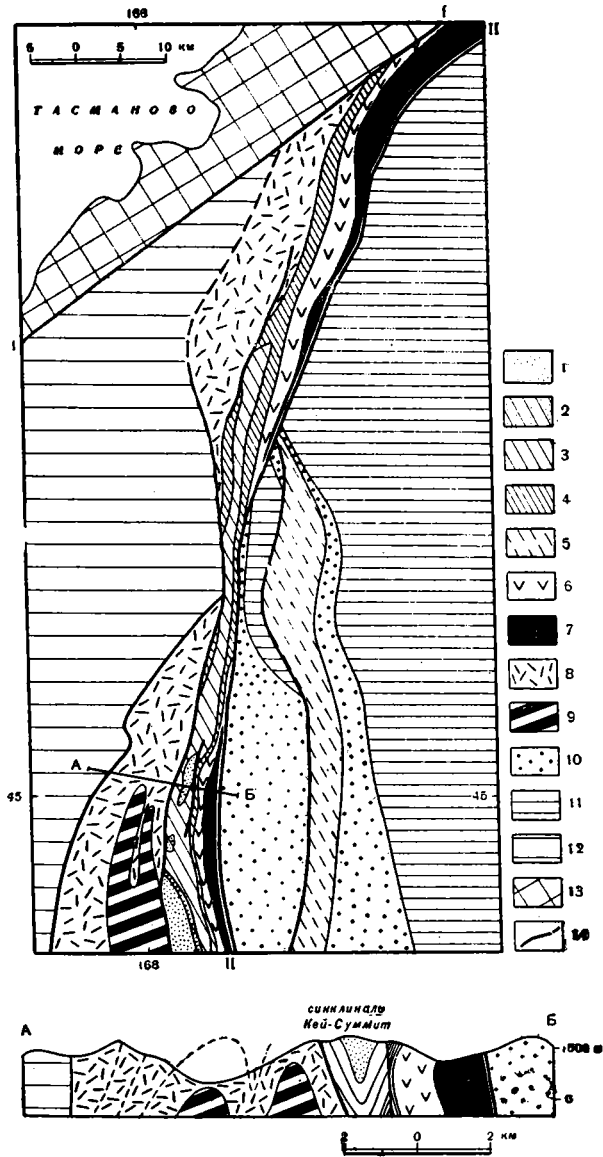
1 — юра; 2 — триас; 3—4 — нижняя пермь (серия Мантаи): 3 — грубые фации; 4 — тонкие фации; 5—7 — верхний карбон — нижняя пермь: 5 — вулканиты Эглинтон, 6 — вулканиты Ливингстон, 7 — граувакки; 8—9 — магматические породы: 8 — основные, 9 — ультраосновные

С вулканитами Ливингстон ассоциируются ультрабазиты, которые образуют узкий пояс, протягивающийся на 200 км вдоль восточного крыла антиклиналей Кей-Суммит и Саутленд. Этот пояс включает в себя дунит-перидотитовый массив Ред-Маунтин и серпентиниты, развитые в хребте Ливингстон. Массив Ред-Маунтин достигает наибольшей ширины (6 км) около Альпийского разлома, ширина пояса серпентинитов не превышает 3 км. Породы, образующие этот пояс ультрабазитов, в целом называют ультрабазитами Ред-Маунтин.

В описанных породах, в прослое среди туфогенных песчаников, на восточном крыле синклинория найдены эндемичные пелециподы (Wood, 1956), а в прослоях среди вулканитов Эглинтон на западном крыле синклинория — нижнепермская фауна (Waterhouse, 1958). Обычно вулканиты Ливингстон и ультрабазиты Ред-Маунтин параллелизуют с верхней частью разреза вулканитов Эглинтон (например, Grindley, 1958), сопоставляя нижнюю часть вулканитов Эглинтон с граувакками восточного крыла синклинория (Wellman, 1956). Однако, не менее вероятно, что вулканогенные толщи на крыльях синклинория по возрасту целиком соответствуют друг другу, а аналоги граувакковой толщи восточного крыла синклинория на его западном крыле отсутствуют.

На рассмотренные породы (образующие систему Те-Анау) согласно с небольшим перерывом налегают отложения серии Маитаи. В основании их разреза содержится фауна артинского яруса. Эти отложения слагают мульду синклинали Кей-Суммит и залегают на крыльях синклинали Саутленд. В мульде синклинали Кей-Суммит серия Мантаи имеет следующее строение (Grindley, 1958):

	Мощность, м
1. Зеленые песчаники, конгломераты и известняки (формация Хоуден)	600
2. Серые и зеленые слоистые аргиллиты и песчаники (формация Талара)	2100
3. Зеленые и красные аргиллиты и песчаники (формация Уинтон)	300



Фиг. 4. Геологическая карта и разрез синклинали Кей-Суммит (по Wood, 1956)

1—5 — серия Маитаи (пермь): 1 — формация Каунтесс, 2 — формация Уинтон, 3 — формация Тапара, 4 — формация Хоуден, 5 — нерасчлененные породы серии Маитаи; 6—10 — нижнепермские и каменноугольные породы: 6 — вулканиты Ливингстон, 7 — ультрабазиты Ред — Маунтин, 8 — вулканиты Энглингтон, 9 — интрузия Макксей, 10 — граувакки восточного крыла синклинали; 11 — кристаллические сланцы Отаго; 12 — нижнепалеозойские породы; 13 — докембрийские породы; 14 — разломы; А—Б — разрез

На эти породы с местным перерывом налагает формация коунтесс, содержащая пермскую фауну и имеющая следующий разрез:

	Мощность, м
1. Зеленые массивные песчаники . . . . .	600
2. Зеленые, пурпурные и каштановые слоистые песчаники . . . . .	600
3. Зеленые массивные песчаники . . . . .	500
4. Зеленые, коричневые, пурпурные песчаники с прослоями алевролитов и пластами конгломератов, содержащих гальку вулканических пород . . . . .	320
5. Зеленые песчаники и конгломераты, видимой мощностью . . . . .	1200
Общая мощность серии Маитаи в синклинали Кей-Суммит более 6 км	

На восточном крыле синклинали Саутленд Вуд (Wood, 1956) приводит следующий разрез серии Маитаи в районе г. Уаипахи:

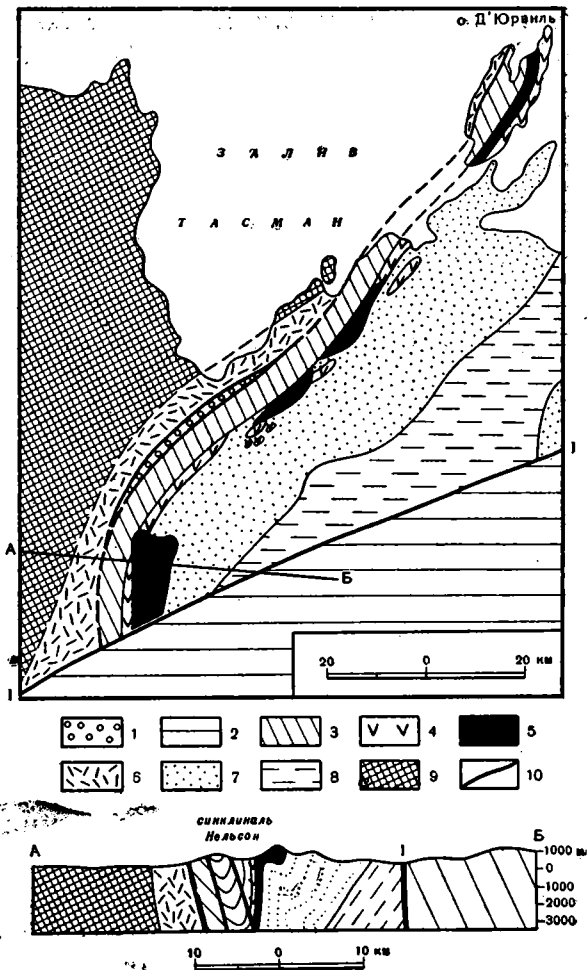
1. Конгломераты с галькой подстилающих пород и туфогенные песчаники . . . . .	150
2. Светло-серые и зелено-серые алевролиты и аргиллиты . . . . .	120
3. Светло-коричневые и зеленовато-коричневые песчаники . . . . .	150—180
4. Известняки с фауной, содержат прослой известковистых песчаников и пласт конгломератов в основании пачки . . . . .	до 210
5. Коричнево-серые грубо- и среднезернистые песчаники . . . . .	200—400
6. Тонкослоистые светло-серые алевролиты и аргиллиты . . . . .	200
7. Грубые серые песчаники . . . . .	до 90

На западном крыле синклинали Саутленд серия Маитаи, по данным Веллмана (Wellman, 1956), представлена шельфовыми осадками — в основном известняками и конгломератами, имеющими мощность лишь в несколько сотен футов.

Триасовые отложения трансгрессивно перекрывают палеозойские породы. На восточном крыле синклинали, в районе г. Гор, в основании их разреза залегают конгломераты с галькой вулканических пород, среди которой встречается и галька известняков серии Маитаи. Конгломераты пересливаются с грубозернистыми туфогенными песчаниками и имеют мощность до 300 м. Выше лежит толща туфов мощностью 1600—1800 м, а затем горизонт песчаников и туфогенных гравелитов, содержащих прослой аргиллитов с фауной (400 м). На этих породах, имеющих нижнетриасовый возраст, с размывом залегает средний и верхний триас, представленный морскими, частично туфогенными конгломератами и песчаниками, мощностью 1600 м (Wood, 1956). В более северной части восточного крыла синклинали Саутленд, в холмах Хоконуи, мощность триасовых отложений достигает 6 км (Вуд и др., 1963).

В юго-западном направлении все горизонты триаса уменьшаются в мощности и частью выклиниваются. На западном крыле синклинали Саутленд разрез сильно сокращен и отличается значительным числом перерывов (Wellman, 1956; Вуд и др., 1963). Веллман (Wellman, 1952) указывает, в частности, на трансгрессивное наложение верхнего триаса непосредственно на палеозойские породы. Триасовые породы западного крыла синклинали имеют более грубый состав и содержат многочисленные горизонты конгломератов с галькой и валунами палеозойских пород, обнажающихся далее к западу. Все это указывает на близость береговой линии.

Мульду синклинали Саутленд выполняют отложения нижней и средней юры. Лейас представлен мелководными морскими отложениями, подобными триасовым: туфогенными песчаниками и аргиллитами, с горизонтами конгломератов. Состав этих осадков на западном крыле синклинали более грубый, чем на восточном. В доггере появляются дельтовые отложения — вначале на западном, а позднее и на восточном крыле синклинали Саутленд. Они образованы главным образом песчаниками и аргиллитами. Прослой карбонатных пород более обильны на восточном берегу синклинали, а горизонты конгломератов — на запад-



Фиг. 5. Геологическая карта и разрез синклинали Нельсон  
(по Вуду и др., 1963; Вгисе, 1962)

1—2 — триас; 1 — фации Хоконун; 2 — альпийские фации; 3 — серия Мантан (пермь); 4—7 — нижняя пермь — верхний карбон: 4 — вулканиты восточного крыла синклинали — спилиты, вулканические брекчии, туфы, 5 — ультрабазиты Нельсон, 6 — вулканиты Брук-Стрит, 7 — граувакки; 8 — сланцы Марлборо; 9 — нижний палеозой; 10 — разломы; I—I — разлом Уайрау; А — Б — разрез

ном. Общая мощность юрских отложений в синклинали превышает 4,5 км (Speden, 1961). Синклиналь Саутленд резко асимметрична. Ее восточное крыло залегает по преимуществу вертикально, местами оно запрокинуто. Палеозойские породы этого крыла собраны в складки более высоких порядков, осевые плоскости складок падают на северо-восток, в сторону сланцев Отаго. Западное крыло синклинали Саутленд пологое и осложнено пологими складками. На север, по направлению к Альпийскому разлому, одновременно с воздыманием шарнира, происходит сжатие синклинория: синклиналь Кей-Суммит представляет собой симметричную сильно сжатую структуру (фиг. 4), местами наблюдается ее опрокидывание на запад. По восточному крылу синклинали, вдоль пояса ультрабазитов проходит крупный разлом Ливингстон. Разрывы осложняют и западное крыло этой синклинали.

В Тасмановом секторе Новой Зеландии Западный синклиниорий состоит из синклиналией Нельсон и Кавхиа. Синклиналь Нельсон имеет северо-восточное простирание и прослеживается почти на 150 км по территории Южного острова и острова Д'Юрвиль (фиг. 5). Она представляет собой сжатую складку, рассеченную серией продольных разломов. Восточное крыло синклинали залегает более круто и частью опрокинато. В пермских породах (серия Маитаи) на этом крыле развиты дополнительные складки, осевые плоскости которых падают на восток — в сторону сланцев Марлборо.

Породы, образующие синклиналь Нельсон, аналогичны породам синклинали Саутленд — Кей-Суммит. На восточном крыле синклинали Нельсон на сланцы Марлборо налегает мощная толща песчаников (граувакк) каменноугольного и нижнепермского возрастов. В верхней части этой толщи песчаники чередуются с аргиллитами. Мощность отложений достигает 8 км (Wellman, 1952). На указанную толщу налегают<sup>1</sup> ультрабазиты Нельсон, образующие пластовые тела в горах Дун и Ред-Хилл, восточнее г. Нельсон и на о-ве Д'Юрвиль. Они ассоциируются со спилитами, вулканическими брекчиями, туфами, диоритами и габбро, образуя пояс, протягивающийся вдоль восточного крыла синклинали Нельсон. Наиболее крупный массив ультрабазитов — в горах Дун — имеет около 35 км в длину и 5—6 км в ширину. Он сложен главным образом дунитами и серпентинитами.

На западном крыле синклинали Нельсон в основании разреза залегает мощная толща вулканитов Брук-Стрит — главным образом базальтов и андезитов, чередующихся с пресноводными осадками (Wellman, 1956). Эти породы идентичны вулканитам Эглинтон, развитым на западном крыле синклиналией Кей-Суммит и Саутленд. С вулканитами Брук-Стрит ассоциируются гранодиориты и диориты. По данным Гриндли (Grindley, 1958), на о-ве Пепин, вблизи г. Нельсон, наблюдается постепенный переход эффузивов и диориты. Веллман (Wellman, 1956) указывает, что в плутонических породах прослеживается слоистость и другие осадочные текстуры. Он полагает, что эти породы образовались в результате процесса, подобного гранитизации.

Мульду синклинали Нельсон слагают породы серии Маитаи, имеющие следующий разрез (Wellman, 1952; Lensen, 1962):

	Мощность, м
1. Известняки и известковистые песчаники, видимой мощностью	600
2. Серые слоистые аргиллиты и песчаники	2100
3. Зеленые и красные слоистые аргиллиты	600
4. Конгломераты, песчаники и известняки, видимой мощностью	более 2000 м

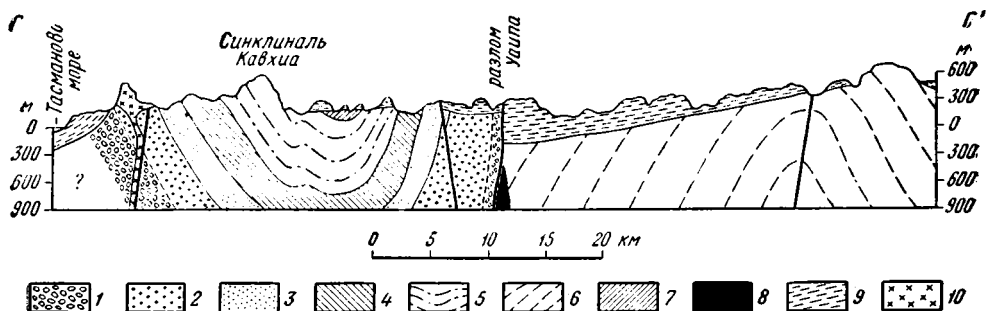
Разрез этих отложений в синклинали Нельсон аналогичен приведенному выше разрезу серии Маитаи в синклинали Кей-Суммит. Триасовые отложения в синклинали Нельсон имеют сравнительно небольшую видимую мощность. Как и в синклинали Саутленд, они представлены шельфовыми отложениями.

Вулканические породы Брук-Стрит, обнажающиеся на западном крыле синклинали Нельсон, дают положительную магнитную аномалию. Эта аномалия прослежена через пролив Кука и покрытую кайнозойскими осадками территорию провинции Таранаки в западную часть Южного Окленда, где развиты триасовые и юрские морские отложения в фациях, аналогичных описанным в синклиналиях Нельсон и Саутленд. Как и в Саутленде, пресноводные осадки появляются в разрезе западной части Южного Окленда в конце нижней — начале средней

<sup>1</sup> По данным Ленсена (Lensen, 1962) ультрабазиты гор Дун ограничены разломами.

юры. Триасовые и юрские породы образуют здесь синклинали Кавхиа (фиг. 6).

Наиболее древние отложения, выходящие на крыльях синклинали Кавхиа, относятся к среднему и верхнему триасу (серия Балфур). В основании их видимого разреза залегают конгломераты (300 м), на которые налегает толща песчаников и алевролитов, частью туфогенных, содержащих фауну (2000—3000 м). Юра, представленная



Фиг. 6. Геологический профиль через синклинали Кавхиа по линии Г—Г' на фиг. 2 (по Keag, 1960)

1—3 — серия Балфур (средний — верхний триас); 1—2 — средний триас; 1 — толща конгломератов, 2 — толща песчаников и алевролитов; 3 — верхний триас; 4 — серия Херанги (нижняя юра); 5—6 — серия Кавхиа (средняя — верхняя юра); 5 — фашии Хоконуи, 6 — альпийские фашии; 7 — серия Отеке (верхняя юра); 8 — серпентиниты; 9 — кайнозойские отложения; 10 — андезиты неогенового возраста

Вертикальный масштаб профиля в восемь раз крупнее горизонтального масштаба

всеми отделами, согласно залегает на триасовых породах. Разрез лейаса (серия Херанги) образован главным образом алевролитами и в меньшей степени песчаниками, которые на западном крыле синклинали замещаются конгломератами (600—1800 м). К средней и верхней юре (серии Кавхиа и Отеке) относятся мощные (более 5000 м) песчаники и алевролиты, содержащие горизонты конгломератов и прослои туфов. Количество конгломератов в верхней части разреза возрастает. В раннем доггере и позднем мальме здесь преобладали континентальные условия осадконакопления, а в средней части рассматриваемого интервала — морские (Keag, 1960). Мощность горизонтов на более крутом восточном крыле синклинали Кавхиа несколько больше, чем на западном.

Упомянутая выше магнитная аномалия протягивается от западного крыла синклинали Нельсон к западному крылу синклинали Кавхиа. На восточном крыле синклинали Кавхиа расположен другой максимум магнитного поля, который прослеживается на юг в залив Южный Таранаки, к которому он подходит восточнее г. Патеа. Этот максимум увязывается с поясом ультрабазитов, расположенным на восточном крыле синклинали Нельсон и, как полагают, указывает на погребенное продолжение этого пояса на Северном острове. Это предположение подтверждается присутствием диапироподобных интрузий серпентинитов юго-западнее г. Те-Куити, положение которых совпадает с аномалией магнитного поля. Далее на север простирается этот магнитный максимум меняется на северо-северо-западное и он прослеживается к г. Окленд.

Синклинали Кавхиа имеет меридиональное простираение. На юг она скрывается под третичные отложения Таранаки. Аналогичное геологическое строение синклинали Нельсон и Кавхиа и геофизические дан-

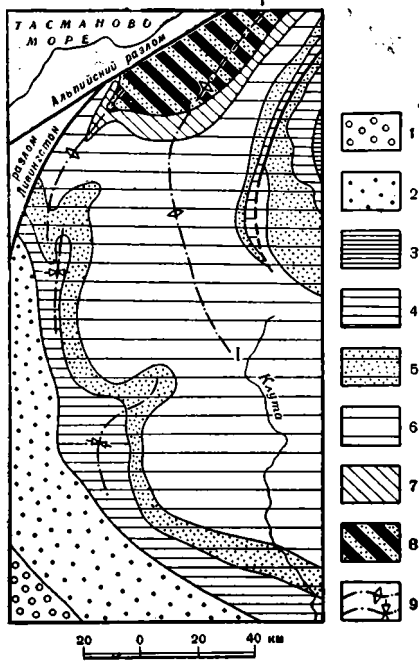


ные позволяют рассматривать эти структуры как продолжение одна другой. Ось синклинали Нельсон-Кавхиа, таким образом, меняет свое простирание от северо-восточного —  $40-50^\circ$  в Нельсоне до меридионального в Юго-Западном Окленде и северо-западного на п-ве Окленд, образуя дугу, выпуклую на восток.

Новозеландский антиклинорий в Тихоокеанском секторе сложен мощной толщей кристаллических сланцев, занимающих значительную часть провинции Отаго (сланцы Отаго), откуда они непрерывной полосой прослеживаются вдоль Южных Альп (альпийские сланцы) до 42-й параллели на севере. Кристаллические сланцы представляют собой результат метаморфизма, происходившего при высоком давлении и низкой температуре (Вуд и др., 1963). Наиболее метаморфизованные породы слагают полосу, прилегающую к Альпийскому разлому и вытянутую вдоль него на 300 км, при максимальной ширине 20 км. В этой полосе распространены биотит-кварц-олигоклазовые гнейсы, местами содержащие альмандин (гранатовая и олигоклазовая зоны) и окаймляющие их с востока биотит-кварц-альбитовые сланцы (биотитовая зона).

Основную массу толщи слагают менее метаморфизованные хлорит-мусковит-кварц-альбитовые сланцы (хлоритовая зона). В них отчетливо различима слоистость, которая в Отаго преимущественно параллельна плоскостям сланцеватости. Хлоритовая зона разделена по структурным и текстурным признакам на четыре подзоны. Мощность сланцев лишь двух из этих подзон в Центральном Отаго превышает 15 км (Wellman, 1956). Кристаллические сланцы представляют собой результат метаморфизма песчаников и аргиллитов, подобных тем, в которые они переходят вверх по разрезу. На западном крыле антиклинория на кристаллических сланцах с постепенным переходом залегают граувакки, относимые к карбону, а на восточном крыле — кристаллические сланцы вверх по разрезу переходят в граувакки, содержащие верхнетриасовую фауну. Вполне вероятно, что сланцы представляют собой результат метаморфизма разновозрастных отложений, и альпийские сланцы, переходящие вверх в триасовые граувакки, несмотря на более высокий метаморфизм, образовались за счет более молодых пород, чем менее метаморфизованные сланцы Центрального и Южного Отаго. Вместе с тем можно полагать, что во всяком случае значительная часть сланцевой толщи сформировалась за счет каменноугольных и докаменноугольных пород. Веллман (Wellman, 1956) придерживается мнения о более молодом — в основном верхнепалеозойском возрасте сланцев Южных Альп и Отаго. Основанием для этого заключения являются следующие соображения. В девонских и нижнепалеозойских отложениях, развитых на западе — в области нижнепалеозойской стабилизации, в значительном количестве присутствуют кварцевые песчаники и известняки. Отсутствие среди кристаллических сланцев хлоритовой и биотитовой зон пород, которые могли бы образоваться при метаморфизме кварцевых песчаников и известняков, приводит его к выводу о более молодом возрасте кристаллических сланцев. Этот довод, однако, вряд ли можно считать веским: он основан на предположении о фациальной устойчивости отложений, которая здесь не доказана.

Сланцы Отаго образуют в целом антиклинальное сооружение — антиклиналь Отаго (фиг. 7), имеющую плоский свод и крутые крылья. Ось антиклинали изогнута в дугу, параллельную оси синклинали Саутленд — Кей-Суммит. Как указывает Вуд (Wood, 1963), эту дугу обрисовывают и простирания мелких складок в сланцах. Вблизи Альпийского разлома изгиб оси антиклинали становится круче и она приобретает северо-восточное простирание. Эта антиклиналь прослеживается здесь в гнейсах долины р. Хаст, откуда она, возможно,



Фиг. 7. Антиклиналь Отаго (по Wood, 1963)

1 — триасовые породы, 2 — пермские и каменноугольные породы, 3—6 — сланцы хлоритовой зоны; 3 — I субзона — частично перекристаллизованные граувакки, 4 — II субзона — мелкозернистые нерассланцованные породы, 5 — III субзона — мелкозернистые грубосланцованные породы, 6 — IV субзона — грубозернистые хорошо рассланцованные породы; 7 — сланцы биотитовой зоны, 8 — сланцы и гнейсы гранатовой и олигоклазовой зон; 9 — антиклинали и синклинали, образовавшиеся во время третьей фазы орогении Рангитата. I—I — ось антиклинали Отаго

дам, повернута по отношению к сланцам Отаго, как это показано на фиг. 8. Такой вывод основан на предположении о том, что сначала в Южных Альпах и Отаго образовалась сланцеватость, имеющая горизонтальное залегание, а затем породы Южных Альп были деформированы. Эта интерпретация не учитывает возможности формирования сланцеватости альпийских сланцев и сланцев Отаго под действием различно ориентированных напряжений, что первично обусловило бы развитие сланцеватости, имеющей разную ориентировку в этих районах. К этому вопросу мы еще вернемся в дальнейшем. Здесь необходимо отметить, что в Южных Альпах, наряду с вертикальной, в ряде мест наблюдается и полого залегающая сланцеватость. Это позволяет ставить вопрос: не является ли вертикальная сланцеватость более поздней, наложившей и затушевывающей в значительной мере более раннюю горизонтальную сланцеватость. В этом отношении большой интерес представляет недавняя работа Гриндли (Grindley, 1963), изучавшего альпийские сланцы в Южном Уэстленде. Исследование мелкой складчатости и ее связи с метаморфизмом указанных пород привело Гриндли к выводу о прояв-

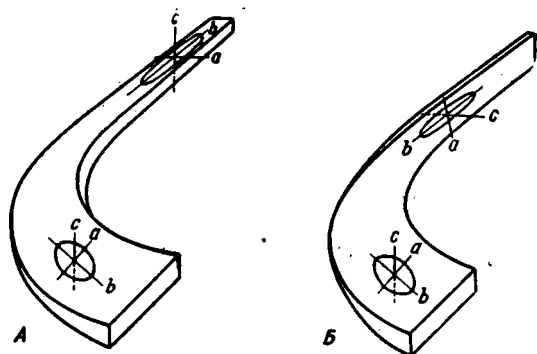
протягивается на северо-восток к леднику Франца-Иосифа. Крылья антиклинали Отаго осложнены складками разных порядков.

Характер деформации сланцев Южных Альп и Отаго весьма различен. Кристаллические сланцы в центральной части Южных Альп интенсивно смяты в складки, простирающиеся на северо-восток —  $30^\circ$ . Осевые плоскости складок близки к вертикальным, в восточной части этого района они круто падают на северо-запад, а в западной части — на юго-восток. В Центральных Альпах Лейли (Lillie, 1961) описал также складки с круто наклоненными шарнирами. По направлению к Альпийскому разлому, помимо увеличения степени метаморфизма пород, наблюдается усиление сланцеватости. Границы между зонами разной степени метаморфизма в альпийских сланцах расположены косо по отношению к сланцеватости. Местами менее метаморфизованные породы деформированы сильнее, чем более метаморфизованные (Lillie a. oth., 1957).

Сланцеватость в кристаллических сланцах в Южных Альпах имеет преобладающее вертикальное падение, а в Отаго залегает очень полого, почти горизонтально. Наблюдения над сланцеватостью позволили Кингме (Kingma, 1959) сделать вывод о различном положении эллипсоида напряжений в Отаго и Южных Альпах. Ось С эллипсоида в Отаго залегает вертикально, а в Южных Альпах — горизонтально. Толща метаморфических пород в Южных Альпах, согласно его выво-

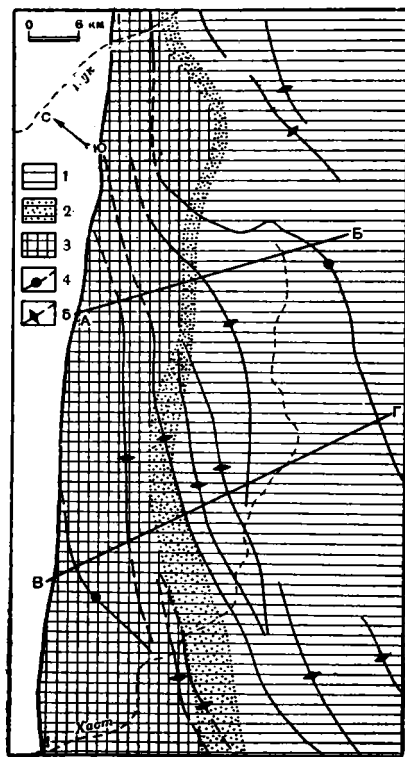
лении в пределах орогении Рангитата трех фаз складчатости, из которых две первые имели место в период метаморфизма. На первом этапе произошло формирование обширных тектонических покровов, опрокинутых и лежащих складок. Осевые плоскости этих складок падают на юг и юго-запад. Параллельно осевым плоскостям образовалась сланцеватость (кливаж осевой плоскости), имеющая пологое залегание<sup>1</sup>. Метаморфизм, сопровождавший складчатость, привел к образованию хлоритовых сланцев.

Во вторую фазу складчатости эти лежащие складки и тектонические покровы были смяты в крупные изоклинные складки, осевые плоскости которых залегают круто (фиг. 9, 10). Простирание изоклильных складок северо-восточное. Параллельно их осевым плоскостям образовалась крутопадающая сланцеватость, секущая по отношению к сланцеватости, возникшей в первую фазу. Затем складчатая толща подверглась интенсивному метаморфизму, приведшему к современной картине метаморфических зон. На фиг. 9 видно, что изограды секут оси складок, возникших во вторую фазу складчатости.



Фиг. 8. Схема, иллюстрирующая идею Кингмы (Kingma, 1959) о скручивании пояса метаморфических сланцев. Показано положение эллипсоида напряжений

Движения, имевшие место после завершения метаморфических процессов, были причиной общего поднятия региона и формирования пологих структур, обрисовываемых поверхностями изоград. К ним относится и антиклиналь Отаго (фиг. 7). Образование указанных структур не сопровож-



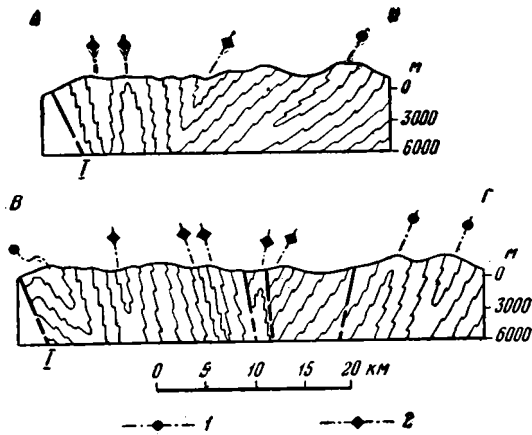
Фиг. 9. Складки в альпийских сланцах, Южный Уэльсэнд (по Grindley, 1963)

1—3 — метаморфические зоны: 1 — хлоритовая, 2 — биотитовая, 3 — гранатовая и олигоклазовая; 4—5 — оси складок, образовавшихся: 4 — в первую фазу складчатости, 5 — во вторую фазу складчатости. I—I' — Альпийский разлом; AB, BC — разрезы на фиг. 10

<sup>1</sup> К аналогичным выводам пришел Вуд (Wood, 1963) в отношении сланцев Отаго, которые, по его мнению, представляют собой пакет лежащих складок или тектонических покровов, надвинутых или опрокинутых на восток и северо-восток. Наблюдаемое в настоящее время в Центральном Отаго почти горизонтальное залегание сланцев, согласно этим представлениям, является залеганием сланцеватости, образовавшейся параллельно осевым плоскостям лежащих складок.

далось равитием ни кливажа осевой плоскости, ни мелкой складчатости.

Было высказано несколько предположений о причинах метаморфизма альпийских сланцев и сланцев Отаго. Согласно гипотезе, предложенной в конце 30-х — начале 40-х годов Хуттоном и Тернером,



Фиг. 10. Геологические профили по линиям АБ и ВГ на фиг. 9

1—2 — оси складок, образовавшихся: 1 — в первую фазу складчатости, 2 — во вторую фазу складчатости

под параллельности между сланцеватостью и первичной слоистостью, наблюдаемой в хлоритовых сланцах Отаго. Однако такой параллелизм отсутствует в альпийских сланцах. Да и в Отаго, если представления Вуда о происхождении сланцеватости верны (см. выше), то параллельность сланцеватости и слоистости нельзя использовать в качестве довода в пользу метаморфизма нагрузки.

Интенсивная дислоцированность метаморфических сланцев делает более предпочтительными представления, недавно высказанные Мейсоном (Mason, 1962), который отводит основную роль тектоническому фактору, считая его главной причиной повышения давления и температуры, приведшими к метаморфизму этих пород.

В Тасмановом секторе Новозеландский антиклинорий наиболее четко выражен в Марлборо на Южном острове. В ядре антиклинория здесь залегают сланцы хлоритовой зоны, аналогичные сланцам Отаго. Сланцы образуют антиклиналь северо-восточного простирания, шарнир которой погружается на северо-восток. На юге эта антиклиналь оборвана разломом Уайрау — продолжением Альпийского разлома. Кристаллические сланцы Марлборо вмещают кварцевые жилы с шеелитом и золотом, аналогичные таковым в сланцах Отаго. Кингма (Kingma, 1959) отмечает горизонтальную сланцеватость в сланцах Марлборо, подобную наблюдаемой в сланцах Отаго. Вверх по разрезу кристаллические сланцы переходят в верхнепалеозойские граувакки предположительно каменноугольного возраста, аналогичные грауваккам Отаго. Граувакки залегают на обоих крыльях антиклинали Марлборо и на ее периклинали, прослеживаясь из Марлборо на северо-восток, где они выходят на небольшом о-ве Капити, расположенном около Северного о-ва Новой Зеландии.

Далее на северо-запад ось Новозеландского антиклинория проходит, по-видимому, в хребет Каиманава, где в ядре одноименной антиклинали залегают темно-серые глинистые сланцы, а также рассланцо-

под хлоритовыми сланцами Отаго предполагалось наличие гранитной интрузии. Выходы этой интрузии, однако, нигде не были обнаружены, а данные, приводившиеся в пользу ее существования, были объяснены иначе (Mason, 1962). Иная точка зрения была высказана Веллманом (Wellman, 1956) и поддержана рядом других исследователей. Согласно его предположению, метаморфические сланцы образовались в осевой части геосинклинали под давлением мощной толщи вышележащих осадочных пород (метаморфизм нагрузки). В пользу такого процесса приводились данные о параллельности между сланцеватостью и первичной слоистостью, наблюдаемой в хлоритовых сланцах Отаго. Однако такой параллелизм отсутствует в альпийских сланцах. Да и в Отаго, если представления Вуда о происхождении сланцеватости верны (см. выше), то параллельность сланцеватости и слоистости нельзя использовать в качестве довода в пользу метаморфизма нагрузки.

ванные песчаники и конгломераты, выше которых лежат также рассланцованные темно-серые аргиллиты и песчаники с прослоями туфов. Породы сложно перемяты, в них наблюдается будинаж. Возраст сланцев Каиманава предположительно пермский. Антиклиналь Каиманава имеет северо-восточное простирание, которое в северной части складки меняется на почти меридиональное (Grindley, 1960; Gregg, 1960).

Породы, слагающие Новозеландский антиклинорий, на значительных частях территории Северного острова перекрыты кайнозойскими осадками, что сильно затрудняет расшифровку строения антиклинория. Наиболее древние отложения, выходящие в пределах антиклинория на Северном острове, это указанные выше сланцы хребта Каиманава и пермские породы Северного Окленда. Веллман (Wellman, 1956) указывает, что к перми могут относиться также граувакки, распространенные на п-ве Коромандел.

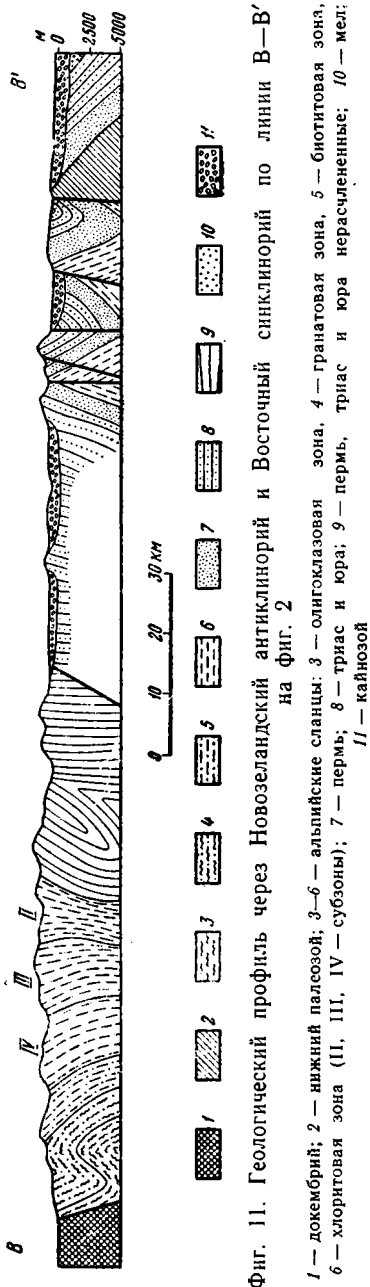
Пермские отложения Северного Окленда распространены у восточного края п-ва Окленд. Они образуют пояс, протягивающийся на северо-запад — 330°; в северной части полуострова простирание пояса меняется на северо-запад — 300°. Он сложен темно-серыми и зелеными аргиллитами и песчаниками с горизонтами кремнистых сланцев, марганецсодержащих песчаников и спилитов. Породы интенсивно дислоцированы и разбиты кливажем. В прослоях мраморов среди этих пород были обнаружены неошвагеринины и ругозы артинского яруса. Фауна указывает на условия теплого мелкого моря. В отличие от этого, артинская фауна серии Маитаи в Западном синклинории Новой Зеландии свидетельствует о более холодных условиях и иной солености моря (Hornibrook, 1952; Leed, 1952).

Пермские породы залегают с общим падением на запад. С обеих сторон рассмотренный пояс граничит с немой толщей, имеющей подобный состав отложений, но содержащей меньшее количество кремнистых сланцев и марганецсодержащих пород. Возраст этих отложений условно определяется в пределах пермо-триаса. Суммарная мощность обеих толщ оценивается в 5—7 км. Общая структура указанных отложений может быть интерпретирована как антиклиналь, опрокинута на северо-восток (Thompson, 1961; Keag, Nau, 1961). Разломы северо-западного простирания отделяют рассмотренные образования от меловых и более молодых пород западной части Северного Окленда.

В триасовых и юрских отложениях, распространенных в пределах антиклинория, в отличие от одновозрастных пород, развитых в Западном синклинории, фауна крайне редка. Это — однообразная толща песчаников и аргиллитов, содержащая тонкие прослои спилитов. Толща сложноскладчатая. Ее структура, вследствие однообразия состава, на большей части территории не расшифрована.

Сравнение простирания складок в домеловых породах на полуостровах Окленд, Коромандел и в центральной части Северного острова позволяет сделать вывод о том, что простирания складок в пределах Новозеландского антиклинория образуют дугу, выпуклую на восток. Веллман и Кингма (Wellman, 1956; Kingma, 1959) предполагают, что ось этого антиклинория проходит из Марлборо, через антиклиналь Каиманава к антиклинали Северо-Восточного Окленда. Таким образом, на Северном острове, как и на Южном, устанавливается дугообразный изгиб Новозеландского антиклинория, параллельный изгибу Западного синклинория Новой Зеландии.

Восточный синклинорий в Тихоокеанском секторе Новой Зеландии сложен мощной толщей терригенных пород (граувакк), имеющих в основном триасовый возраст. Эти породы занимают большую часть провинции Кентербери, откуда протягиваются на Северный остров в хребты Тараруа и Руахине. Отложения представлены главным



Фиг. 11. Геологический профиль через Новозеландский антиклинорий и Восточный синклинорий по линии В—В' на фиг. 2

1 — докембрий; 2 — нижний палеозой; 3—6 — альпийские сланцы; 3 — онгоклазовая зона, 4 — гранатовая зона, 5 — биотитовая зона, 6 — хлоритовая зона (II, III, IV — субзоны); 7 — пермь; 8 — триас и юра; 9 — пермь, триас и юра нерасчлененные; 10 — мел; 11 — кайнозой

образом среднезернистыми песчаниками, алевролитами и аргиллитами. Породы частью туфогенные и содержат прослои спилитов и туфов. С прослоями вулканических пород ассоциируются редкие горизонты известняков. В толще нередки также конгломераты. По сравнению с одновозрастными конгломератами, развитыми в Западном синклинории, они имеют меньшую мощность и иное соотношение пород в гальке: осадочные породы преобладают над магматическими или слагают равное число галек. В описываемых отложениях отсутствуют волновые знаки и косяя слоистость. Фауна редка. В основном она имеет триасовый возраст. Встречены также пермские пелиподы, указывающие на верхнепалеозойский возраст нижней части рассматриваемой толщи. В Южных Альпах граувакки интенсивно перемяты, они образуют складки, осевые плоскости которых, как указывает Веллман (Wellman, 1956), вероятно, падают в сторону антиклинория. В Южном и Центральном Кантербери известно несколько крупных складчатых структур (фиг. 11). В ядрах антиклиналей здесь залегают сланцы, подобные сланцам Отаго, а в районе Джеральдина известны выходы мраморов, кварцитов и эффузивов, имеющих, вероятно, нижнепалеозойский возраст.

Верхняя часть граувакковой толщи, относящаяся к юре, наблюдается в Южном Марлборо. В хребтах Тараруа и Руахине на Северном острове граувакки также имеют юрский возраст (Kingma, 1962).

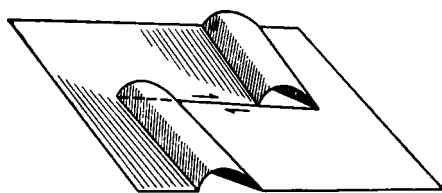
В Тасмановом секторе Новой Зеландии Восточный синклинорий намечается южнее залива Пленти на Северном острове. Наблюдению доступна лишь часть западного крыла синклинория, сложенная юрскими граувакками, аналогичными распространенным в Тихоокеанском секторе.

### ОСОБЕННОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ СТРУКТУРЫ НОВОЙ ЗЕЛАНДИИ

По Зюссу, на территории Южного острова Новой Зеландии сходятся два одновозрастных горных сооружения, образуя шарунг (скучивание). Эти взгляды в той или иной мере принимались рядом геологов. Однако по мере накопления фактов стала все больше выясняться разновозрастность структурных элементов разного простирания, исключающая представления о шарунге (Lillie, 1953).

Веллман (Wellman, 1954, 1955, 1956) выдвинул идею о крупном горизонтальном смещении домеловых образований Новой Зеландии

вдоль Альпийского разлома. В обоснование этого положения им указывалось на полную аналогию строения между территорией Нельсона — Северного Марлборо, расположенный на западном крыле разлома и районами Отаго — Саутленда на восточном крыле разлома. Все крупные структуры в домеловых породах, по Веллману, оборваны Альпийским сдвигом и сдвинуты по нему за послеюрское время примерно на 450 км.



Фиг. 12. Опыт Шофилда

Иная точка зрения была высказана Шофилдом (Schofield, 1960). Он основывался на идее Коттона (Cotton, 1956, 1957) о короблении крыльев сдвига, которое компенсирует амплитуду горизонтального смещения. Шофилд предположил, что аналогичные структуры, наблюдаемые в настоящее время в разных крыльях сдвига в 450 км друг от друга, не представляли собой ранее продолжения одна другой. По его представлениям, перемещения по Альпийскому сдвигу начались значительно раньше — одновременно с накоплением осадков в верхнепалеозойско-мезозойской геосинклинали. При этом у концов сдвига, на его разных крыльях возникли синхронные и подобные тектоническим структуры и образовались аналогичные осадочные и вулканогенные комплексы. Горизонтальное перемещение по сдвигу в этом случае могло быть небольшим — гораздо меньше кажущегося смещения, определенного по расстоянию между аналогичными структурами на разных крыльях разлома. Эти представления хорошо иллюстрирует простой опыт с листом бумаги, внутри которого сделан разрез. Если сдвинуть края разреза в разные стороны, у его концов на противоположных крыльях возникнут складки (фиг. 12).

Если интерпретация Шофилда верна, то прогибы, возникшие в связи со сдвигом, должны были бы замыкаться — естественно оканчиваться около этого сдвига. Это было бы отражено в изменении фаций отложений и их мощности, по направлению к сдвигу. Однако ни в синклинали Кей-Суммит, ни в синклинали Нельсон подобные явления не отмечены. Далее, указанные ранее изменения фаций и мощностей, наблюдаемые в поперечном сечении синклиналей Кей-Суммит — Саутленд и Нельсон — Кавхиа, свидетельствуют о постседиментационном образовании этих структур. В этом случае может возникнуть вопрос: если не как седиментационные впадины, то, может быть, как складчатые структуры названные синклинали обязаны своим возникновением сдвигу по Альпийскому разлому? Однако против такого предположения свидетельствует совершенно одинаковое строение соответствующих крыльев этих синклиналей и одинаковые изменения фаций и мощностей в их поперечном разрезе. Такое совпадение совершенно необъяснимо. Вообще следует предполагать, что в случае возникновения складчатых или седиментационных структур, компенсирующих смещение по сдвигу, эти структуры будут различны на разных крыльях разлома, так как их тип, форма и другие признаки будут зависеть от местных особенностей данного участка крыла. Лишь местоположение и ориентировка этих структур главным образом будут обусловлены сдвигом.

К сказанному следует добавить, что в пределах зоны компенсационных структур амплитуда сдвига должна значительно уменьшиться (или сдвиг затухнуть). Между тем, если амплитуда послеюрских горизонтальных перемещений по разломам Северного острова Новой Зеландии неясна, то о южном отрезке Альпийского разлома имеются более определенные данные: область нижнепалеозойской стабилизации, граничащая с Западным синклинорием Новой Зеландии, разорвана сдвигом и ее аналогично построенные части находятся одна от другой также примерно в 450 км (Wellman, 1956).

В пользу сдвига по Альпийскому разлому в первую очередь свидетельствуют следующие данные.

1. Торцовое сочленение структур по разлому.

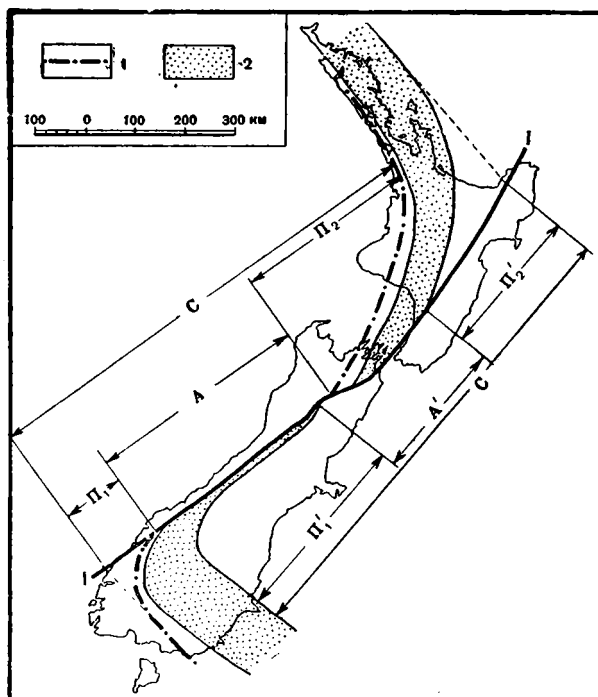
2. Полная аналогия строения участков противоположных крыльев разлома, находящихся друг от друга на значительном расстоянии: территории Саутленд — Отаго на восточном крыле разлома и Нельсон — Северное Марлборо на его западном крыле. Особенно хорошо это видно из сравнения синклиналей Кей-Суммит — Саутленд и Нельсон — Кавхиа. Указанные структуры не только имеют аналогичное строение в целом, но характеризуются и одинаковыми частными особенностями: различиями между строением восточных и западных крыльев складок, фаціальными изменениями отложений поперек синклиналей и вверх по разрезу, идентичным составом магматических пород и т. д. Отчетливо устанавливается смещение пояса ультрабазитов, границ между фациями отложений верхнего палеозоя, триаса и юры (фиг. 2, 4, 5).

Важной особенностью Альпийского сдвига является то, что удается наблюдать, как в разных его частях разновозрастные структуры смещены на неодинаковое расстояние. Ось синклинали Кей-Суммит и пояс ультрабазитов на ее крыле подходят с юга к Альпийскому разлому, а ось синклинали Нельсон и ультрабазиты Нельсона — с севера к разлому Уайрау в пунктах, отстоящих друг от друга примерно на 450 км. Эта величина (А, фиг. 13) — амплитуда смещения указанных структур. Проследим изменения амплитуды сдвига. Если верно, что ось антиклинали Отаго может быть прослежена в район ледников Фокс и Франца Иосифа (Вуд и др., 1963), то величина смещения оси Новозеландского антиклинория будет почти на 100 км меньше, чем указанное выше смещение оси Западного синклинория Новой Зеландии. Севернее данные об амплитуде сдвига можно получить, сравнивая положения границы между хлоритовыми сланцами (альпийскими и Марлборо) и граувакками на восточном крыле Новозеландского антиклинория. В настоящее время эта граница на разных крыльях разлома подходит к нему на расстоянии 130 км.

Восточнее Альпийского сдвига указанная граница имеет почти вертикальное падение (фиг. 11), северо-восточнее разлома Уайрау она, по-видимому, залегает менее круто. В этом случае надо учесть то, что западное крыло Альпийского разлома находится на несколько более высоком эрозионном срезе по сравнению с соответствующими участками восточного крыла, т. е. указанное ранее расстояние в 130 км не является истинной амплитудой сдвига. Необходимо внести поправку, которую можно примерно определить, руководствуясь следующими соображениями. Ширина зоны хлоритовых сланцев Отаго — на некотором удалении от Альпийского разлома — в несколько раз более, чем в Северном Марлборо. Степень дислоцированности сланцев Марлборо и Отаго, как указывалось, примерно одинакова и можно предположить, что на равном эрозионном срезе ширина этих зон также хотя бы приблизительно одинакова. В этом случае истинное смещение по разлому восточной границы хлоритовой зоны (А', фиг. 13) будет больше ука-



занного выше расстояния в 130 км — на величину, которая может достигать 100 км. Конечно, этот подсчет очень приблизителен и указанная поправка может быть гораздо меньше, хотя вряд ли — больше. Но для нас в данном случае важны не точные абсолютные цифры смещения, а тот факт, что величина смещения Западного синклинория и амплитуда сдвига восточной границы метаморфических сланцев резко различны: на 400-километровом отрезке Альпийского разлома, расположенном севернее синклинали Кей-Суммит, амплитуда сдвига уменьшается в два раза или более.



Фиг. 13. Схема Альпийского сдвига (I—I)

1 — ось Западного синклинория, 2 — Новозеландский антиклинорий. Буквенные обозначения объяснены в тексте

Указанное выше изменение амплитуды сдвига можно выразить и иным образом, а именно: метаморфические сланцы восточного крыла Альпийского сдвига протягиваются вдоль него на расстояние, превышающее в два или большее число раз интервал, на котором эти сланцы контактируют с разломом в его противоположном крыле. Эта разница должна быть компенсирована различием внутреннего строения метаморфических сланцев, развитых на противоположных крыльях разлома. И эти различия, как уже указывалось, действительно наблюдаются. Главнейшие из них следующие: 1) на восточном крыле разлома вдоль него развиты наиболее сильно метаморфизованные породы — олигоклазовые гнейсы и биотитовые сланцы, в то время как в Северном Марлборо развиты менее метаморфизованные хлоритовые сланцы, аналогичные распространенным в Отаго — на удалении от Альпийского разлома; 2) в альпийских сланцах сланцеватость вертикальна и параллельна Альпийскому разлому, в Марлборо и Отаго сланцеватость залегает почти горизонтально; 3) складчатость в альпийских сланцах более интенсивна, осевые плоскости складок верти-

кальны и почти параллельны плоскости Альпийского разлома. В целом структура альпийских сланцев указывает на ее формирование в условиях сжатия, ориентированного перпендикулярно к плоскости Альпийского разлома, и растяжения — параллельного ему. С этим выводом, полученным из анализа структурных форм, согласуются и данные Веллмана (Wellman, 1956) о деформации галек в породах.

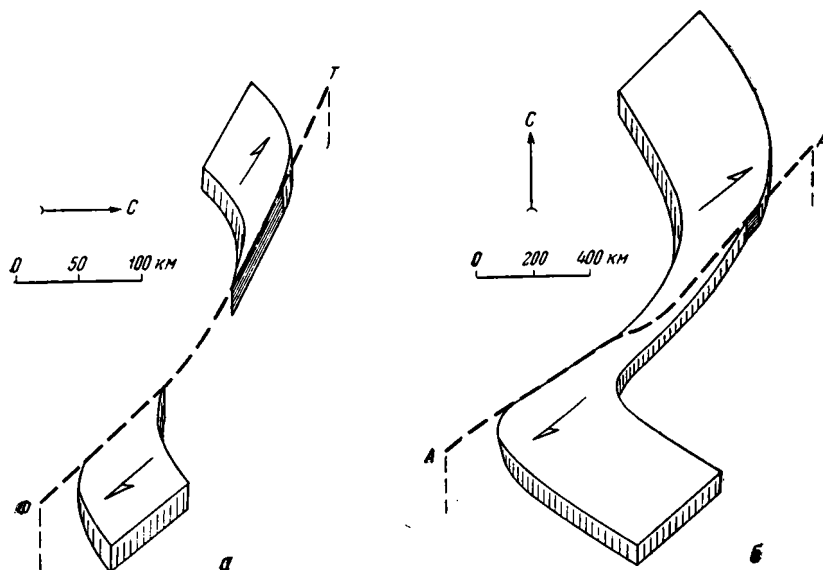
Приведенные материалы позволяют достаточно обоснованно высказать предположение о пластической деформации альпийских сланцев — о растяжении пояса метаморфических сланцев вдоль Альпийского сдвига на восточном крыле этого разлома. Продольное растяжение (и поперечное сжатие) пояса компенсирует, а точнее — определяет изменение амплитуды Альпийского сдвига, оно приводит к тому, что метаморфические сланцы в восточном крыле сдвига граничат с ним на интервале, больше, чем в западном крыле. Предложенный механизм объясняет отличия альпийских сланцев от сланцев Марлборо и Отаго: более интенсивная деформация обусловила более глубокий динамотермальный метаморфизм пород около Альпийского сдвига и развитие сланцеватости, ориентированной вдоль направления движения — параллельно плоскости сдвига. Эта вновь возникшая вертикальная сланцеватость, наибольшая интенсивность которой наблюдается вблизи сдвига, затушевывает ранее образовавшуюся горизонтальную сланцеватость, хорошо видимую в настоящее время в сланцах Отаго и Марлборо и лишь в виде реликтов сохранившуюся в альпийских сланцах. В пользу развиваемых представлений свидетельствует и форма пояса метаморфических сланцев. Изогнутый в дугу, выпуклую в направлении движения по сдвигу, этот пояс около Альпийского разлома резко сужается, как бы подчеркивая продольное растяжение.

Дугообразный изгиб структур восточного крыла Альпийского разлома сопровождается поперечным сжатием этих структур, возрастающим при приближении к указанному разлому. Особенно отчетливо это видно на примере синклинали Саутленд — Кей-Суммит. Дугообразная форма, продольное растяжение и поперечное сжатие структур на восточном крыле Альпийского разлома хорошо увязываются с правым сдвигом по нему. Все эти явления свидетельствуют о том, что в присдвиговой полосе произошла значительная переработка структур путем их пластической деформации, т. е. первоначальное простиранье структур в Тихоокеанском секторе Новой Зеландии можно наблюдать лишь на удалении от Альпийского сдвига — в восточных частях Отаго и Саутленда: оно северо-западное.

Дугообразный изгиб структур, связанный со сдвигом, позволяет подсчитать величину пластического перемещения материала на крыле сдвига (Буртман, 1961). Как и амплитуда, эта величина изменчива. Определенная по изгибу оси синклинали Саутленд — Кей-Суммит, она равна 150 км ( $P_1$ , фиг. 13), положение восточной границы пояса кристаллических сланцев свидетельствует о пластическом перемещении почти на 400 км ( $P'_1$ , фиг. 13).

Обратимся теперь к Тасманову сектору Новой Зеландии. Структуры этого сектора также изгибаются по направлению к Альпийскому разлому, образуя дугу, выпуклую в направлении движения западного крыла сдвига. Подобно синклинали Саутленд — Кей-Суммит, синклиналь Нельсон — Кавхиа при приближении к Альпийскому разлому сжимается (фиг. 5 и 6). Можно предположить, что это подобие распространяется и на механизм формирования северной дуги, т. е. мы полагаем, что северная дуга, аналогично южной дуге, образовалась в связи со сдвигом по Альпийскому разлому, путем изгиба в плане и переработки структур, первоначальное простиранье которых сохра-

нились вдали от сдвига, за пределами дуги — на п-ве Окленд. Если наше предположение верно, то величина пластического перемещения материала в пределах северной дуги ( $\Pi_2$ , фиг. 13) составляет 400 км, а полное смещение вдоль Альпийского сдвига (С, фиг. 13) достигает 1000 км, — оно включает в себя амплитуду сдвига (А) и пластическое перемещение материала при образовании дуг на его обоих крыльях, т. е.  $C = A + \Pi_1 + \Pi_2$ . Характерной особенностью рассматриваемого примера является то, что из общего 1000-километрового смещения лишь



Фиг. 14. Схема соотношения пластического изгиба и разрыва пород в зонах Таласо-Ферганского сдвига в Тянь-Шане (а) и Альпийского сдвига Новой Зеландии (б)

менее половины приходится на смещение собственно по сдвигу — даже там, где его амплитуда максимальна. Севернее, по мере уменьшения амплитуды сдвига, роль пластической деформации еще более возрастает.

Изучая Таласо-Ферганский сдвиг на Тянь-Шане, автор наблюдал подобное сочетание смещения по плоскости сдвига с пластической деформацией структур на его крыльях. Там полное смещение было равно 250 км. Из них лишь 50—70 км (т. е. 20—25%) приходилось на пластическое перемещение материала в крыльях сдвига, а ширина зоны переработанных структур составляла первые десятки километров (фиг. 14а). В зоне Таласо-Ферганского разлома переработка ранее возникших структур путем их пластической деформации действительно лишь осложняет сдвиг и является следствием горизонтального перемещения по этому разлому (Буртман, 1964).

Иная обстановка в Новой Зеландии. Здесь на первое место выступает пластическая деформация и пластическое перемещение материала. Пояс, в пределах которого наблюдаются эти явления, имеет северо-восточное простирание, его ширина — более 300 км. Смещение вдоль пояса на значительном интервале концентрируется вдоль плоскости Альпийского разлома. Однако затухание сдвига в северном направлении, будучи компенсировано увеличением пластической деформации, существенно не меняет величину полного смещения вдоль этого пояса. За его пределами — на п-ве Окленд и в восточных частях Отаго и

Саутленда — наблюдается первоначальное северо-западное простирание структурных форм.

В целом, структура домеловых образований рассматриваемого региона представляет собой огромную горизонтальную флексуру. Северное и южное крылья этой горизонтальной флексуры имеют северо-западное простирание, а смыкающее крыло — северо-восточное. Длина смыкающего крыла примерно 1000 км, оно сужено, растянуто и осложнено Альпийским сдвигом (фиг. 13, 14б).

Таким образом, мы приходим к выводу, что верхнепалеозойско-раннемезозойский геосинклинальный прогиб Новой Зеландии и сформировавшиеся в нем антиклинорий и синклинии первоначально обладали северо-западным простиранием. Это простирание было доминирующим в тектоническом развитии региона до конца юрского периода. В конце юры или позднее произошла переработка тектонического плана рассматриваемой территории, обязанная горизонтальным перемещениям вдоль структур иного — северо-восточного простирания.

Точная датировка начала этих перемещений и интервала, на котором произошло основное смещение, вызывают значительные затруднения. Саггат (Suggate, 1963) рассматривает три возможных варианта времени сдвига по Альпийскому разлому. Первый вариант — движения по Альпийскому сдвигу начались в период орогении Рангитата (средняя юра — нижний мел) и продолжают с большей или меньшей интенсивностью до настоящего времени. Против этого предположения, т. е. против непрерывности движений, свидетельствуют результаты изучения мезокайнозойских отложений. Они указывают на относительное тектоническое спокойствие в верхнем мелу, а местами в палеоцене и эоцене, что вряд ли могло быть во время крупных горизонтальных перемещений.

Второй возможный вариант — предположение о молодом возрасте Альпийского сдвига — отнесение его к орогении Кайкура. Веллман первоначально считал, что сдвиговые перемещения по Альпийскому разлому начались в конце юры (Веллман, 1957). Однако позднее Кларк и Веллман (Clark a. Wellman, 1959), подсчитав среднюю скорость позднечетвертичных горизонтальных смещений по Альпийскому разлому в районе Мильфорд-Саунд (13 мм в год), указали на то, что если скорость смещения в прошлом была такой же, то для образования наблюдаемой амплитуды Альпийского сдвига достаточно времени, начиная с олигоцена. Еще более определенно предположение о зарождении сдвига в олигоцене, т. е. на ранних стадиях орогении Кайкура, было высказано Веллманом на X Новозеландском научном конгрессе в 1962 г.

Саггат (Suggate, 1963) приводит ряд фактов, свидетельствующих против такой интерпретации. Так, формирование седиментационных структур в позднечетвертичное время (т. е. в начале орогении Кайкура) происходит в том же направлении, что и в раннетретичное время. Следовательно, связывать с этим этапом перестройку структурного плана района не представляется возможным. Далее, плиоценовые и раннеплейстоценовые отложения, распространенные в южной части Северного острова — у предполагаемого продолжения Альпийского разлома — не несут в себе ни стратиграфических, ни структурных признаков, которые свидетельствовали бы о горизонтальных движениях по этому разлому в то время. Саггат указывает также на то, что позднечетвертичные сдвиговые перемещения по Альпийскому разлому имеют такой же размах, что и вдоль других разломов Новой Зеландии, по которым не происходили крупные горизонтальные смещения в прошлом. Следовательно, во всяком случае для позднечетвертичного времени, Альпийский разлом не является доминирующим в структуре, как мож-

но было ожидать, если бы его развитие ограничивалось позднекайнозойской орогенцией Кайкура.

Третий вариант предусматривает возникновение Альпийского сдвига в орогению Рангитата, в течение которой и произошло основное горизонтальное смещение. Саггат (Saggate, 1963) считает, что Альпийский сдвиг, как наиболее крупное тектоническое явление, должен ассоциироваться с движениями, следовавшими за наиболее крупным периодом геосинклинального развития. Именно такое положение занимает орогения Рангитата, соответствующая времени отмирания верхнепалеозойско-мезозойской геосинклинали. В орогению Кайкура движения по этому разлому возобновились, однако горизонтальные перемещения в это время были относительно невелики и соизмеримы с вертикальными движениями; последним обязано поднятие Южных Альп.

В пользу того, что горизонтальные перемещения по Альпийскому разлому происходили как в орогению Рангитата, так и в орогению Кайкура, свидетельствует следующий факт, на который указывает Веллман (Wellman, 1956) и более подробно рассматривает Гриндли (Grindley, 1963). На территории Уэстленда с двух сторон к Альпийскому разлому подходят два пояса лампрофировых даек (фиг. 2). Эти дайки образовались после того как альпийские сланцы были смяты и метаморфизованы, а галька лампрофиров появляется в турон-сантонских отложениях. Наиболее вероятный возраст даек лампрофиров — верхи нижнего мела.

Дайки имеют аналогичный состав, а поясы даек — одинаковое простираие в обоих крыльях Альпийского разлома. Этот разлом срезает указанные пояса даек в пунктах, отстоящих друг от друга на 180 км. Как полагают, оба эти пояса представляют собой части единого разорванного пояса, сдвинутые по Альпийскому разлому. Таким образом 180-километровое смещение произошло после нижнего мела — скорее всего в орогению Кайкура. Если это так, то горизонтальные перемещения были, примерно, в равной мере свойственны как мезозойской орогению Рангитата, так и позднекайнозойской орогению Кайкура.

Выше были изложены выводы Гриндли о трех этапах формирования структуры альпийских сланцев. По предположению этого исследователя, возникновение Альпийского сдвига и горизонтальные перемещения по нему относятся к третьему — послеметаморфическому этапу орогению Рангитата. Укажем, однако, на ряд фактов, свидетельствующих в пользу их более раннего возраста. Действительно, изоклинальные складки в альпийских сланцах, возникшие на втором этапе, имеют северо-восточное простираие. Такое же простираие имеют зоны метаморфизма в Южных Альпах. Мы уже показали ранее, что первоначальное простираие верхнепалеозойско-раннемезозойских структур региона было северо-западным, а образование структур северо-восточного простираия является зарождением нового структурного плана, формирование которого обусловлено развитием Новозеландской горизонтальной флексуры и Альпийского сдвига. В связи с этим северо-восточная ориентировка изоклинальных складок в Южных Альпах может быть объяснена двояко: либо она первична, т. е. складки возникли с таким простираием и их образование связано с развитием Новозеландской горизонтальной флексуры или Альпийского сдвига; либо северо-восточная ориентировка изоклинальных складок вторична, т. е. они возникли ранее и обладали северо-западной ориентировкой осей, а затем были переориентированы в связи с развитием горизонтальной флексуры и движениями по Альпийскому сдвигу. В последнем случае сдвиг действительно был бы более поздним, чем изоклинальная складчатость в Южных Альпах. Однако в этом случае



ные ветви разлома Уайрау в этом случае следует рассматривать как оперяющие разломы.

Отсутствие около разлома Уайрау структур растяжения может быть объяснено двояко: либо изгиб плоскости Альпийского разлома существовал во время сдвиговых движений, но породы были достаточно пластичны, чтобы «обтекать» этот изгиб, либо плоскость Альпийского разлома была изогнута после основного смещения. Данных для решения этого вопроса недостаточно, хотя и предложен метод (Lensen, 1958), который может помочь его выяснению.

### ВЫВОДЫ

Верхнепалеозойские и раннемезозойские отложения Новой Зеландии накопились в геосинклинальном прогибе, имевшем северо-западное простирание. В начале мезозойской орогении в этом прогибе сформированы крупные пологие складчатые структуры того же простирания. Затем произошла резкая перестройка структурного плана региона, связанная с зарождением и развитием Новозеландской горизонтальной флексуры. Смыкающее крыло этой горизонтальной флексуры имеет северо-восточное простирание и длину около 1000 км. Оно растянуто, утонено и осложнено Альпийским сдвигом. Амплитуда сдвига максимальна на юге (450 км) и уменьшается в направлении на север. Это уменьшение амплитуды компенсировано пластической деформацией восточного крыла разлома — его продольным растяжением. Последнее сопровождалось (а, вероятно, и обуславливалось) поперечным сдавливанием, приведшим к образованию в Южных Альпах изоклинальных складок северо-восточного простирания, а возможно, и к метаморфизму пород в зоне Альпийского разлома.

Формирование Новозеландской горизонтальной флексуры и Альпийского сдвига происходило в мезозойскую орогению (верхняя юра — нижний мел) и возобновилось в кайнозой. Развитие этих структур определило структурный план домеловых пород Новой Зеландии, а в значительной мере и современную орографию страны.

\* \* \*

Исследование пластических деформаций в горизонтальной плоскости, возникших в результате крупных латеральных перемещений в земной коре — складок с вертикальными шарнирами, горизонтальных флексур и др. — является одной из интереснейших и наименее изученных проблем тектоники. Хотя и есть смелые гипотезы, основанные на представлениях о широком развитии подобных деформаций (например, Sagey, 1958, 1963), однако строение и механизм образования конкретных структур такого типа не исследованы.

Автором ранее были изучены пластические деформации, сопровождающие Таласо-Ферганский сдвиг в Тянь-Шане (Буртман, 1964). Размер складок с вертикальными шарнирами, возникших при движении по указанному разлому, относительно невелик (25—50 км). В этой статье мы попытались показать, что главные особенности строения крупного региона объясняются формированием огромной горизонтальной флексуры и указать на те последствия, к которым приводит пластическая деформация такого масштаба. Как складки с вертикальными шарнирами в Тянь-Шане, так и Новозеландская горизонтальная флексура ассоциируются со сдвигами, секущими по отношению к более древним структурам региона. Наличие сдвига помогает выявлять подобные складчатые деформации, увидеть их связь с крупными горизонтальными перемещениями и понять механизм формирования этих структур.

Исследование складок, ассоциирующихся со сдвигами, однако, лишь первый, более легкий этап изучения структур, возникающих в результате пластической деформации в горизонтальной плоскости. Важной и интересной задачей является выявление подобных структурных форм, развивающихся независимо от секущих сдвигов и выяснение их роли в строении складчатых областей. О том, что такие структуры должны быть, свидетельствуют рассмотренные выше особенности Новозеландской горизонтальной флексуры, в которой Альпийский сдвиг хотя и играет важную морфологическую роль, но, по-видимому, не является причиной возникновения этой горизонтальной флексуры.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Буртман В. С. О Таласо-Ферганском сдвиге.— Изв. АН СССР, серия геол., 1961, № 12.
- Буртман В. С. Таласо-Ферганский сдвиг и сдвиг Сан-Андреас.— Труды Геол. ин-та АН СССР, 1963, вып. 80.
- Буртман В. С. Таласо-Ферганский сдвиг (Тянь-Шань).— Труды Геол. ин-та АН СССР, 1964, вып. 104.
- Веллман Г. В. Четвертичная тектоника Новой Зеландии.— В кн.: «Живая тектоника». М., ИЛ, 1957.
- Вул Б., Гриндли Дж., Харингтон Х. Геологический очерк Новой Зеландии. М., ИЛ, 1963.
- Carey S. W. A tectonic approach to continental drift. In «Continental drift. A symposium». Hobart, Tasmania, 1958.
- Carey S. W. The asymmetry of the Earth.— Univ. Tasmania, Dept. Geol. Publ., 1963, N 138.
- Clark R. H., Wellman H. W. The Alpine fault from lake Mc-Kerrow to Milford Sound.— N. Z. J. Geol. and Geophys., 1959, 2, N 3.
- Cotton C. A. The Alpine fault of the South Island of New Zealand from the air.— Trans. Roy. Soc. N. Z., 1947, 76.
- Cotton C. A. Geomechanics of New Zealand mountain bilding.— N. Z. J. Sci. and Technol., sec. B, 1956, 38, N 3.
- Cotton C. A. Geomorphic evidence and major structures, associated with transcurrent faults in New Zealand.— Rev. geogr., phys. et geol. dinamique, 2-me ser., 1957, 1, N 1.
- Gregg D. R. The geology of Tongariro subdivision.— N. Z. Geol. Surv. Bull., 1960, N 40.
- Grindley G. W. The geology of the Eglinton valley, Southland.— N. Z. Geol. Surv. Bull., 1958, N 58.
- Grindley G. W. Taupo.— Geological map of New Zealand 1 : 250 000, sheet 8. Wellington, 1960.
- 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.
- Hamilton W. Origin of Gulf of California.— Bull. Geol. Soc. America, 1961, 72, N 9.
- Hornibrook N. de B. Fusulines of the Waipapa series, North Auckland Peninsula. In «Symposium sur les séries de Gondwana». Alger, 1952.
- Kear D. Hamilton.— Geological map of New Zealand 1 : 250 000, sheet 4. Wellington, 1960.
- Kear D., Hay R. F. North Cape.— Geological map of New Zealand, 1 : 250 000, sheet 1. Wellington, 1961.
- Kingma J. T. The tectonic history of New Zealand.— N. Z. J. Geol. and Geophys., 1959, 2, N 1.
- Kingma J. T. Dannevirke.— Geological map of New Zealand 1 : 250 000, sheet 11. Wellington, 1962.
- Leed H. Permian corals of New Zealand. In «Symposium sur les séries de Gondwana». Alger, 1952.
- Lensen G. J. Note on fault correlations across Cook strait.— N. Z. J. Geol. and Geophys., 1958a, 1, N 2.
- Lensen G. J. Rationalized fault interpretation.— N. Z. J. Geol. and Geophys., 1958b, 1, N 2.
- Lensen G. J. The Wellington fault from Cook strait to Manawatu.— N. Z. J. Geol. and Geophys., 1958b, 1, N 1.
- Lensen G. J. Kaikoura.— Geological map of New Zealand 1 : 250 000, sheet 16. Wellington, 1962.
- Lillie A. R. Notes of structure of New Zealand. In «Proc. Seventh Pacific Sci. Congr.», vol. 2. Wellington, 1953.
- Lillie A. R. Folds and faults in the New Zealand Alps and their tectonic signification.— Proc. Roy. Soc. N. Z., 1961, 89, N 1.



- Lillie A. R., Gunn B. M., Robinson P. Structural observations in Central Alpine region of New Zealand.—*Trans. Roy. Soc. N. Z.*, 1957, 85, N 1.
- Macpherson E. O. An outline of late cretaceous and tertiary diastrophism in New Zealand.—*N. Z. Dept. Sci. and Industr. Res. Geol. Mem.*, 1946, N 6.
- Mason B. H. Metamorphism in the Southern Alps of New Zealand.—*Bull. Amer. Museum Natur. Hist.*, 1962, 124, Art. 4.
- Munden F. W. Notes of the Alpine fault, Haupiri Valley, North Yestland.—*N. Z. J. Sci. and Technol.*, 1952, 33, N 5.
- Mutch A. R. Facies and thickness of the upper paleozoic and triassic sediments of Southland.—*Trans. Roy. Soc. N. Z.*, 1956, 84, N 3.
- Mutch A. R. Oamaru.—*Geological map of New Zealand 1 : 250 000*, sheet 23. Wellington, 1963.
- Outline of the geology of New Zealand. Wellington, 1948.
- Schofield J. C. Some theoretical structures, associated with transcurrent faulting applied to the Alpine fault.—*N. Z. J. Geol. and Geophys.*, 1960, 3, N 3.
- Speden I. G. Papatowai.—*Geological map of New Zealand 1 : 63 360*, sheet S—184. Wellington, 1961.
- Stevens G. R. The Wellington fault.—*Trans. Roy. Soc. N. Z.*, 1958, 85, N 4.
- Suggate R. P. The interpretation of progressive fault displacement of flights of terraces.—*N. Z. J. Geol. and Geophys.*, 1960, 3, N 3.
- Suggate R. P. The Alpine fault.—*Trans. Roy. Soc. N. Z., Geol.*, 1963, 2, N 7.
- Suggate R. P., Gair H. S., Gregg D. R. The south-west extension of the Awatere fault.—*N. Z. J. Geol. and Geophys.*, 1961, 4, N 3.
- Thompson B. N. Whangarei.—*Geological map of New Zealand 1 : 250 000*, sheet 2A. Wellington, 1961.
- Waterhouse J. B. The age of the Takitima group of Western Southland.—*N. Z. J. Geol. and Geophys.*, 1958, 1, N 4.
- Wellman H. W. The Alpine fault in detail: river tarrace displacement at Mruia River.—*N. Z. J. Sci. and Technol.*, sec. B, 1952a, 33, N 5.
- Wellman H. W. The Permian-Jurassic stratified rocks, New Zealand. In «Symposium sur les séries de Gondwana». Alger, 1959.
- Wellman H. W. Date for the study of recent and late pleistocene faulting in the South Island of New Zealand.—*N. Z. J. Sci. and Technol.*, sec. B, 1953a, 34, N 4.
- Wellman H. W. Note of Matai and Te Anau rocks in Matakita Valley, Nelson.—*N. Z. J. Sci. and Technol.*, sec. B, 1953b, 35, N 1.
- Wellman H. W. Active transcurrent faulting in New Zealand.—*Bull. Geol. Soc. America*, 1954, 65, N 12, pt. 2.
- Wellman H. W. The geology between Bruce Bay and Haast River, South Westland.—*N. Z. Geol. Surv. Bull.*, 1955, N 48.
- Wellman H. W. Structural outline of New Zealand.—*N. Z. Geol. Surv. Bull.*, 1956, N 121.
- Wood B. L. The geology of the Gore subdivision.—*N. Z. Geol. Surv. Bull.*, 1956, N 53.
- Wood B. L. Wakatipu.—*Geological map of New Zealand 1 : 250 000*, sheet 22. Wellington, 1962.
- Wood B. L. Structure of the Otago Schist.—*N. Z. J. Geol. and Geophys.*, 1963, 6, N 5.

**МЕЗОЗОЙСКИЕ И КАЙНОЗОЙСКИЕ  
СТРУКТУРНЫЕ ЗОНЫ  
ЗАПАДА ТИХООКЕАНСКОГО  
ТЕКТОНИЧЕСКОГО ПОЯСА**

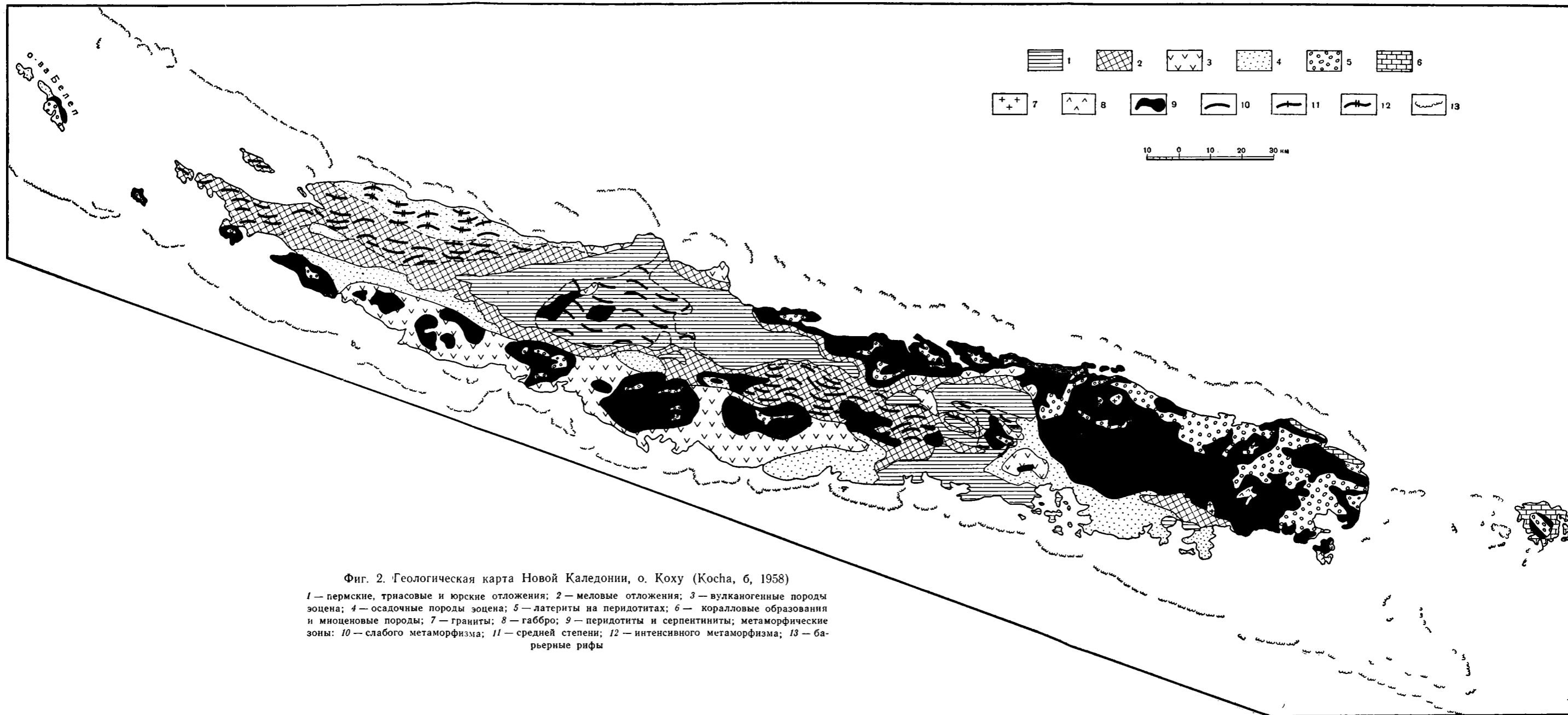
**Приложение**

**К статье Е. Н. Меланхолиной фиг. 2.**

**К статье М. С. Нагибиной фиг. 2, фиг. 3, фиг. 4, фиг. 5, фиг. 8, фиг. 9,  
фиг. 10.**

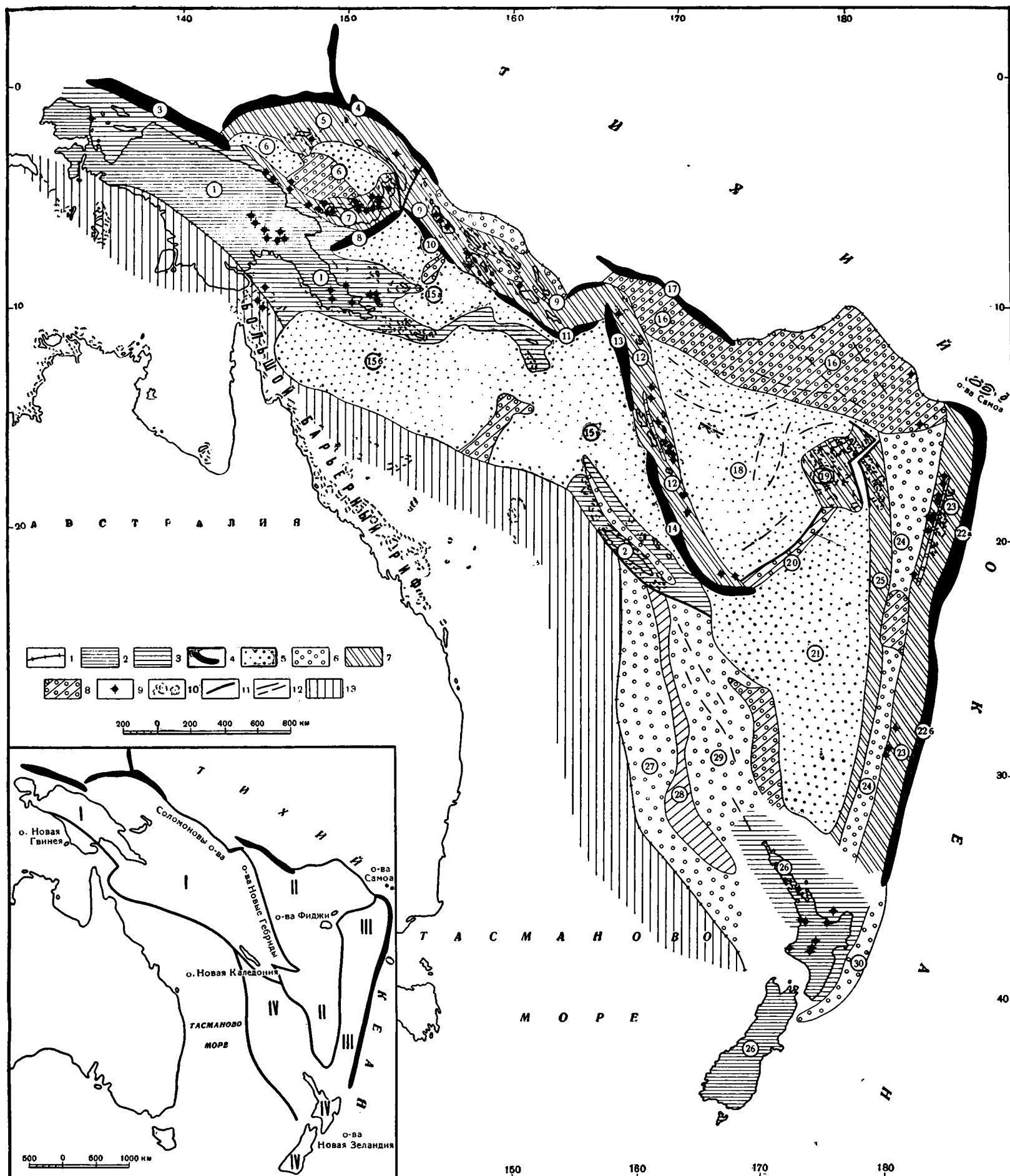
**К статье Ю. М. Пущаровского, Р. А. Афремовой фиг. 1, фиг. 2, фиг. 7.**

**К статье В. С. Буртмана. Схематическая карта**



Фиг. 2. Геологическая карта Новой Каледонии, о. Коху (Коча, б, 1958)

1 — пермские, триасовые и юрские отложения; 2 — меловые отложения; 3 — вулканогенные породы эоцена; 4 — осадочные породы эоцена; 5 — латериты на перидотитах; 6 — коралловые образования и миоценовые породы; 7 — граниты; 8 — габбро; 9 — перидотиты и серпентиниты; метаморфические зоны: 10 — слабого метаморфизма; 11 — средней степени; 12 — интенсивного метаморфизма; 13 — барьерные рифы



Фиг. 1. Схема соотношения основных структурных образований в Новогвинейско-Новозеландском тектоническом секторе

1—граница Новогвинейско-Новозеландского тектонического сектора; 2—кайнозойские складчатые зоны крупных островков; 3—районы их подводного продолжения (включая отдельные острова); 4—глубоководные желоба; 5—глубоководные впадины сложных очертаний; 6—линейные впадины, трог и депрессии различных типов; 7—островные гряды и блоки; 8—относительно менее поднятые элементы (в том числе некоторые поперечные поднятия); 9—вулканы (действующие и недавно действующие); 10—коралловые рифы; 11—некоторые разломы; 12—некоторые простирающиеся; 13—зоны погруженных палеозойских складчатых структур.

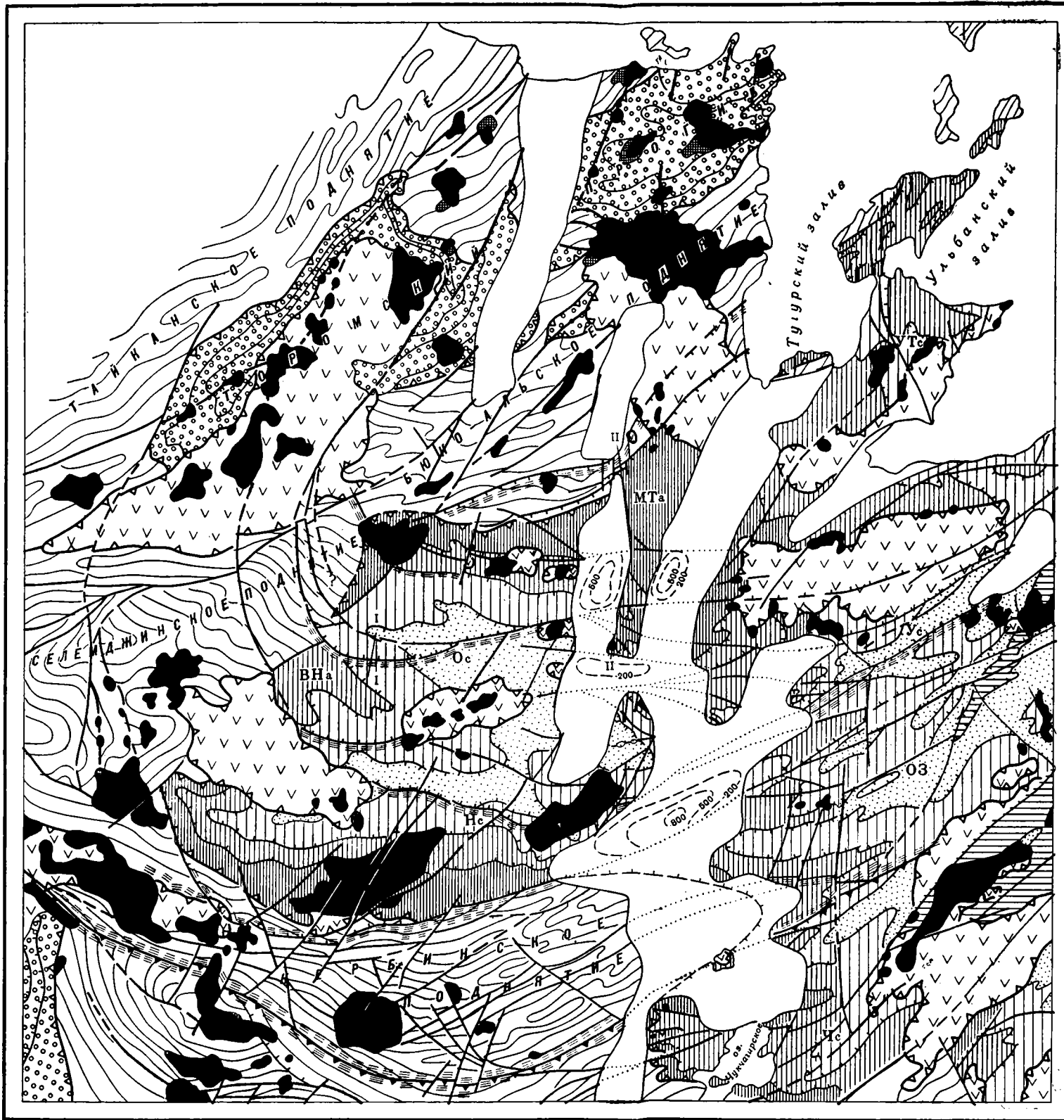
Цифры в кружках: Новогвинейско-Новогебридская тектоническая система: 1—Новогвинейская складчатая зона; 2—Новокаледонская складчатая зона; 3—Новогвинейский желоб; 4—Западномеланезийский желоб; 5—Северная гряда архипелага Бисмарка; 6—Новогвинейская впадина; 7—Южная гряда архипелага Бисмарка; 8—Новобританский желоб; 9—гряда Соломоновых островов; 10—желоб Бугенвиль; 11—желоб Сан-Кристоваль; 12—Новогебридская островная гряда; 13—желоб Санта-Крус; 14—Новогебридский желоб; 15—впадина Кораллового

моря; 15a—котловина Соломонова моря; 15b—Западная котловина Кораллового моря; 15b—Восточная котловина Кораллового моря.

Фиджийская блоковая система: 16—Восточномеланезийское поднятие; 17—желоб Витязя; 18—Северофиджийская впадина; 19—Фиджийский массив; 20—подводная гряда Хантер; 21—Южнофиджийская впадина. Геосинклинальная система Тонга-Кермадек. Глубоководный ров Тонга-Кермадек: 22a—желоб Тонга; 22b—желоб Кермадек; 23—островная гряда Тонга-Кермадек; 24—подводный трог Хавр-Лау; 25—подводный хребет Колвил-Лау.

Новозеландская тектоническая система: 26—Новозеландская складчатая зона; 27—Новокаледонская впадина; 28—подводный хребет Норфолк; 29—впадина Норфолк; 30—депрессия Хикураги.

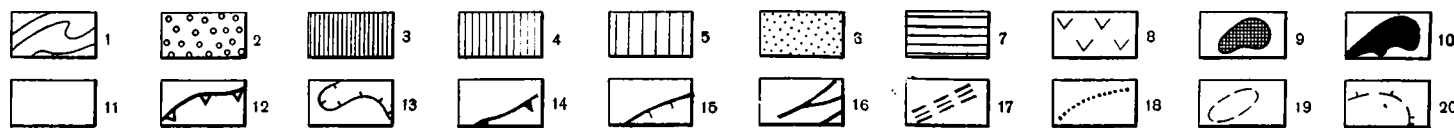
На врезке дана схема расположения основных тектонических районов в Новогвинейско-Новозеландском тектоническом секторе. I—Новогвинейско-Новогебридская тектоническая система; II—фиджийская блоковая система; III—геосинклинальная система Тонга-Кермадек; IV—Новозеландская тектоническая система



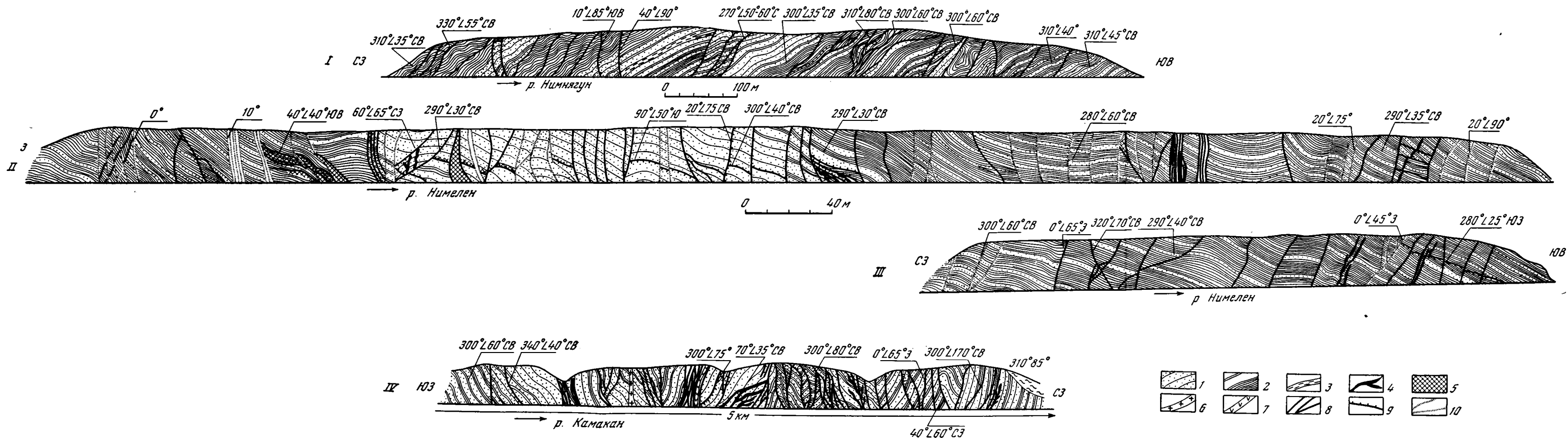
Фиг. 2. Тектоническая карта Тугуро-Нимеленского прогиба

1 — складчатые структуры рифейского и палеозойского фундамента Монголо-Охотской системы, 2 — мезозойские прогибы восточно-азиатской группы Монголо-Охотского пояса. Тугуро-Нимеленский прогиб: 3 — отложения будюрской свиты нижней юры; 4 — отложения хурбинской свиты средней юры; 5 — отложения ульбинской свиты средней и верхней юры; 6 — отложения силлинской свиты верхней юры; 7 — отложения подолинской свиты верхней юры нижнего мела; 8 — наложенные и унаследованные мульды, выполненные верхнемеловыми и палеогеновыми вулканогенно-осадочными отложениями; 9 — основные и ультраосновные породы мезокайнозойского возраста; 10 — гранитоиды различного состава мезокайнозойского возраста; 11 — кайнозойские (неоген-четвертичные) грабены; 12 — современные границы крупных прогибов и наложенных мульд; 13 — изостраты в пределах мезозойских прогибов; 14 — глубинные разломы палеозойского возраста, подновленные в мезозое и кайнозое; 15 — мезозойские сбросо-сдвиги; 16 — верхнемезозойские и кайнозойские сбросы и сбросо-сдвиги; 17 — зоны расланцевания и повышенного метаморфизма пород вдоль крупных разломов; 18 — простирание разломов под покровом рыхлых кайнозойских отложений; 19 — изолинии суммарных мощностей олигоценых, нижне- и среднемиоценовых отложений по данным вертикального электрозондирования и буровых скважин; 20 — предполагаемая восточная граница Кербинского поднятия.

буквы на карте: МТа — Магу-Тугурская антиклиналь, ВНа — Верхне-Нимнягунская антиклиналь, Ос — Отунская синклираль, Нс — Нимеленская синклираль, УТс — Ульбано-Тугурская синклираль, Ус — Усолгинская синклираль, ОЗ — Омальская зона линейных складок, Чс — Чукчагирская синклираль; I-I, II-II — геологические профили (рис. 4, 5)

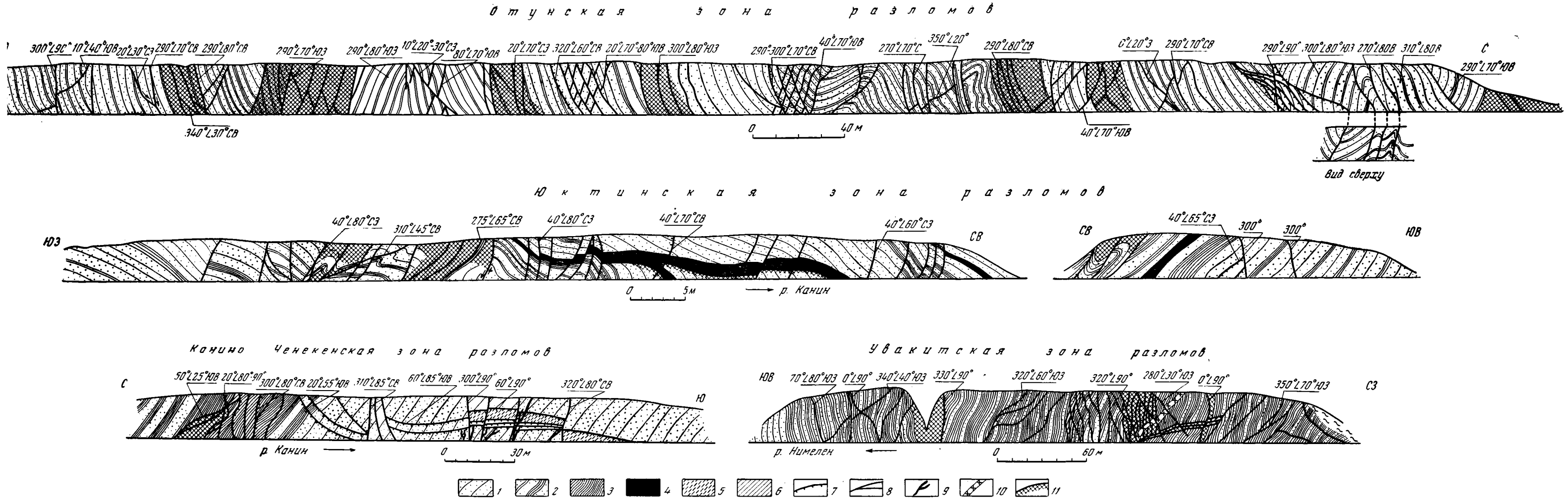






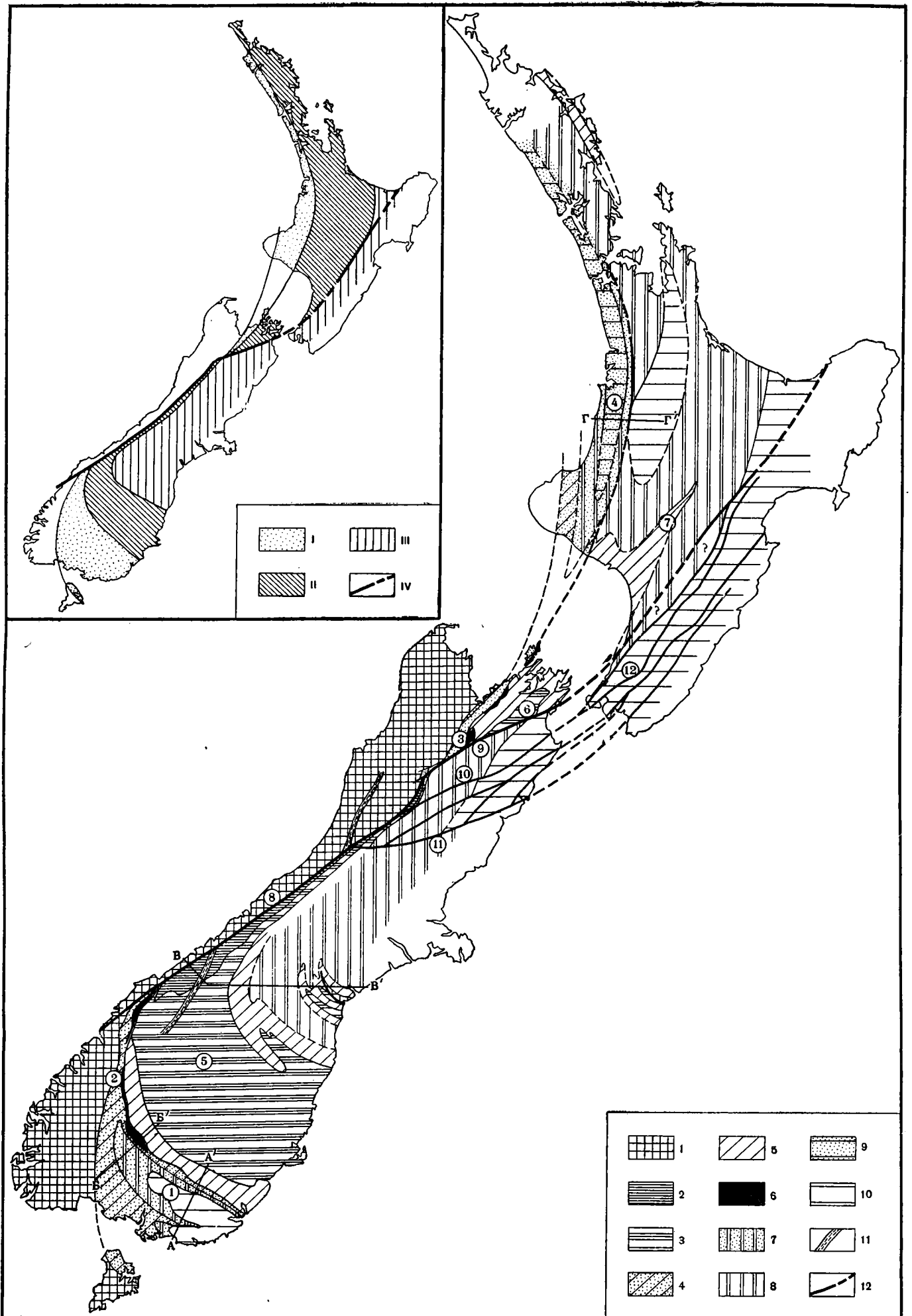
Фиг. 10. Строение Нимелен-Камаканской зоны разломов. Зарисовки обнажений

I — на левом берегу р. Нимелен в 2 км выше ее устья; II — на левом берегу р. Нимелен ниже устья р. Верхние Саргаты; III — то же, ниже по течению р. Нимелен; IV — геологический разрез Камаканского участка Нимелен-Камаканской зоны разломов (вдоль левого берега р. Камакан)  
 1 — песчаники, часто рассланцованные; 2 — филитизированные алевролиты и глинистые сланцы; 3 — гравелиты; 4 — кварцевые жилы; 5 — брекчии и милониты; 6 — дай-ки кварцевых порфиров; 7 — дайки порфиров; 8 — сбросы и надвиги; 9 — сдвиги; 10 — неоген-четвертичные сбросы с рыхлыми брекчиями



Фиг. 9. Строение различных мезокайнозойских зон разломов в Тугуро-Нимеленском прогибе. Зарисовка обнажений  
 1 — песчаники; 2 — прослой алевролитов; 3 — алевролиты; 4 — базальты; 5 — направления штрихов скольжения на плоскостях смещения сбросо-сдвигов; 6 — брекчи и миониты; 7 — сбросо-сдвиги; 8 — сбросы и надвиги; 9 — кварцевая жила; 10 — кварцевые порфиры; 11 — брекчированные песчаники вдоль разлома по контакту с базальтовым sillом.

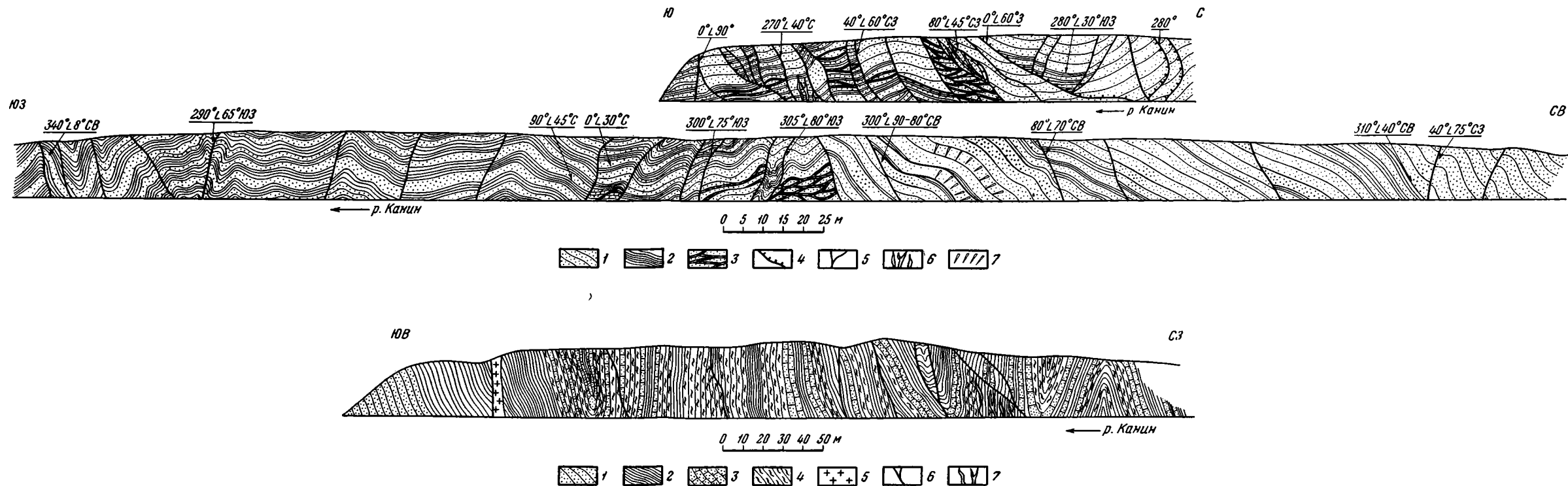




Фиг. 2. Схематическая карта домеловых пород Новой Зеландии (меловые и кайнозойские отложения сняты). Карта составлена по следующим материалам: Вуд и др., 1963; Grindley, 1960, 1963; Kear, 1960; Kingma, 1959; Lensen, 1962; Mutch, 1963; Suggate, 1963; Wellman, 1956; Wood, 1963 и др.

1 — докембрий и нижний палеозой; 2-3 — кристаллические сланцы Отаго, альпийские и Марлборо; 2 — олигоклазовая, гранатовая и биотитовая зоны; 3 — хлоритовая зона; 4-6 — верхний палеозой: 4 — эффузивы Брук-Стрит, Эглинтон, интрузии Лонгвуд — Блафф, Маккей и свита Маитаи (фаши — Хоконуи), 5 — альпийские фаши, 6 — ультрабазиты; 7-8 — триас: 7 — фаши Хоконуи, 8 — альпийские фаши; 9-10 — юра: 9 — фаши Хоконуи, 10 — альпийские фаши; 11 — пояс лампрофировых даек верхнемелового (?) возраста; 12 — разломы. Ц и ф р ы в к р у ж к а х: 1 — синклиналь Саутленд, 2 — синклиналь Кей-Суммит, 3 — синклиналь Нельсон, 4 — синклиналь Кавхиа, 5 — антиклиналь Отаго, 6 — антиклиналь Марлборо, 7 — антиклиналь Канманава, 8 — Альпийский разлом, 9 — разлом Уайрау, 10 — разлом Аватере, 11 — разлом Кайкура, 12 — разлом Веллингтон; А-А', Б-Б', В-В', Г-Г' — профили на фиг. 3, 6, 11.

На врезке помещена схема тектонического районирования зоны мезозойской складчатости Новой Зеландии:  
I — Западный синклиорий, II — Новозеландский антиклиорий, III — Восточный синклиорий, IV — Альпийский сдвиг



Фиг. 8. Муникано-Уланская зона разломов. Два верхних профиля зарисовки обнажений вдоль правого борта долины р. Канин ниже устья р. Улан в нижнекарбонových отложениях. Нижний профиль — система разломов в девонских отложениях. Зарисовка обнажения на правом берегу р. Канин к северу от контакта с мезозойскими отложениями Тугуро-Нимеленского прогиба:

Условные обозначения к двум верхним профилям. 1 — метаморфизованные песчаники; 2 — глинистые сланцы и алевролиты; 3 — зоны будинажа; 4 — мезозойские сбросо-сдвиги и надвиги; 5 — мезо-кайнозойские сбросы и сбросо-сдвиги; 6 — кварцевые жилы; 7 — трещины растяжения.

Условные обозначения к нижнему профилю. 1 — метаморфизованные песчаники; 2 — филлиты; 3 — кварциты; 4 — кремнистые сланцы, рассланцованные диабазы и спилиты; 5 — кварцевые диорит-порфириты; 6 — сбросо-сдвиги и надвиги; 7 — кварцевые жилы

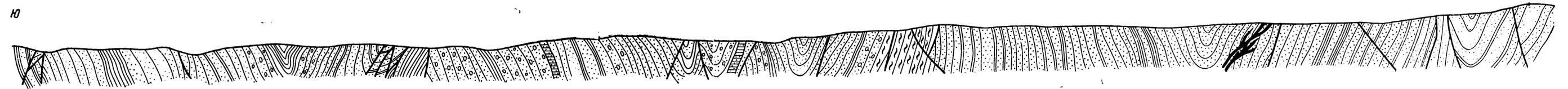
Ю

Отунская зона разломов

С



Ю



Фиг. 4. Геологический разрез (I—I. См. фиг. 2) юго-западного крыла Отунской синклинали, сложенной породами ульбинской свиты (Масштаб 1 : 200 000)

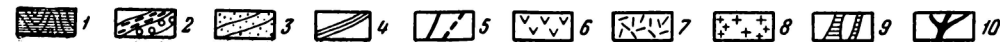
1 — гравелиты; 2 — песчаники разномерные; 3 — массивные песчаники с пятнистой структурой (с железистыми конкрециевидными стяжениями); 4 — железные песчаники; 5 — алевролиты; 6 — глинисто-кремнистые сланцы; 7 — мезо-кайнозойские сбросы и сбросо-сдвиги; 8 — кварцевые жилы; 9 — зоны брекчий и милонитов

К статье М. С. Нагибиной и Ю. И. Потапова

Бюко-Альское поднятие

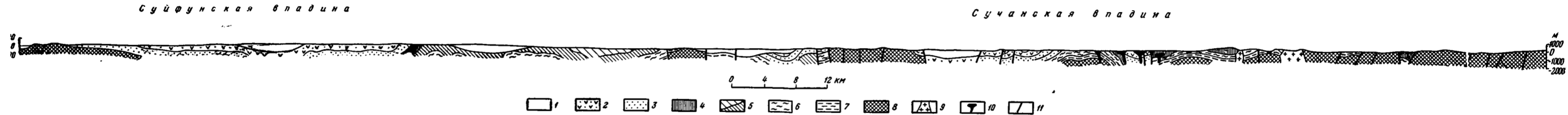
Канино-Ченэкенская зона разломов

Юктинская зона разломов Ю

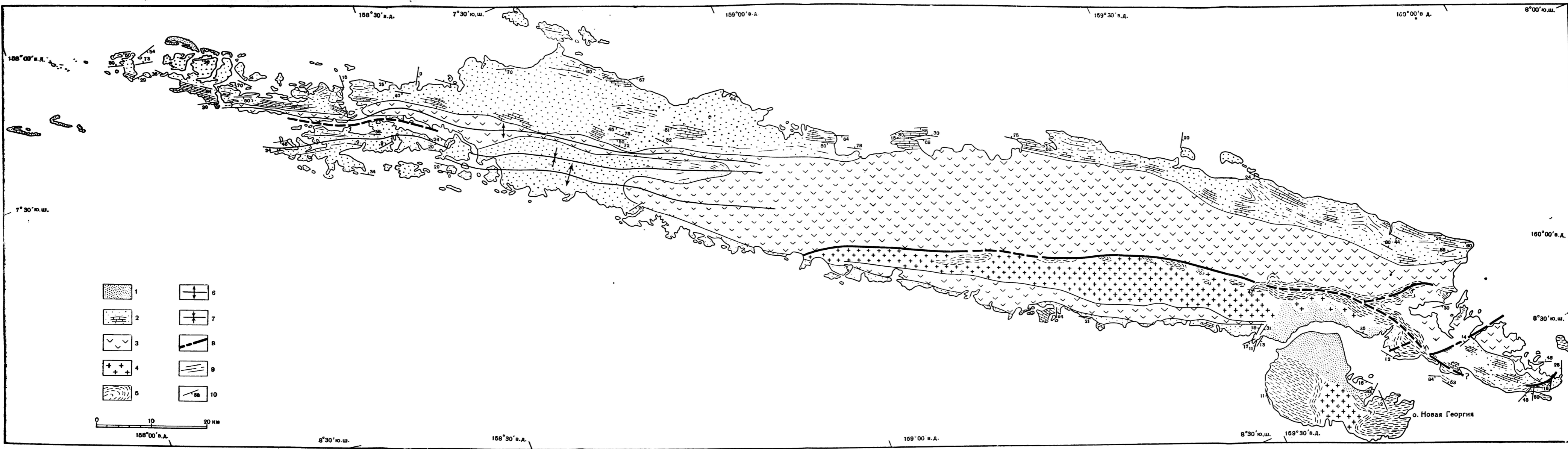


Фиг. 5. Геологический профиль (II—II. См. фиг. 2), вдоль Магу-Тугурской антиклинали

1 — складчатые отложения девона и нижнего карбона Бюко-Альского поднятия; 2 — мелкогалечные конгломераты и гравелиты; 3 — песчаники разномерные; 4 — алевролиты; 5 — верхнемезозойские и кайнозойские разломы; 6 — палеогеновые андезиты, андезиты-базальты и андезитовые порфиры; 7 — кварцевые порфиры и их туфы; 8 — порфиридные граниты и гранодиорит-порфиры; 9 — дайки кварцевых порфиров; 10 — силлы базальтов



Фиг. 2. Геологический профиль через Сучанскую и Суйфунскую впадины. По материалам Б. И. Васильева  
 1 — третичные отложения; 2 — верхний мел; 3 — нижний мел; 4 — юра 5 — верхний триас: а — норийский ярус,  
 б — карнийский ярус; 6 — средний триас; 7 — нижний триас; 8 — верхний палеозой; 9 — интрузии гранитоидов;  
 10 — интрузии габброидов; 11 — разломы



Фиг. 7. Геологическая карта о-ва Санта-Изабель. По Стэнтону ((Stanton, 1961)

1 — современные образования; 2 — отложения верхнего миоцена — нижнего плиоцена; 3 — миоценовые (?) вулканические породы;  
 4 — дотретичные (?) образования комплекса основания; 5 — ультраосновные породы (домиоценовые?, позднеплиоценовые и субсовременные);  
 6 — оси антиклиналей; 7 — оси синклиналей; 8 — зоны разломов; 9 — линии простираций; 10 — углы падения пород

## СОДЕРЖАНИЕ

Предисловие . . . . .	5
Е. Н. Меланхолина. Очерк геологии меловых отложений Приморья . . .	7
М. С. Нагибина, Ю. И. Потапов. Тектоника Тугуро-Нимеленского прогиба (Западное Приохотье) . . . . .	30
Ю. Б. Гладенков. О тектонике средней части Камчатки . . . . .	60
В. И. Тихонов. О некоторых особенностях развития островных вулканических дуг . . . . .	78
Ю. М. Пущаровский, Р. А. Афремова. Очерк тектоники Новогвинейско-Новозеландского сектора Тихоокеанского кайнозойского тектонического кольца . . . . .	85
В. С. Буртман. Новозеландская горизонтальная флексура и Альпийский сдвиг . . . . .	128

---

## CONTENT

Foreword . . . . .	5
E. N. Melankholina. Review of the geology of Cretaceous deposits in the Maritime Province (Primorie) . . . . .	7
M. S. Nagibina, Yu. I. Potapov. Tectonics of Tuguro-Nimelensk depression (Western Okhotsk area) . . . . .	30
Yu. B. Gladenkov. On the tectonics of the middle part of Kamchatka . . . . .	60
V. I. Tikhonov. On some specific features in the development of volcanic island arcs . . . . .	78
Yu. M. Puscharovsky, R. A. Afremova. Tectonic review of the New Guinea-New Zealand sector of the Pacific Cenozoic tectonic belt . . . . .	85
V. S. Burtman. New Zealand horizontal flexure and Alpine wrench fault . . . . .	128

**Мезозойские и кайнозойские структурные зоны  
запада Тихоокеанского тектонического пояса**

Труды ГИН, вып. 139

*Утверждено к печати  
Геологическим институтом АН СССР*

Редактор Издательства *Ванюкова О. М.*  
Технический редактор *И. Н. Дорохина*

Сдано в набор 3/II 1965 г. Подписано к печати 24/IV 1965 г.

Формат бум. 70×108<sup>1</sup>/<sub>8</sub>. Печ. л. 9,75+8 вкладок в конверте.

Усл. печ. л. 13,35+8 вкл. Уч.-изд. л. 15,3(13,2+2,1 вкл.). Тираж 1500 экз:

Т-06120. Изд. № 58. Тип. зак. № 5549.

Темплан 1965 г. № 238 (доп. каталог)

*Цена 1 р. 02 к.*

Издательство «Наука»  
Москва К-62, Подсосенский пер., д. 21

---

2-я типография издательства «Наука»  
Москва Г-99, Шубинский пер., д. 10

**1 p. 02 κ.**