

## ГЛАВА II. СТРУКТУРА СКЛАДЧАТЫХ ТЕКТОНИЧЕСКИХ СИСТЕМ, БЛИЗКИХ К ОСТРОВНЫМ ДУГАМ

### Тектоническая система Японии

В современном структурном плане Япония представляет собой геоантиклиналь, располагающуюся на стыке трех систем островных дуг: Курильской на северо-востоке, Рюкю на юго-западе и Изу, подходящей почти под прямым углом к центральной части Хонсю. Основные черты современной структуры Японии сформировались в течение неогена. Для распределения структурных зон в неогене характерна четкая нормальная для островных дуг зональность (рис. 13):

- а) внешняя по отношению к Тихому океану зона геоантиклинали, сложенная донеогеновыми отложениями и являющаяся частично результатом простого поднятия складчатого основания, а частично — интенсивной складчатости и поднятия неогенового времени;
- б) внутренняя зона — район интенсивного погружения и вулканизма неогенового времени (районы зеленых туфов).

С этой зональностью теснейшим образом связано и распределение характерных для современной структуры Японии зон четвертичного вулканизма, гравитационных аномалий и сейсмических поясов (рис. 14). Разница в простирации этой системы зон в различных частях Японии отражает развитие смежных с ней островных дуг и наложение их на различно ориентированные жесткие блоки, консолидировавшиеся на предыдущих этапах геологического развития. Так образуется система структур Северо-Восточного Хоккайдо, продолжающая структуры Курильской дуги, меридиональная система структур Северо-Восточного Хонсю и Центрального и Южного Хоккайдо, северо-восток-восточная система структур Юго-Западной Японии, продолжающая дугу Рюкю, и северо-западная система структур Фосса-Магна, продолжающая островную дугу Изу. Северо-восточная оконечность Хоккайдо непосредственно продолжает структуры Курильской островной дуги. Фронтальную часть образуют структуры складчатых образований мела — палеогена, интенсивно дислоцированных и выступающих в качестве устойчивого поднятия, по крайней мере, с нижнего миоцена. Они прямо продолжают структуры Малой Курильской гряды. Параллельно им в тыловой части структуры (т. е. к северо-западу) расположен пояс неогенового синклинория, образованного мощными (несколько тысяч метров) толщами вулканических и вулканогенно-осадочных пород миоцена — плиоцена. Он продолжает структуру Большой Курильской гряды. Северо-западная оконечность пояса разворачивается в меридиональном направлении вдоль орогенической системы Хидака. Сочленение с фронтальным поясом поднятий происходит по разлому, фиксирующемуся как геологически, так и зоной высоких градиентов силы тяжести. Морфологически антиклинорий выражен в виде горной цепи высотой около 1000 м, частично повторяющей, по-видимому, рельеф верхнеогеновых вулканических построек, а частично сформировавшейся в результате поднятия неогенового вулканического пояса в четвертичное время.

На Северо-Восточном Хонсю внешний пояс структур образован блоками Абакуми и Китаками. Они в основном сложены палеозойскими породами, преобразованными в ходе верхнемеловой складчатости. В современном структурном плане они представляют собой поднятые до 1000—1300 м блоки расчлененного пенепплена. Удлиненная ось обоих блоков вытянута в меридиональном направлении. Блоки кулисообразно смещены друг относительно друга.

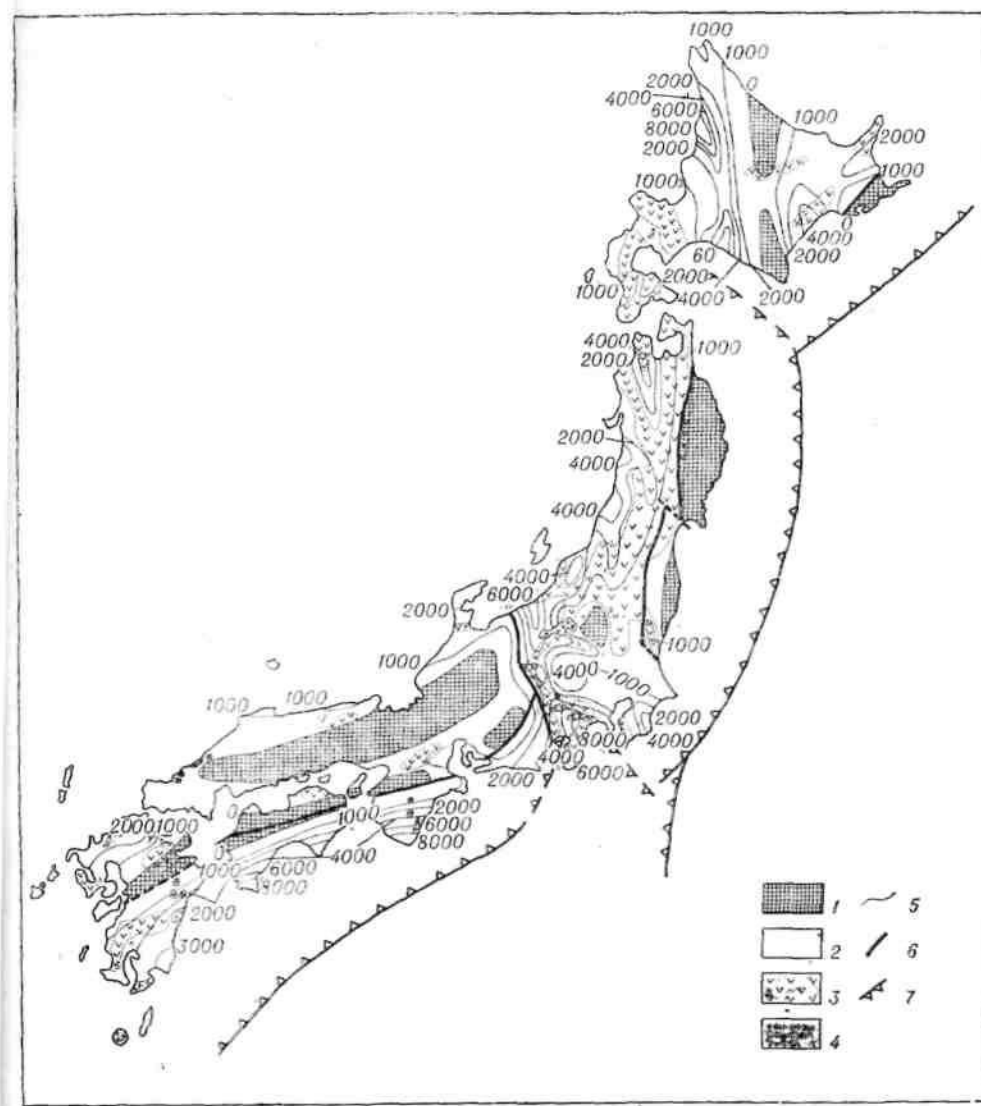


Рис. 13. Палеотектоническая схема Японии. Олигоцен-миоценовое время (составлена по данным книги «Геологическое развитие Японских островов», 1968).

1 — зоны поднятия и размыва; 2 — зоны погружения; 3 — поля проявления вулканизма; 4 — интрузии неогеновых гранитоидов; 5 — изолинии мощности накопленных осадков; 6 — основные разломы, 7 — оси желобов.

Продолжением внешнего пояса геоантиклинальных поднятий Северо-Восточного Хонсю, по-видимому, является орогеническая система Хидака, пересекающая в меридиональном направлении Центральное Хоккайдо. Это складчатый пояс, как его определяет М. Минато, «пояс магматизма и метаморфизма», образовавшийся в ходе среднемиоценовой орогении. Он сложен комплексом пород от палеозоя до палеогена. Структура выражена несколькими крупными кулисообразно расположенными антиклинориями. В современном рельефе она образует горную систему высотой от 1000—1500 до 2000 м.

Внутренний пояс структур Северо-Восточного Хонсю образует синклиний миоцен-плиоценового времени, сформированный мощными (3500—6500 м) толщами вулканических и вулканогенно-осадочных пород. По данным М. Минато (Геологическое развитие Японских островов, 1968), в верхнемеловое-палеогеновое время этот район был областью размыва. Начало осадконакопления датируется началом миоцена. Синклиний имеет сложную блоковую структуру. По разломам поперечного, северозападного простирания отдельные его блоки подняты. Общее простирание синклинория меридиональное. В конце плиоцена структура испытала общее поднятие, и на месте ее сформировался линейный свод. Сочленение синклинория с внешним поясом устойчивых поднятий происходит по зоне высоких градиентов силы тяжести, названной линией Ширакава-Мориока. Вдоль нее и вдоль западной границы синклинория, по побережью Японского моря, проходят системы наложенных грабенов верхнеплиоцен-четвертичного времени.

К западу от системы Хидака вдоль побережья Японского моря расположен предгорный прогиб, выполненный мощной (от 3500 до 12 000 м) толщей миоценовых и, меньше, плиоценовых моласс, образовавшихся за счет размыва интенсивно поднимающейся горной страны. В современной морфоструктуре это полого всхолмленная равнина, слабо наклоненная на запад, к морю. Абсолютные отметки 100—400 м.

На юге (в центральной части Хонсю) описанные зоны сочленяются с системой структур Фосса-Магна, являющихся продолжением Изу-Бонинской островной дуги. Система эта имеет северо-субмеридиональное простирание. Она состоит из трех параллельно вытянутых структур — депрессии Канто, поднятия блока, условно названного нами блоком Кофу, и тыловой зоны неоген-четвертичного вулканизма.

Депрессия Канто морфологически выражена обширной низменностью, прилегающей к Токийскому заливу. Абсолютные отметки современного рельефа в пределах низменности не превышают +200 м. Структура представляет собой прогиб, расположенный на продолжении ответвления океанического желоба Изу-Бонин. Прогиб выполнен комплексом неогеновых и плейстоценовых осадков общей мощностью более 5000 м. Вулканические породы в разрезе отсутствуют. Фундаментом прогиба являются разнородные по составу и возрасту толщи: от средне-палеозойских до мезозойско-палеогеновых (комплекс Шиманто). Таким образом, можно достаточно уверенно говорить о наложенном характере структуры. В южной ее части фиксируются антиклинальные складки северо-западного субширотного простирания длиной до 30 км, в ядре которых на дневную поверхность выведен комплекс пород фундамента депрессии. В северной части депрессия переходит в раздваивающуюся систему грабенов: один из них следует в меридиональном направлении вдоль блока Абакуми, а второй — в северо-западном направлении, образуя северное ограничение блока Кофу.

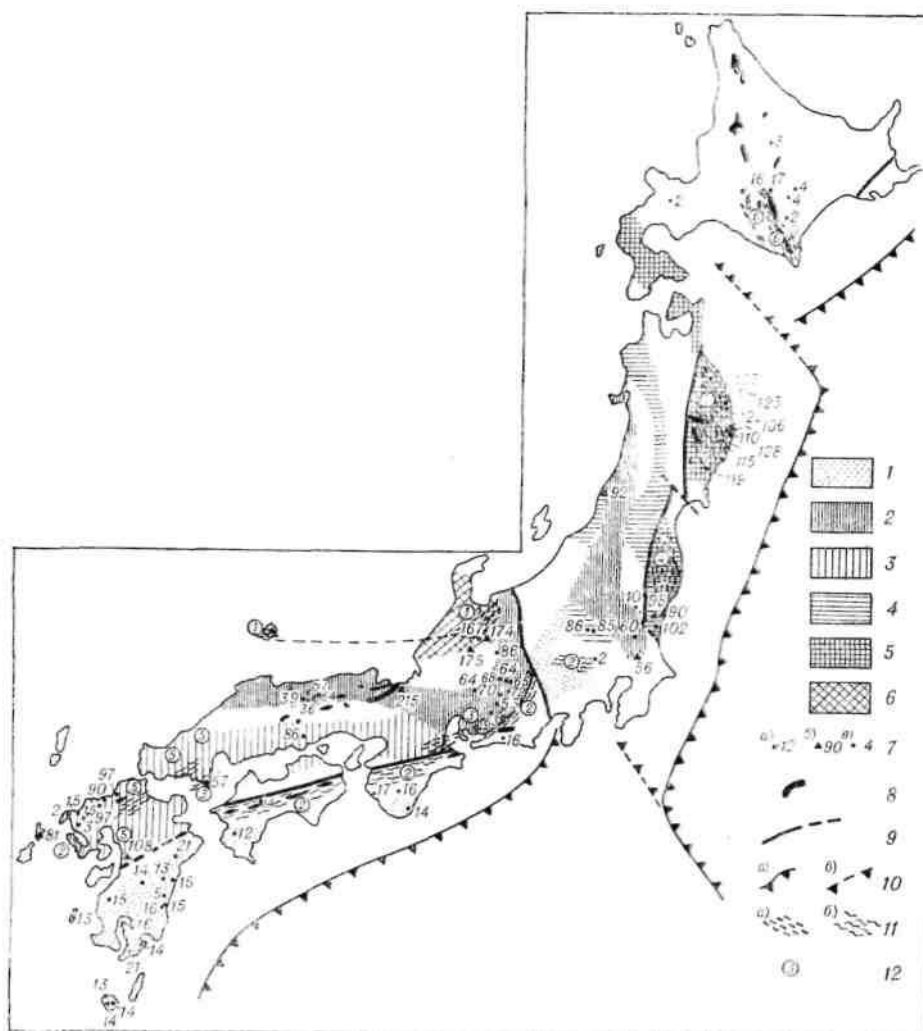
Блок Кофу образован комплексом кристаллических сланцев и филлитов, породами карбонового и пермского возраста и терригенным верхнемезозойским-палеогеновым комплексом Шиманто. В современном рельефе породы эти выведены на высоту до 3000 м. Блок имеет почти изометрическую форму, слегка вытянутую в меридиональном и северо-западном направлении. По периферии он ограничен зонами разломов. Западную часть Фосса-Магна занимает меридиональная полоса развития неогеновых вулканических пород шириной до 40 км. С запада она ограничена серией крупноамплитудных разломов, отделяющих ее от структур Юго-Западной Японии.

Неогеновый структурный план Юго-Западной Японии характеризуется четкой зональностью, сходной с описанной для Северо-Восточной Японии и района Фосса-Магна. Внешнюю юго-восточную зону образует прогиб Накамура, выполненный мощным комплексом флишеидных вулканогенно-осадочных пород мела и, главным образом, палеогена и неогена. Севернее, почти всю территорию Сикоку и Юго-Западного Хонсю, занимает область, выступавшая в неогене как устойчивое поднятие. В этой зоне вскрывается полосовая система зон интенсивно дислоцированных пород различного возраста. Крайняя с юга — «полоса Шиманто», сложенная известняками, песчаниками флишевого типа, глинистыми и шиферными сланцами, и, в меньшей мере, вулканогенными породами. Возраст комплекса Шиманто определялся как средний мезозой — палеоген. Севернее проходит «полоса Титибу», образованная пермо-карбонowymi породами с узкими тектоническими клиньями мезозойских отложений (от триаса до мела). Далее следует «полоса Нагатори» — кристаллические сланцы и филлиты, к которой прилегает узкий (до 10 км) меловой прогиб Идзуми. Северную часть зоны донеогенового поднятия образует пояс развития меловых кислых эффузивов и гранитоидов. Фундаментом этих отложений являются пермо-карбонové осадки, широко развитые в поднятых блоках.

Внутренняя зона представляет собой «зону зеленых туфов», аналогичную ранее описанной для Северо-Восточной Японии и района Фосса-Магна. На Западном Хонсю она протягивается двумя полосами и вдоль Внутреннего моря Японии, и вдоль побережья Японского моря. На Кюсю она наложена на зону поднятий преднеогенового времени, пересекая остров в северо-восточном направлении. За исключением зоны неогенового вулканизма на Кюсю, все выделенные структурные зоны имеют простирание  $75^\circ$ . Близ границы с Фосса-Магна структуры подвернуты по разломам северо-восточного ( $45^\circ$ ) простирания и выдвинуты на запад. При этом отмечается горизонтальное перемещение в направлении на север, составляющее 50—75 км. Если учесть отмечавшееся выше изменение простирания пород в блоке Кофу, можно достаточно уверенно говорить о значительной сдвиговой компоненте у разломов западного ограничения Фосса.

Крупнейшей дизъюнктивной структурой района является так называемая Срединная линия (Медиан Лайн) — разлом, пересекающий центральную часть о-ва Сикоку. Он имеет простирание,

соответствующее общей вытянутости складчатых структур (т. е. близкое к субширотному), и смещает отложения от верхнемеловых до плейстоценовых. Близ Фосса-Магна разлом разворачивается в общем направлении на северо-восток. Юго-западное окончание разлома, в пределах о-ва Кюсю, образует ограничение вулканической зоны Унзен-Куджу. К северу от Срединной линии и вдоль Тихоокеанского побережья располагается система разломов северо-восточного простирания. Медиан Лайн разделяет два разнородных метаморфических пояса (см. рис. 15), зональность которых определяется степенью близости к разлому. К северу от Медиан Лайн расположен метаморфический пояс Риоке, в пределах которого развиты слюдястые сланцы и гнейсы, биотитово амфиболиты, сопровождающиеся небольшим количеством амфиболовых сланцев, амфиболитов и гнейсов. В зоне высоких ступеней метаморфизма близ разлома и вокруг интрузий присутствуют силлиманит, андалузит, кордиерит. В зоне низких ступеней метаморфизма наиболее характерным минералом является хлорит. К югу от Медиан Лайн расположен метаморфический пояс Самбагава. Здесь в зоне высоких ступеней метаморфизма проявляется фация зеленых сланцев, редко эпидот-амфиболитовая. В некоторых породах присутствуют жадеит и глаукофан. Контакт со слабометаморфизованными породами обычно проходит по сбросам, редко наблюдаются постепенные переходы. Метаморфизм развит в основном в палеозойских толщах, но последние исследования показали, что область низких ступеней метаморфизма пояса Самбагава захватывает породы комплекса Шиманто (верхняя юра — палеоген).



**Рис. 15.** Зоны разновозрастных гранитоидов и метаморфические пояса Японии. Зоны разновозрастных гранитоидов по данным К—Аг датировок (по Kawano, Ueda, 1967, с корректировкой по Shibata, 1968): 1 — 12—16 и 21 — 25 млн. лет; 2 — 50—60 млн. лет; 3 — 75—95 млн. лет; 4 — 90—100 млн. лет; 5 — 110—120 млн. лет; 6 — 170—180 млн. лет; 7 — абсолютный возраст пород (по Shibata, 1968, и Kaneoka, Ozumi, 1970): а) гранитоидов, б) метаморфических пород, в) кислых эффузивов; 8 — интрузии гипербазитов; 9 — зоны основных разломов; 10 — границы континентального склона: а) подножие уступа континентального склона, б) оси прилегающих впадин на шельфе; 11 — зоны метаморфизма: а) низких температур и высоких давлений, б) высоких температур; 12 — метаморфические пояса: 1) Хида, 2) Самбагава-Микабу, 3) Риоке, 4) Абакуми, 5) Сангун, 6) Хидака-Камуикотан, 7) Китаками.

А. Мияширо (Miyashiro, 1961) и вслед за ним Х. Хаттори (Hattori, 1968) считают, что оба пояса образуют одновременно сформировавшуюся парную систему. Различия в характере метаморфизма отражают особенности  $P$ — $T$  условий на крыльях разлома — интенсивный динамометаморфизм относительно низких температур в южном, фронтальном крыле и высокотермальный метаморфизм в его северном, тыловом крыле. Это очень важная закономерность, проявляющаяся в распределении метаморфических поясов и других районов — Камчатки и Новой Зеландии. Механизм этого процесса будет рассмотрен ниже, в главе VII. Возраст парной системы метаморфических поясов Риоке — Самбагава соответствует времени массового внедрения гранитов в тыловой зоне Юго-Западной Японии и массовым выбросам здесь кислой пирокластике, т. е. нижнему мелу. Отдельные импульсы движений по Медиан Лайн продолжают до среднего плейстоцена.

Новейшая структура района Юго-Западного Хонсю — Сикоку состоит из двух крупных линейных сводов, разделенных разломом Медиан Лайн. Высота современного рельефа в пределах южного свода 1500 — 1900 м, северного свода — 1000—1300 м. По границе между сводами располагается наложенная система грабенов Внутреннего моря. Система эта состоит из четырех разделенных поднятиями впадин, каждая из которых вытянута в северо-восточном направлении вдоль разломов, оперяющих Медиан Лайн. Учитывая перепад высот рельефа, относительное опускание в грабенах сравнительно со смежными сводами должно быть не менее 1500 м. Северо-восточным окончанием этой системы структур является грабен оз. Биву. На юго-западе прямым продолжением ее служит внутренняя вулканическая зона о-ва Кюсю (Унзен-Куджу). Другая система наложенных впадин протягивается вдоль Тихоокеанского побережья.

Приведенные данные позволяют заключить, что система неогеновых островных дуг наложилась на два разнородных блока фундамента. Первый захватывает Юго-Западную Японию, включая Кюсю. Для его развития характерен полициклический геосинклинальный режим. Последняя фаза геосинклинального развития связана с образованием комплекса Шиманто ( $J_3$  —  $Pg$ ) во фронтальной зоне и массовым кислым вулканизмом и формированием гранитных интрузий нижнего мела в относительно стабильной тыловой зоне. Второй блок охватывает Северо-Восточную Японию. Он образован палеозойскими отложениями, переработанными в ходе меловой орогении. Этапы консолидации обоих блоков хорошо фиксируются по абсолютному возрасту гранитоидов различных зон (рис. 15). Оба блока имеют Z-образную форму (Z-структуры), которая, как мы видели, характерна и для жестких массивов Камчатки.

В неогене, если судить по возрасту интрузий гранитоидов, консолидация всех четырех единых по зональности систем структур происходит в несколько фаз. Так, возраст гранитоидов центральной части дуги Рюкю 40 млн. лет, в то время как гранитоиды северной части Рюкю и Юго-Западной Японии имеют возраст 20—21 и 13—16 млн. лет (Shibata, 1968). Последнему интервалу соответствует образование пояса метаморфид и внедрение гранитоидов системы Хидака на Хоккайдо, продолжающей внешний пояс поднятий Северо-Восточного Хонсю. Консолидация структур района Северо-Восточного Хоккайдо происходит в следующую фазу, 4—6 млн. лет, совпадающую с временем образования гранитоидов Курил (Фирсов, 1964).

Преобразования четвертичного времени связаны с общим воздыманием всей тектонической системы, неравномерной ее консолидацией, отмиранием неогеновых вулканических поясов, образованием системы наложенных впадин и четвертичных вулканических поясов. Четвертичные вулканы Японии группируются в нескольких вулканических поясах. Все они приурочены к внутренним зонам, т. е. районам зеленых туфов. В пределах всех поясов, за исключением расположенных на о-ве Кюсю, четвертичные вулканические породы не образуют сплошного поля развития. Пояса выражаются в линейном расположении единичных вулканических аппаратов и их групп. Отдельные линии вулканов расположены кулисообразно под углом к общему простиранию пояса.

На северо-востоке Хоккайдо вулканические проявления четвертичного времени непосредственно продолжают вулканический пояс Большой Курильской гряды. Они группируются в двух кулисообразно смещенных зонах вулканов — ветви Ширетоко—Акан и ветви Токачи—Дайсетсу. Обе зоны имеют простирание СВ  $30^\circ$ , т. е. кососекущее по отношению к основному простиранию Курильской гряды. Крайняя северо-восточная ветвь Ширетоко—Акан кулисообразно смещается на северо-запад относительно вулканов о-ва Кунашир. Фундаментом ее служат неогеновые вулканические породы. Общая протяженность 150 км. Она состоит из нескольких вулканов, смыкающихся основаниями. Характерно, что ближайшие к Курильской островной гряде вулканы являются простыми стратовулканами. В юго-западной части вулканического ряда располагается несколько крупных кальдер, с которыми связаны массовые выбросы пирокластического материала (Кутчаро, Акан, Машю), а стратовулканы представляют центральные конусы в кальдерах (Атсонопури,

Ме-Акан, О-Акан).

Ряд вулканов Токачи—Дайсетсу протягивается параллельно ряду Ширетоко—Акан, но смещен кулисообразно по отношению к нему на северо-запад. Расстояние между рядами 50 км. Фундамент вулканов этого ряда — частично вулканические породы неогена, частично верхнепалеозойско-нижнемезозойские и юрские отложения склонов орогенической системы Хидака. Судя по абсолютным высотам, на которых обнажаются породы фундамента в окрестностях аппаратов этой группы, они (по крайней мере, наиболее юго-западные из них) приурочены к крупной вулcano-тектонической депрессии. Она располагается на периклинальном замыкании южной ветви системы Хидака, а с запада ограничена меридиональными цепями центральной части этой системы. Породы фундамента в западной части депрессии (у городов Асахикава и Курано) выходят на абсолютных отметках 150—200 м, в то время как в окружающих хребтах они выведены на высоты 1200—1700 м. Вулканы рассматриваемой группы представлены крупными кальдерными постройками Токачи и несколькими стратовулканами (Дайсетсу, Чубетсу, Фурано-даке и др.).

С запада от орогенической системы Хидака прямо против группы Токачи—Дайсетсу на опущенных блоках неогеновых отложений предгорного прогиба (абсолютные отметки выходов кровли неогена около 100—150 м) расположены два крупных стратовулкана — Иррумукеппу и Шоканбетсу. По петрохимическим признакам ряд японских исследователей (Katsui, 1961; Kuno, 1959, 1962) относит их к продолжению Курильской дуги. Таким образом, считается, что последняя пересекает систему Хидака. Однако оба названных вулкана располагаются к западу от орогенических цепей Хидака, в осевой части которых вулканические проявления четвертичного времени отсутствуют. По обеим сторонам этой горной системы, вплоть до северной оконечности Хоккайдо, протягиваются небольшие вулканические сооружения четвертичного возраста. Таков вулкан Ришири на одноименном острове к западу от северной оконечности Хоккайдо и потухшие вулканы Хако-даке и Пиашири к востоку от системы Хидака в северной ее части. Учитывая эти факты, а также прямое примыкание вулканов Шоканбетсу и Иррумукеппу к вулканической зоне Назу и положение вулкана Ришири на продолжении этой зоны, можно предположить, что изменение петрохимических свойств пород этих вулканов связано не с принадлежностью к другой зоне, а с тем, что зона Назу на севере заходит в относительно стабильный тектонический район.

На северо-восточной части Хонсю, к северу от Фосса-Магна, параллельно, в общем в субмеридиональном простирании протягиваются две вулканические зоны — внешняя, Назу, приуроченная к восточному крылу развитой здесь «зоны зеленых туфов», и внутренняя, Чокаи (или Тиокаи), приуроченная к западному крылу «зоны зеленых туфов» и идущая вдоль побережья Японского моря. На юге (у Фосса-Магна) и на севере (в южной части Хоккайдо) обе зоны смыкаются. Общая протяженность зон 800 км. Они разделены поднятием центральной части района зеленых туфов вулканического пояса неогенового времени.

Зона Назу протягивается вдоль западного борта системы узких линейных грабенов, располагающихся вдоль границы «зоны зеленых туфов» и внешнего геоантиклинального пояса — массивов Абакуми и Китаками. Она состоит из изолированных вулканических групп. В южной части зона имеет простирание северо-восток  $60^\circ$ , соответствующее простиранию системы пологосекущих расколов типа сбросо-сдвигов, развитых в неогеновых отложениях района. Далее на всем протяжении зона в целом имеет субмеридиональное простирание, однако отдельные вулканические группы, такие как Оникобе—Курикоме—Комагатаке, Тазава—Комага-даке — Эбоchi-Ивате, имеют ту же северо-восточную ориентировку, а кратерные зоны вулканов Хичимантаи, Якеяма, Ивате, Мориока, Азама, Сев. и Юж. Зао вытянуты в широтном направлении, отражая, по видимому, направление трещин, оперяющих основную структуру. На отдельных участках вулканы непосредственно локализируются в небольших по размерам грабенах (вулкан Бандай). Особенно значительна концентрация вулканов в северной части зоны, по обе стороны пролива, разделяющего Хонсю и Хоккайдо. Этот район представляет собой практически сплошное поле развития четвертичных эффузивно-пирокластических пород. Вулканы группируются в четкие ряды северо-западного простирания, соответствующего северному подвороту Z-структуры Северо-Восточной Японии. Судя по округлой форме и окруженности полями развития четвертичных эффузивов, не исключено, что залив Утиура, расположенный в том же районе северо-западных структур у южной оконечности Хоккайдо, представляет собой крупную вулcano-тектоническую депрессию. Диаметр залива 50 км, глубина около 100 м, а если учесть превышения берегов, то общую амплитуду опускания можно оценить не менее чем в 400—600 м. В южной и северной частях зоны Назу широко распространены кальдеры типа Кракатау на стратовулканах базальт-андезитового состава. Центральная группа вулканов в основном представлена нормальными стратовулканами. Кальдеры

здесь единичны. Всего здесь описано более 30 вулканов, многие из которых активно действовали и в историческое время.

Зона Чокаи протягивается от вулкана Хиучидаке у границы Фосса-Магна, где она соединяется с зоной Назу, до о-ва Ошима-Ошима в Японском море у южной части Хоккайдо. И. Кацуи (Katsui, 1954) относит к этой зоне наиболее западные из вулканов юга Хоккайдо. Вулканов в зоне не более 10. Все они — единичные конусы, расстояние между которыми очень велико (до нескольких десятков км). Говорить о линейности зоны можно лишь условно, учитывая общую структурную приуроченность. Вулканы зоны Чокаи значительно меньше по размерам по сравнению с постройками зоны Назу, за исключением Чокаи, крупнейшего вулкана Северо-Восточной Японии. В настоящее время извержения и фумарольная деятельность на всех вулканах отсутствуют, хотя в историческое время фиксировались извержения Чокаи и Иваки. За исключением вулкана Нумазава, на вершине которого имеется двойная кальдера типа Кракатау, все вулканы зоны Чокаи представляют собой простые по строению конуса стратовулканы, сложенные породами ряда базальт — андезит. Судя по геологической карте Японии, они располагаются на пересечении структуры меридионального простирания северо-западными разломами неогенового возраста, как правило, на периферия грабенов верхнеплиоцен-четвертичного времени.

Следующая группа вулканических зон расположена на продолжении Изу-Бонинской дуги. Это так называемая зона Северного Фудзи и идущая параллельно ей, но сдвинутая на запад зона Норикюра. Обе они пересекают Центральное Хонсю в север-северо-западном направлении.

Зона Северного Фудзи кулисообразно смещена относительно основной оси цепи вулканов Изу-Бонинской дуги в направлении тыловой части структурного пояса, т. е. на запад. Расстояние между осями зоны Северного Фудзи и основной вулканической зоны Изу-Бонин (зона Южного Фудзи) равно 50 км, т. е. имеет тот же порядок, что и расстояния между ветвями Ширетоко—Акан и Токачи—Дайсетсу на Хоккайдо. На Хонсю зона протягивается от западной части Токийского залива до берега Японского моря. Она состоит из нескольких разобщенных вулканических групп. Наиболее известны из них два вулкана — Хаконе и Фудзи, расположенные в юго-восточной части зоны. С юго-востока на север-северо-запад это прежде всего вулкан Хаконе — сложное сооружение, состоящее из базальт-андезитового стратовулкана древней соммы с кальдерой типа Глен-Ко на вершине, щитового андезитового вулкана молодой соммы с кальдерой типа Кракатау в вершинной части и нескольких экструзивных куполов в молодой кальдере. С северо-запада, т. е. несколько смещаясь к тыловой части зоны, к нему примыкает базальтовый конус стратовулкана Фудзи. С запада и севера Фудзи полукольцом окружен хребтом, сложенным вулканическими породами неогена. Хребет кольцевым уступом обрывается к подножию вулкана. Высота хребта — 1500—1700 м, в то время как лавы подножия Фудзи сходят до отметок 300—400 м над уровнем моря. Не исключена возможность, что в данном случае мы имеем дело с крупной вулканотектонической депрессией диаметром 25—30 км, в которой и располагаются вулканы группы Фудзи. К север-северо-западу от Фудзи располагается группа базальтовых конусов — Ятсуга-таке, и, наконец, еще одна группа вулканов расположена в непосредственной близости от побережья Японского моря. Лавы последних имеют резко повышенную щелочность и по петрохимическим особенностям принадлежат к циркум-япономорской щелочной провинции (Tomita, 1935). В целом рассматриваемая зона четко локализована в тыловой части Фосса-Магна, наследуя положение неогеновой «зоны зеленых туфов» этого района.

Западнее зоны Северного Фудзи, параллельно ей, идет небольшая вулканическая зона Норикюра протяженностью 120 км. Она состоит из нескольких разобщенных, небольших по размерам вулканических построек, четко локализованных вдоль разломов оперения дизъюнктивной зоны, идущей по границе массива Хида, и узкой зоны грабенообразной депрессии Ина-Бонте (см. рис. 14). Депрессия имеет общее меридиональное направление. Длина ее 120 км, ширина 10—12 км. Дно депрессии располагается на абсолютных отметках 500—700 м при уровне абсолютных отметок окружающих хребтов 2500—2800 м. Она маркирует западную границу Фосса-Магна с устойчивыми массивами Юго-Западного Хонсю. В депрессии развиты плейстоценовые и голоценовые осадки.

Проявления четвертичного вулканизма в относительно стабильном регионе Юго-Западного Хонсю и Сикоку очень ограничены по масштабам. Локализованы они в двух районах. Прежде всего, это вулканическая зона Дайсен, идущая вдоль побережья Японского моря. Здесь также в пределах неогенового района зеленых туфов расположены два сравнительно крупных стратовулкана — Дайсен и Хакусан и небольшие по размерам проявления щелочно-базальтового вулканизма. Эта зона относится к циркум-япономорской щелочной провинции (Tomita, 1935).

Проявлений активного вулканизма в историческое время здесь не фиксировалось. Какие-либо данные, позволяющие более детально определить структурную позицию отдельных вулканов, отсутствуют.

Второй район вулканической деятельности — грабен Внутреннего Японского моря. Здесь на поперечных поднятиях, разделяющих дно грабена, развиты реликты вулканического плато, сформировавшегося на границе плиоцена и четвертичного времени и связанного с излияниями из многочисленных мелких вулканов, приближающихся к ареальному типу.

Проявления четвертичного вулканизма на самом южном из Японских островов Кюсю, непосредственно связанные с продолжением вулканической цепи островной дуги Рюкю, напротив, очень велики по масштабам. Они локализуются в трех вулканических зонах. Крайняя юго-восточная зона (зона Киришима) прямо продолжает по простиранию вулканический пояс Рюкю. Она четко локализована в грабене северо-восточного ( $25^\circ$ ) направления. Протяженность грабена 100 км, ширина до 25 км. Грабен фиксирует стык внешней зоны поднятия, сложенного мезозойскими породами, и внутренней вулканической неогеновой зоны «зеленых туфов». Фундаментом его по большей части являются отложения группы Шиманто (верхняя юра, верхний мел, возможно, палеоген и небольшие участки плиоценовых андезитов и риолитов). Грабен образован тремя крупными частично перекрывающимися друг друга вулканотектоническими депрессиями. На юго-востоке это кальдера Ата диаметром 25,5 x 12 км. Ее северный край перехлестнут кальдерой Эйра диаметром 15—18 км. Опущенные блоки кальдер залиты морем, образующим залив Кагошима. Глубина залива в центральной части 200 м, а если учесть превышения хребтов на его бортах (абс. отметки вершин в среднем 800 м), то амплитуда погружения определяется в 1000 м. На северо-востоке кальдера Эйра переходит в депрессию Какуто, замыкающуюся с севера полукольцом хребта с поднятыми до высоты 600—800 м породами группы Шиманто. Дно депрессии Какуто располагается на абсолютных отметках + 150—250 м. По представлениям С. Танада (Kuno, 1962), эта депрессия аналогична двум предыдущим. Отдельные участки грабена смещены разломами простирания северо-восток  $70—75^\circ$ , имеющими, по-видимому, характер сбросо-сдвигов. Разломы, ограничивающие грабен, имеют форму пологих дуг, перехлестывающихся на стыке трех описанных депрессий. Борты сложены породами группы Шиманто, перекрытыми чехлом пемзовых потоков, выбросы которых связаны с центрами, локализованными в депрессиях. Внутри депрессий располагаются конусы молодых вулканов: в кальдере Ата — действующий вулкан Каймон и расположенный рядом с ним конус потухшего вулкана, в кальдере Эйра — активно извергающийся стратовулкан Сакурадзима, а в депрессии Какуто — вулканическая группа Киришима, состоящая из серии мелких базальтовых лавовых вулканов и шлаковых конусов, часть которых активно действует по настоящее время. Как показали данные повторных нивелировок по краям кальдеры Эйра, опускание ее продолжается и в наши дни в связи с извержениями вулкана Сакурадзима (Kuno, 1962).

К северо-западу от зоны Киришима расположена вторая, тыловая вулканическая зона Кюсю, зона Унзен-Куджу. Она протягивается в общем направлении на северо-восток, однако на южном участке вулканы вытянуты в общем широтном направлении, и лишь начиная от вулкана Асо на север зона приобретает простирание северо-восток  $30^\circ$ . Общая протяженность ее 175 км, ширина 25—30 км. Положение ее соответствует оси пересекающей Кюсю зоны «зеленых туфов». Судя по палеогеографическим картам Японии (Геологическое развитие Японских островов, 1968), в раннем плейстоцене границам вулканической зоны соответствует узкий морской пролив. В настоящее время неогеновые отложения зоны, образующие фундамент современных вулканов, опущены сравнительно с окружающими ее хребтами почти на 900—1000 м (1300—1700 м — уровень абсолютных отметок вершин хребтов, 300—600 м — в фундаменте вулканической зоны к северу от Фукуоки; в районе Унзена цифры меняются: 600 и —50 м, соответственно). Все это позволяет определенно говорить о том, что вулканическая зона приурочена к депрессии типа грабен-синклинали. По обрамлению ее местами четко читаются сбросовые уступы рельефа, но каких-либо данных о характере движений по ним в литературе нет.

В зоне расположены четыре группы вулканических центров, четвертичные эффузивно-пирокластические толщи образуют сплошной покров, занимающий всю территорию зоны. Наиболее южным вулканом зоны является Унзен, крупный вулканический центр, развитие которого началось с образования базальтового щитообразного вулкана и завершилось формированием большой группы дацитовых куполов (часть их извергалась в историческое время). Группа Унзена располагается на продолжении крупного сброса широтного простирания, смещающего базальты щитообразной постройки. Амплитуда сброса не менее 400 м. Стадии обрамления куполов предше-



ствовало образование на вулкане секторного грабена. Ограничивающие его сбросы сходятся в центре вулканической группы. Грабен ориентирован на юг от центра. Амплитуда сбросов затухает по мере удаления от центра группы (вершины грабена). Купола в основном ориентированы вдоль линии широтного простираения, трассирующей положение сброса в фундаменте.

От Унзена вулканические проявления зоны протягиваются в широтном направлении на восток. В непосредственной близости от вулкана Унзен расположена группа небольших вулканических проявлений района Кумамото, а далее — крупнейший центр вулкана Асо. Он находится на пересечении нескольких тектонически ослабленных зон: широтной, протягивающейся от вулкана Унзен зоны, продолжающей простираение пояса Киришима (северо-восток  $25^\circ$ ), и ориентированной в направлении северо-восток  $45^\circ$  цепи вулканов, продолжающих пояс Унзен-Куджу к северу от Асо. Важно отметить отсутствие активных разломов со смещением вдоль этих направлений, они лишь играют роль ослабленных зон, выраженных в структурах фундамента, но не в верхнем этаже. Нижний ярус вулкана Асо представляет собой сложную постройку, близкую к щитообразной и сложенную рядом пород от базальтов до андезитов и андезито-дацитов. Есть указание на общее куполовидное поднятие фундамента в пределах постройки. С формированием огромной ( $24 \times 18$  км) кальдеры на ее вершине связаны выбросы спекшихся туфов кислого состава объемом  $175 \text{ км}^3$ . В кальдере располагается группа конусов, сложенных андезитами и андезито-базальтами посткальдерной стадии. Часть конусов продолжает активно извергаться. Разломы, образующие края кальдеры, имеют фестончатую форму. Амплитуда смещения по ним превышает  $400\text{—}500$  м.

За вулканом Асо общее простираение зоны меняется на северо-восточное  $30^\circ$ . Однако интересно отметить, что на продолжении широтной полосы вулканических пород к востоку от Асо, в зоне поднятий, развита кольцевая система трещинных интрузий гранодиоритов миоценового возраста. Она фиксирует, по-видимому, положение крупной миоценовой кольцевой структуры. С северо-востока к подножию Асо примыкает мощное плато, сложенное андезито-базальтами и андезитами нижнего-среднего плейстоцена. На нем расположена большая группа андезитовых и андезито-базальтовых небольших вулканов и экструзивных куполов — Куджу. Всего в группе 10 построек. На нескольких продолжается активная фумарольная деятельность. Фундамент вулканов разбит серией небольших грабенов.

К северо-востоку от группы Куджу располагается группа лавовых куполов Туруги, а на окончании зоны — потухший стратовулкан Футаго. На продолжении зоны в пределах Юго-Западного Хонсю расположены мелкие экструзивные купола, сложенные дацитами.

Вдоль северо-западного побережья Кюсю распространены покровы базальтов повышенной щелочности. Основные черты глубинного строения и сейсмичности Японии, а также распределение здесь глубоководных желобов отражают особенности последних этапов геологического развития этого района.

Мощность коры, определенная по дисперсии поверхностных волн землетрясений и данным сейсмозондирования, колеблется от 24 до 33 км. Максимальная ее мощность ( $30\text{—}39$  км) отмечается в районе Фосса-Магна в Центральном Хонсю и Хидака в Центральном Хоккайдо, в то время как на остальной территории она составляет  $24\text{—}29$  км. По мощности и повсеместному наличию развитого гранитного слоя кора отвечает нормальному континентальному типу. Это связано, по-видимому, с переработкой в неоген-четвертичное время жесткого блока, претерпевшего более ранние циклы геосинклинального развития. Кора имеет сложное строение как в поперечном разрезе, так и в плане (см. рис. 16). Сопоставление этих данных с распределением поля силы тяжести (рис. 17) и современной геологической структурой показывает, что пояса внешних геоантиклинальных зон неогенового времени, вне зависимости от различий в предшествующей геологической истории, характеризуются высокими положительными аномалиями  $\Delta g$  в редукции Буге, развитием на глубине 20 км слоев 4 и 5. Это свидетельствует об общем утопании коры и гранитного слоя в пределах этих структур. Площади с мощным слоем I характеризуются слабо отрицательными аномалиями  $\Delta g$  и соответствуют зонам «зеленых туфов», т. е. областям неоген-четвертичного вулканизма. Граница между обеими зонами совпадает с полосами высоких градиентов силы тяжести, отвечающих основным разломам — Медиан Лайн в Юго-Западной Японии, линией Ширакава — Мориока на Северо-Восточном Хоккайдо. Области обширных минимумов силы тяжести в Юго-Западной Японии отражают, по-видимому, наличие корней горных систем. Отдельные изометричные минимумы силы тяжести имеются в районе развития кислого вулканизма на севере зоны Унзен-Куджу и приурочены к кальдерам (Yokoyma, 1963).

Сейсмичность Японии в основном связана с тремя сейсмофокальными зонами (рис. 18). Наиболее сейсмоактивна Изу-Бонинская зона, протягивающаяся в меридиональном направлении

со стороны одноименной дуги и пересекающая Центральное Хонсю в районе Фосса-Магна. Она имеет общее погружение на запад. Максимальная глубина землетрясений изменяется по простиранию: в районе о-вов Бонин 450 км, у о-вов Изу — не более 200 км, на Хонсю — 375 км. В сторону Японского моря зона продолжается условно — количество толчков здесь очень мало. Глубина очагов возрастает до 450—500 км. Курило-Камчатская зона является окончанием сейсмофокальной зоны Курил, пересекает в субширотном направлении Хоккайдо и продолжается серией глубокофокусных (200—400 км) толчков в Японском море. Предполагавшееся ранее соединение Изу-Бонинской и Курило-Камчатской сейсмофокальных зон на Северо-Восточном Хонсю отрицается современными японскими исследованиями (Геологическое развитие Японских островов, 1968). Глубина очагов землетрясений в этом районе не превышает 100 км. Юго-западная сейсмофокальная зона, связанная с островной дугой Рюкю, захватывает лишь южную и центральную части о-ва Кюсю. Зона имеет общее падение на северо-запад, максимальная глубина очагов землетрясений около 200 км. Как видно из рис. 19, мелкофокусные землетрясения в основном локализируются в районах выхода на поверхность сейсмофокальных зон и сосредоточены в пределах внешнего пояса геантиклинальных поднятий. Характерны повороты зоны сгущения эпицентров мелкофокусных землетрясений на северо-запад в районе Фосса-Магна и у Самгарского пролива, совпадающие с разворотом структур в этом направлении. Очень мелкофокусные (глубина очага до 30 км) распространены также на Юго-Западном Хонсю, Северо-Восточном Сикоку и Центральном Кюсю.

Вдоль всей Северо-Восточной Японии протягивается система желобов, состоящая из трех смыкающихся структур: Курило-Камчатского, имеющего северо-восточное простирание, меридионального Японского и субмеридионального Изу-Бонинского желобов. Желоба имеют форму узких телескопированных впадин глубиной 7000—8000 м. Глубина Кури-



Рис. 16. Распределение слоев земной коры с различным строением, вычисленных по времени прохождения волн мелкофокусных землетрясений (по Tamaki, 1969).

I — близ земной поверхности; II — на глубине около 10 км; III — на глубине около 20 км; IV — на глубине около 40 км.

	$V_p$ , км/сек	$V_s$ , км/сек	Предполагаемый состав
0	2,4 – 2,8	1,0 – 1,2	Преимущественно молодые осадки
1	4,2 – 4,8	2,2 – 2,7	Преимущественно консолидированные осадки
2	5,0 – 5,5	3,0 – 3,3	Граниты и консолидированные осадки
2'	5,5 – 6,0	3,3 – 3,5	Преимущественно гранитоиды
3	6,0 – 6,5	3,5 – 3,7	Граниты и более
4	7,0 – 7,5	4,0	Преимущественно основные породы
5	8,0 – 8,5	4,7 – 5,0	Перидотиты и эклогиты

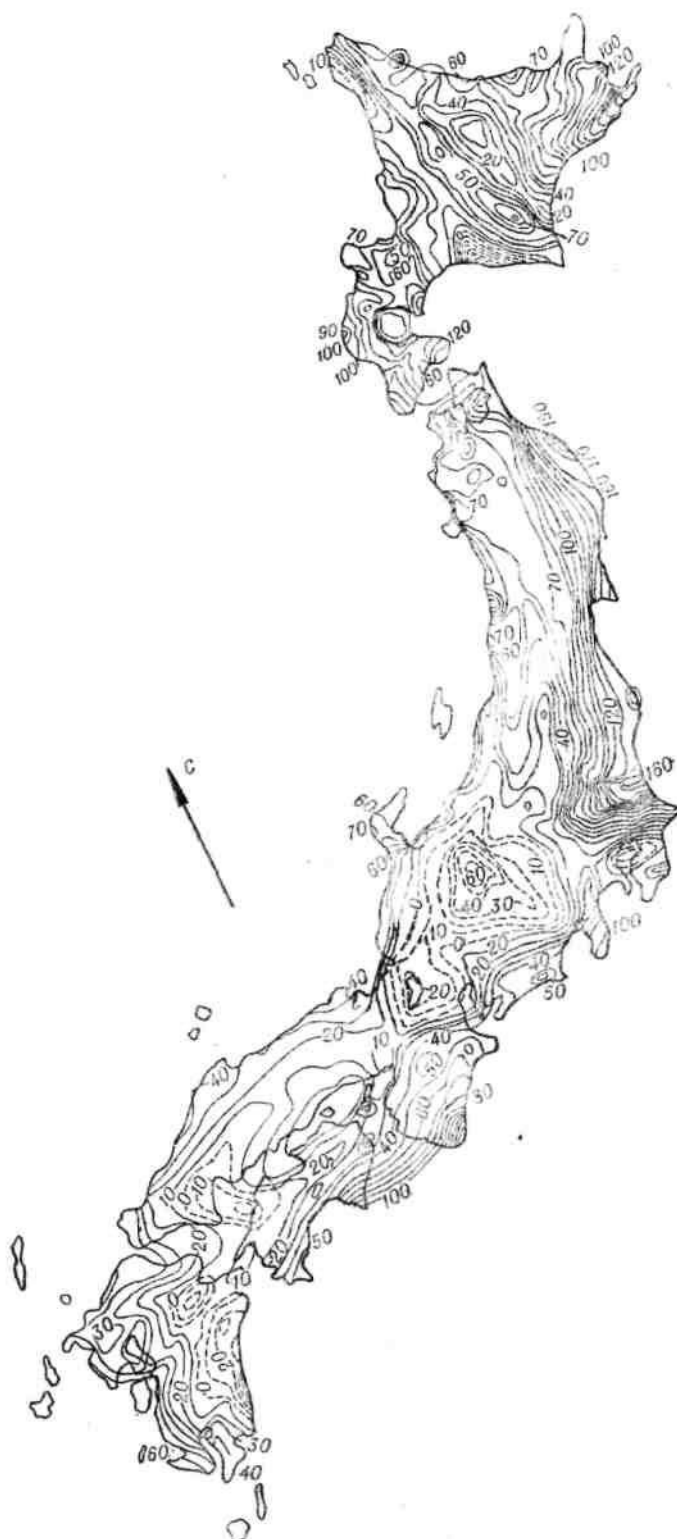


Рис. 17. Карта гравитационных аномалий на территории Японии (в редукции Буге). По К. Цубои (Tsuboi, 1954).

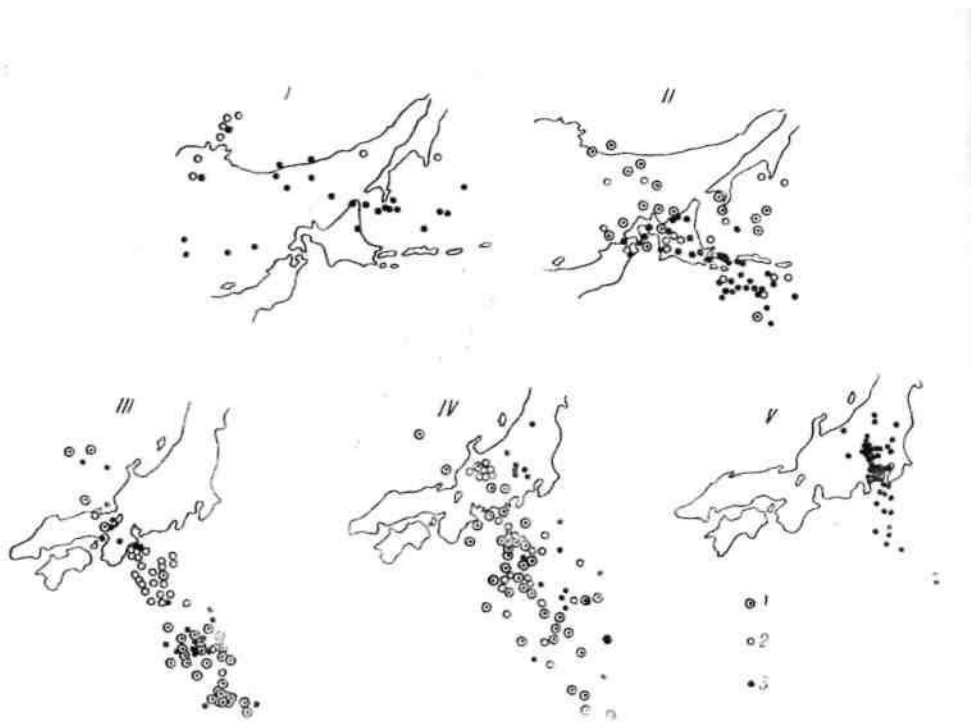


Рис. 18. Схема распределения эпицентров землетрясений, связанных с фокальными сейсмическими зонами Японии (по работе «Геологическое развитие Японских островов», 1968).

*I, II* — Курило-Камчатская фокальная сейсмическая зона; *III, IV, V* — Изу-Бонинская фокальная сейсмическая зона. Глубина очага: *I-1* — более 400 км; *2* — 300—400 км; *3* — 200—300 км. *II-1* — 150—200 км; *2* — 100—150 км. *III-1* — 400—500 км; *2* — 350—400 км; *3* — 350 км; *4* — 300—350 км. *IV-1* — 250—300 км; *2* — 200—250 км; *3* — 150—200 км. *V-1* — 100—150 км.

ло-Камчатского и Изу-Бонинского желобов у Японии на 1500—2000 м меньше, чем близ одноименных островных дуг. На стыке Курило-Камчатского и Японского желобов от последнего в районе Сангарского пролива ответвляется впадина северо-западного простирания. Глубина ее 1000—3000 м. Направление ее оси соответствует резкому развороту складчатых структур основания, изменению простирания аномалий силы тяжести и характеризуется повышенной сейсмичностью. Такое же ответвление образуется у северной оконечности Изу-Бонинского желоба. Глубина его меняется от 7000 до 1000 м. Оно прямо продолжается в заливе Сагачи, Токийском заливе и далее смыкается с впадиной Канто. Оба ответвления совпадают с северо-западными окончаниями Z-структуры Северо-Восточной Японии. Желоб, протягивающийся вдоль Юго-Западной Японии и продолжающийся идущий вдоль дуги Рюкю желоб Нансей, выражен пунктирной системой впадин. Глубина их не превышает 5000—5700 м, в среднем 3600—4800 м (глубина желоба Нансей у Рюкю 1000—7500 м). Дно желоба широкое, плоское. Ширина его 60 км. В рассматриваемой части желоба предполагается присутствие мощных осадочных толщ (Геологическое развитие Японии, 1968). Юго-восточный борт желоба полого переходит в океаническое ложе, а северо-западный ступенчато поднимается к континентальному склону.

Приведенный краткий обзор позволяет констатировать, что современная структура Японии — результат наложения на разнородный складчатый фундамент нормальных островных дуг неогенового времени и последующего преобразования последних в конце плиоцена — начале четвертичного времени.

### **Тектоническая система Тайваня**

Тектоническая система Тайваня представляет собой резко поднятый блок на стыке двух систем островных дуг нормального типа — Рюкю и своеобразной островной дуги, проходящей к северу от Филиппинского архипелага. Система Тайваня кулисообразно смещена относительно примыкающих систем островных дуг на запад, к континенту. Сочленение обеих систем островных дуг со структурами Тайваня проходит по зонам глубинных разломов север-северо-восточного простирания. С зонами сочленения связаны центры подводных извержений к востоку от Тайваня (Купо, 1962) и эпицентральные зоны землетрясений с глубиной очага 50—65 км. Западнее обоих

разломов проходят примыкающие к восточному побережью Тайваня узкие (25—50 км) подводные впадины глубиной до 4000—4450 м. В центральной части острова на протяжении более чем 175 км тектоническая система Тайваня непосредственно граничит по флекуре континентального склона с Филиппинской котловиной Тихого океана.

Зональность структурных элементов Тайваня весьма показательна (рис. 20). Вдоль восточного побережья острова протягивается зона Берегового хр. Она образована комплексом вулканогенных и вулканогенно-осадочных пород верхнечетвертичного (миоцен-плиоценового) возраста, имеющих, по заключению Биг Чингчанга (Big Chingchang, 1960), эвгеосинклинальный характер. Видимая мощность развитых здесь отложений — несколько тысяч метров. В современном структурном плане эта зона представляет собой горстовое поднятие, морфологически выраженное хребтом высотой 1000—1500 м. Зоне соответствуют отрицательные аномалия силы тяжести и пояс мелкофокусных землетрясений. Ширина этой структуры 5—7 км. Восточная ее часть оборвана серией крупноамплитудных сбросов и погружена ниже уровня моря.

Западнее располагается зона Центрального хр. В современном структурном плане это горстовое поднятие. Высота современного рельефа, отвечающая амплитуде воздымания за четвертичное время, 2800—3600 м. Зона образована комплексом интенсивно дислоцированных аспидных сланцев мела, сменяющихся вверх по разрезу толщей сланцев, песчаников, граувакк, лав среднего и основного состава. Толща имеет палеогеновый (эоценовый) возраст. В отдельных эрозионных окнах отмечены выходы палеозойских отложений. Биг Чингчанг на основании геофизических данных выделяет две зоны скалывания. По ним отмечается надвигание пород в общем направлении на запад. Одна из зон проходит вдоль границы зоны Центрального хр. со смежной с запада зоной предгорных холмов. Она представляет собой прогиб, выполненный мощной (6000—8000 м и более) толщей верхнечетвертичных отложений флишоидно-молассового типа. Вулканические породы в разрезе выполняющих прогиб толщ отсутствуют. Современная структура зоны — моноклираль, сформировавшаяся на базе пенеплена. Поверхность моноклинали полого наклонена на восток, в сторону Тайваньского пролива. Абсолютные отметки поверхности изменяются от 800 до 0 м. Близ западного побережья острова мощность осадков резко выклинивается.

Биг Чингчанг (Big Chingchang, 1960) отмечает, что эта зональность структурных зон Тайваня соответствует перевернутой по отношению к океану нормальной зональности островных дуг: место желоба занимает прогиб зоны Предгорных холмов, место геоантиклинали внешней дуги — поднятие зоны Центрального хр., а место внутренней вулканической дуги — пояс вулканизма зоны Прибрежного хр. Однако такая нормальная зональность структурных элементов существовала лишь в неогене. После основной фазы складчатости в конце плиоцена следует общая эпоха пенепленизации. После этого начинается эпоха общего воздымания и интенсивных блоковых

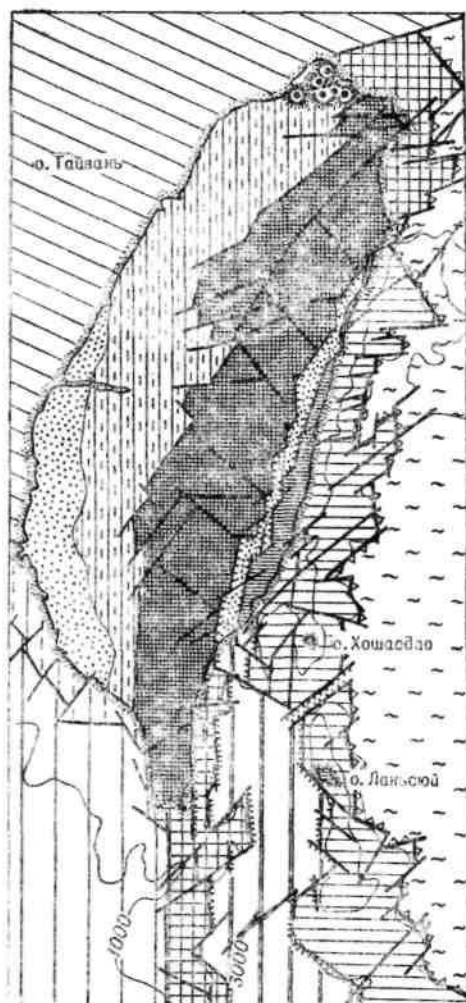


Рис. 20. Схема современной структуры тектонической системы Тайваня. Условные обозначения те же, что и к рис. 2.

движений, приводящих к преобразованию подвижной тектонической системы. Формируются горст-антиклинальные системы Центрального и Прибрежного хр. и, как реакция на воздымание, на стыке обеих систем возникает узкая (5—10 км) зона Продольного грабена (Тайдунская долина). Грабен ограничен четко морфологически выраженными сбросовыми уступами с амплитудой перемещения не менее 1500 м. Дно его располагается на абсолютных отметках не более 200 м. В пределах грабена развиты рыхлые отложения верхнеплиоценового и четвертичного возраста. Разломы, ограничивающие грабен, сейсмически активны. Глубина очагов землетрясений не превышает 10—15 км.

Четвертичный вулканизм представлен небольшими группами потухших щитовых вулканов и экструзивных куполов в северо-западной части острова, образованных андезитами и щелочными базальтоидами. Эпицентры мелкофокусных землетрясений группируются в зонах Прибрежного хр. и продольного грабена, а также в северной и южной частях острова, где они образуют продолжение сейсмических зон прилегающих островных дуг.

Преобразования, охватившие тектоническую систему Тайваня в позднеплиоцен-четвертичное время, привели к тем изменениям, которые и отличают современный облик этой системы от островных дуг нормального типа. Далее мы увидим, что картина эта и по времени преобразований, и по их характеру достаточно типична.

### Тектоническая система Филиппин

Данные о геологическом строении и тектонике Филиппинской складчатой системы носят общий характер. В приводимом очерке использовались работы Р. ван Беммелена (1957), М. Нойман ван Паданга (Neumann van Padang, 1953), Э. Ирвинга (Irving, 1952), Ф. Гервазио (Gervasio,

1966), Б. Гутенберга и К. Рихтера (1948), В. А. Швольмана (1964), а также анализ морфометрии современных структур, проведенный автором.

Складчатая система Филиппин в современном структурном плане — сложнопостроенная блоковая структура, вытянутая в общем направлении на северо-запад  $315^\circ$  (рис. 21). Она располагается на пересечении нескольких систем островных дуг. К ней с юга примыкает меридиональная система Молуккской островной дуги, с севера — уже упоминавшаяся меридиональная система островной дуги, протягивающаяся вплоть до Тайваня, с запада — островная дуга Сулу, имеющая простирание северо-восток  $45^\circ$ . Общей особенностью перечисленных систем островных дуг является отсутствие желобов в их фронтальной части. Остальные элементы, присущие зональности островной дуги, сохраняются полностью.

Древнейшие породы, относимые филиппинскими геологами к комплексу фундамента, встречаются в ядрах антиклинальных мезозойских структур и в эрозионных окнах. В подавляющем большинстве они представлены амфиболитами и кварц-полевошпатово-сланцевыми кристаллическими сланцами, перекрытыми филлитами с линзами мраморов. На Миндоро и п-ове Караман значительную часть этого комплекса составляют регионально метаморфизованные пирокластические породы. Интрузивные породы включают граниты, кварцевые монзониты, кварцевые диориты, гранодиориты и латиты. Данные о возрасте комплекса очень ограничены. Верхняя возрастная граница определяется по резкому угловому несогласию между ними и геосинклинальным комплексом юры—мела, породы которого резко отличаются и по степени метаморфизма. В третичных конгломератах Миндоро найден обломок коралла, датируемый средним—верхним карбоном. Часть интрузивных пород, ассоциирующаяся с комплексом фундамента, сопоставляется по составу с карбоновыми и триасовыми гранитными интрузиями Западного Борнео.

Ф. Гервазио (Gervasio, 1966) рассматривает современную структуру Филиппин, как конечный результат развития и преобразования трех геосинклинальных бассейнов ранне-среднемезозойского — раннетретичного времени. В момент максимального развития один из бассейнов занимал всю территорию современного Лусона, другой — п-ов Бикол, район Висаян и Минданао, третий покрывал большую часть Юж. Палавана. Эта стадия определяется как раннегеосинклинальная. Древнейшими отложениями являются относимые к юре аммонитсодержащие слои формации Мансалай. Разрез их образован конгломератами и граувакками общей мощностью около 1500 м, образовавшимися за счет размыва гнейсов, кристаллических сланцев и кварцитов.

Их аналогами являются формации Баруен, развитые в Илокос Норте, граувакки, развитые в Бусуанге, Юго-Западном Ланао и районе Букиндон на Минданао.





Рис. 21. Схема современной структуры тектонической системы Филиппин. Условные обозначения те же, что и к рис. 2.

На основании определения комплекса радиоларий их считают юрскими и сопоставляют с францисканской формацией Калифорнии и формацией Дамау на Борнео. В то же время в Катандуанесе, Центральном Себу и Восточном Минданао мощная толща граувакк, аналогичная формации Мансалай, датируется мелом.

Главную часть разреза комплекса, относимого к ранней геосинклинальной стадии, образует толща спилитов и граувакк, мощность которой колеблется от нескольких сот до более чем 5000 м. В нижней части разреза наблюдается переслаивание маломощных потоков спилитов и лав ос-

новного состава с кластическими породами. В средней части резко преобладают мощные покровы лав основного состава, зачастую шаровых, в верхних частях лавы переслаиваются с шельфовыми песчаниками и известняками, в некоторых местах отмечаются линзы агломератов и туфов. Известняки содержат фауну верхнего мела. Нижний геосинклинальный комплекс прорван крупными интрузиями габбро, габбро-перидотитов и линзовидными интрузиями гипербазитового состава. Породы комплекса интенсивно дислоцированы, часто стоят на головах или опрокинуты, разбиты большим количеством дизъюнктивных нарушений. Породы нижнего геосинклинального комплекса отделены от осадочных пород палеоцена—эоцена резким структурным несогласием. Но в двух точках в Илокос Норте (Северный Лусон) и западной Замбоанге отмечается согласное налегание на них эоценовых отложений. Формирование комплекса завершается интенсивной складчатостью и общим поднятием; всего региона.

Начиная со следующего этапа, тектонический режим резко дифференцируется по площади. В частности, обособляются два разнородных элемента: формируется подвижный пояс, занимающий территорию современного архипелага, а в тыловой части системы обособляется стабильный регион, охватывающий современный Палаван и море Сулу. На территории подвижного пояса в конце верхнего мела — начале палеогена геосинклинальные бассейны сокращаются по площади. Новая стадия их развития датируется палеоценом — средним олигоценом. На протяжении этого времени тип развития отдельных бассейнов дифференцируется на Лусоне, в районе Висаяна и Миндоро возрастает вулканическая и магматическая активность, в то время как в бассейнах района Палавана и юго-западного Агиндоро отлагаются преимущественно осадочные породы.

Палеоцен-эоценовые отложения повсеместно отделены от нижележащего геосинклинального комплекса несогласием. Разрез их, видимая мощность которого превышает 1000 м, начинается маломощными линзами конгломератов, содержащих многочисленные обломки пород ранней стадии геосинклинального развития. Конгломераты перекрыты переслаивающимися морскими шельфовыми осадками, состоящими из вулканогенно-обломочных пород и сланцев, среди которых отмечены рифовые известняки палеоцена—эоцена. Верхнюю часть разреза образует флишеподобная толща, содержащая небольшие линзы известняков. К верхам разреза приурочены и проявления андезитового и дацитового вулканизма. С этой же толщей связаны небольшие месторождения паралических углей. Весь комплекс прорван небольшими интрузиями среднего и кислого состава.

Следующий этап развития, датируемый поздним олигоценом — ранним-средним миоценом, характеризуется резкой дифференциацией тектонического режима в различных частях подвижного пояса. В результате мощность и тип осадков резко варьируют в различных структурах. В восточной части Филиппин отмечается развитие глубоководных фаций осадков — песчаников и сланцев с прослоями переотложенных туфов. В осевой части подвижного пояса основную часть разреза составляют базальтовые в андезитовые лавы и пирокласты. В стабильном регионе тыловой зоны Филиппин отложения этой стадии отличаются от предыдущей лишь возрастающей ролью рифовых известняков и наличием небольших паралических угольных бассейнов. Одновременно формируются линейные зоны поднятий в восточной и западной частях подвижного пояса. Мощность отложений этого комплекса в подвижном поясе достигает 5000 м. Эта эпоха прерывается в середине миоцена общим воздыманием всей территории складчатой системы, с которым связывается внедрение крупных батолитов и штоков кварцевых диоритов.

На протяжении среднего—верхнего миоцена и плиоцена эти тенденции углубляются. Позднемиоценовые отложения целиком сосредоточены в межгорных депрессиях и прогибах и представлены в основном молассами, переслаивающимися с пирокластикой, а в районах Негрос, Бохоль и Замбоанга ассоциирующихся с андезитами, дацитами и известняками. Отмечается, что молассовый комплекс низов разреза постепенно сменяется все более и более тонкозернистыми осадками, а местами присутствуют латериты. Указанные факты служат основанием для вывода об общей пенеппенизации всей территории Филиппин в рассматриваемую эпоху. Верхняя часть разреза этого комплекса сложена преимущественно продуктами миоплиоценового вулканизма, заполняющими депрессии архипелага. Лишь в районах Палавана и восточной части Лусона вулканизм этого времени не проявляется.

В конце среднего плиоцена происходит общее диастрофическое поднятие территории подвижного пояса и окончательное формирование структуры в ее современном виде. При общем простирании на СЗ 315° структурный план Филиппин представляет собой своеобразную горизонтальную флексуру. Структуры южной части Минданао, расположенной в юго-восточной части системы, и Лусона, расположенного в ее северо-западной части, имеют меридиональное простирание,

непосредственно смыкаясь с примыкающими системами островных дуг. Эти два участка имеют максимальные высоты современного эрозионно-тектонического рельефа (более 2500 м), а дно современных депрессий располагается на высотах 20—200 м. Часть системы между зонами меридиональных структур имеет четкое северо-западное простирание, определяющее общее простирание системы в целом. В соответствии с подобным изменением структурного плана в современной структуре Филиппин выделяется несколько различных по строению блоков, разделенных крупными линеаменами. Это блоки Замбоанга и Северный Лусон, расположенные в зоне меридиональных простираний структур, на сочленении с примыкающими системами островных дуг, и блоки Южного Лусона, Висаян, Северного Минданао в пределах основной зоны северо-западного простирания структур.

В современном структурном плане Филиппинская складчатая система состоит из двух поясов горст-антиклинальных поднятий, разделенных системой депрессий. Горст-антиклинальные поднятия образованы дислоцированным комплексом мезозойских структур. Система депрессий в основных чертах наследует положение впадин третичного (главным образом неогенового) времени.

Внешний пояс поднятий образован горст-антиклиналью хр. Сьерра-Мадре на Восточном Лусоне и продолжающимися его хребтами юго-восточной части этого острова, блоками о-вов Самар, Катанданао. Простирание поднятых блоков на отдельных участках соответствует описанному выше общему структурному плану тектонической системы. Высота тектонического рельефа в среднем 800—1000 м. Ширина блоков 50—100 км. С востока горстовые блоки оборваны системой сбросов, по которой они граничат с шельфом и континентальным склоном. Судя по всему, в зоне шельфа можно ожидать развития тех же отложений, что и в горст-антиклиналях внешнего пояса.

Внутренний пояс поднятий образован горст-антиклинальными системами хр. Центральная Кордильера и Сомбалес на Западном Лусоне, блоками о-вов Миндоро, Панай, юго-западной части о-ва Негрос, блоком о-ва Себу и горст-антиклиналями хребтов Западного Минданао. Высота рельефа, на которую выведены мезозойские отложения этих блоков, + 200—2500 м. На конусовых участках тектонической системы (Лусон, Минданао) поднятия внутренней зоны образуют сплошной пояс структур меридионального простирания. На основном участке тектонической системы Филиппин, имеющей северо-западное простирание, горсты внутреннего пояса поднятий образуют цепь кулисообразно смещенных блоков, причем простирание всей цепи  $315^\circ$ , а каждого блока — меридиональное. Ширина блоков 25—50 км. Они разделены грабенами, морфологически выраженными в виде проливов между островами и реже в виде межгорных впадин на самих островах (северная часть о-ва Негрос).

В тыловой части внутреннего пояса поднятий проходит система сбросов северо-западного простирания, по которой он граничит со стабильным массивом моря Сулу. Зона депрессий, разделяющая системы внутреннего и внешнего пояса поднятий, образована депрессией Кагаян на севере Лусона, Манильской депрессией на юге того же острова, сложнопостроенной системой депрессий Внутренних Филиппинских морей, впадинами Агусан и Бунго на Минданао.

В концевых, меридиональных участках тектонической системы, т. е. на Лусоне и Минданао, депрессии представляют собой относительно простые по структуре межгорные впадины, разделяющие внешний и внутренний пояса поднятий. Ширина этих структур в среднем 50 км. Дно располагается на абсолютных отметках 50—200 м, т. е. перепад высот сравнительно с прилегающими горст-антиклинальными системами хребтов 1200—2500 м. Мощность плиоцен-четвертичных пролювиально-вулканогенных отложений 2000 м. Таким образом, общая амплитуда движений плиоцен-четвертичного времени достигает 4000 м.

На участке между Лусоном и Минданао, т. е. в зоне развития структур северо-западного простирания, структура пояса депрессий резко усложняется. Общая ширина пояса на этом участке 200 км. Он разделен осевым поднятием на две самостоятельные зоны — внешнюю и внутреннюю. Дно депрессий на большей части этого участка погружено ниже уровня моря, причем величина погружения колеблется от —50 до — (1700—2000) м. Участки, на которых дно депрессий выведено выше уровня моря, занимают относительно небольшую площадь.

Внешняя зона депрессий относительно узка — ширина ее в среднем 50 км. Она образована серией впадин. С северо-запада на юго-восток это залив Рагай, пролив Буриас, море Самар и пролив Суриано. Глубина моря в пределах всех этих морфоструктур, как правило, не превышает 100—200 м. Оси отдельных впадин имеют простирание  $330^\circ$ , т. е. располагаются под острым ( $15^\circ$ ) углом по отношению к общему простиранию зоны. Впадины разделены зонами относительного поднятия — либо поднятыми блоками островов, либо мелководными участками дна. Крупнейшая

такая зона пересекает о. Лейте и продолжается на юго-восточной оконечности Минданао. Здесь развиты осадочные и вулканические породы плиоцен-четвертичного возраста.

Внутренняя зона депрессий имеет ширину около 200 км. Она образована системой впадин, морфологически выраженных в морях, заливах и проливах. Крупнейшие из них (с северо-запада на юго-восток) — пролив Таблас, моря Сибуйан, Висаян, Калютес, Минданао. Глубина моря в большей части этих структур от 1500—1800 до 2000 м и лишь в море Висаян 50—100 м. Оси впадин ориентированы в меридиональном направлении. То же простирание имеют и разделяющие их поднятые блоки. В эту систему депрессий входят те части островов, на которых развита мощная толща плиоцен-четвертичных отложений и располагаются четвертичные вулканы. Крупнейшим из них является меридиональная зона северной части о-ва Негрос. С тыловой частью внутренней зоны депрессий смыкаются грабены, разделяющие поднятые блоки внутреннего пояса поднятий. Морфологически они выражены проливами меридионального простирания.

Зона осевого поднятия, разделяющая обе системы депрессий, проходит по п-ову Бондон (Юго-Восточный Минданао), о-вам Масбате, Лейте. Высота современного тектонического рельефа на этих участках +500—600 м. Длинная ось поднятых блоков имеет простирание  $300^\circ$ , т. е. ориентирована под углом  $15^\circ$  к общему простиранию системы депрессий и под углом  $30^\circ$  к простиранию осей впадин внешней зоны депрессий. Ширина поднятых блоков до 25 км. В их пределах обнажается в основном комплекс дислоцированных пород палеоцен-эоценового возраста.

Образование осевого поднятия и особенности ориентировки блоков в его пределах, как и ориентировка впадин во внешней зоне депрессий, связаны с жизнью крупнейшей дизъюнктивной структуры Филиппин — Великого Филиппинского разлома. Он пересекает всю складчатую систему, протяженность его превышает 1200 км. Разлом активно живет на протяжении всего неогена и сейсмически активен и по сей день. Его северо-восточное окончание, известное под названием линейамента Лингайен-Дигалан, пересекает центральную часть о-ва Лусон, образуя границу между блоками Северного и Южного Лусона. Здесь он определяет кулисообразное смещение структур на расстояние около 50 км и трактуется как правый сдвиг. Исходя из этой трактовки, становятся понятными отмеченные выше особенности ориентировки блоков осевого поднятия и внешней зоны депрессий — она определяется движениями по оперяющим зонам Великого Филиппинского разлома. Вдоль разлома и к востоку от него третичные отложения собраны в линейные часто запрокинутые к востоку складки, сопровождаемые системой наклонных сбросов и надвигов. В стабильном регионе в плиоцен-четвертичное время происходит интенсивное опускание блока моря Сулу. Это подтверждается данными бурения на одном из коралловых островов, где скважина до глубины 1453 фута вскрыла толщу четвертичных кораллов.

Пространственное распределение четвертичных вулканов Филиппин теснейшим образом связано с современной структурой, в частности с двумя ее элементами — зонами сочленения с системами смежных островных дуг и внутренними депрессиями четвертичного времени. Вулканические районы Южного и Юго-Западного Минданао прямо трассируют продолжение вулканических зон Молуккской островной дуги и дуги Сулу и локализируются в депрессиях, продолжающих вулканические пояса этих островных дуг в пределах Филиппинской складчатой системы. Так, депрессии заливов Моро и Ильямо продолжает вулканический пояс дуги Сулу. На продолжении этой депрессии на Юго-Западном Минданао расположены вулканы северо-восточного ( $45^\circ$ ) простирания, соответствующего простиранию этой дуги, в частности находящиеся в фумарольной стадии активности вулканы Макатуринг, Латукан и действующие вулканы Ратанг, Селайо. Залив Сарангами и продолжающая его депрессия трассируют окончание вулканической зоны Молуккских о-вов. При общем меридиональном простирании этой структуры, соответствующем простиранию вулканической зоны островной дуги, вулканы локализируются в ней близ секущих зон разломов северо-западного простирания. Северо-западное простирание имеют и расположенные здесь ряды вулканов. Действующий вулкан в этой зоне один — Балут, и тот расположен на маленьком островке к югу от Минданао. Два вулкана — Матутум и Апо находятся в стадии фумарольной активности. Остальные аппараты — потухшие.

В пределах блоков Висаян и Южный Лусон вулканы располагаются по периферии депрессий Внутренних морей. Во внешней депрессии они образуют протяженный (550 км) ряд, пересекающий о-в Лейте и юго-восточную часть Лусона. Он имеет простирание  $370^\circ$ , т. е. пересекает депрессию под косым ( $15^\circ$ ) углом. Действующие вулканы здесь единичны. Это Майон и Булусан на Юго-Восточном Лусоне, находящиеся в стадии фумарольной активности, вулканы гор Пакдоль и Малинао на Юго-Восточном Лусоне, Касибои и Кабалян на Лейте. Известны также крупные фумарольные поля Данан на Лейте и Билиран на одноименном острове. Число потухших вулканов

в этой зоне не установлено, однако даже по имеющимся отрывочным данным оно превышает полтора десятка.

В пределах внутренней депрессии вулканы локализируются по ее приподнятым, периферическим частям. Таков вулканический район Юго-Западного Лусона, где расположены активные вулканы Тааль и Банахао, а также фумарольные поля Джаладжала, вулканический район о-ва Негрос (активный вулкан Камлаон, находящиеся в фумарольной стадии вулканы Силай, Мандалаган, Магасо), активный вулкан Катарман на небольшом острове к северо-западу от Минданао и большая группа потухших вулканов в прилегающей части самого Минданао.

Проявления четвертичного вулканизма в большей части блока Северного Лусона отсутствуют. На самом Северном Лусоне имеется лишь один действующий вулкан — Кагуан, расположенный на северо-восточной оконечности острова, в зоне, трассирующей продолжение островной дуги, протягивающейся от Филиппин к Тайваню. В этой же зоне располагается группа вулканических островов Бабуян к северу от Лусона. Эти острова ограничивают в плане эллипс диаметром 50х90 км, возможно оконтуривающий крупную вулcano-тектоническую структуру. Четыре вулкана (Смита, Бабуян Кларо, Дидикас и Камигуин де Бабуянус) активно извергаются. Севернее, за Лусонским проливом известен подводный вулкан близ о-ва Ибугос.

Все перечисленные вулканы относятся к кальдера- и стратовулканам. Кроме того, известны относительно небольшие по размерам проявления платобазальтов, в частности в районах Ланао и Пагадиан в Замбоанге (Минданао), базальтовые потоки и сопровождающие их агломераты и брекчии того же состава в восточной части Ризалья (Лусон) и на о-ве Суйо (Палаван). Базальтовые дайки Мисамис и Лимао секут гравийные террасы и вулканокластические толщи четвертичного возраста. Ф. Гервазио (Gervasio, 1966) относит базальтовый вулканизм к завершающей фазе четвертичной вулканической активности. Как видим, все проявления базальтового вулканизма локализируются в тыловой зоне подвижного пояса.

От Мулукской островной дуги через блоки Висаян и Южный Лусон протягивается сейсмофокальная зона, погружающаяся от Тихоокеанского побережья на запад-северо-запад. Максимальная концентрация землетрясений наблюдается на континентальном склоне и в зоне береговых поднятий Тихоокеанского побережья. Максимальная глубина землетрясений 600—700 км. Стабильный регион и западная часть блока Замбоанга практически асейсмичны. В блоке Северного Лусона сейсмофокальная зона вытягивается в меридиональном направлении. Выход фокальной плоскости на поверхность приурочен к восточной части острова и совпадает с границей впадины Кагаян (Gervasio, 1966). Эпицентры землетрясений в шельфовой зоне к востоку от Северного Лусона единичны. Максимальная глубина землетрясений не превышает 200 км.

Сочленение Филиппинской складчатой системы со структурами Тихого океана на большей части территории происходит по Филиппинскому желобу. Глубина и морфология его резко изменяются по простиранию. С юга до широты центральной части Минданао он имеет форму узкого телескопического грабена, средняя глубина его превышает 9000 м. Севернее он расширяется и меллеет. На участке, параллельном Южному Лусону, средняя глубина его уже 5000 м, дно широкое (50 км против 12 км на юге) и плоское. Борты, особенно тот, который прилегает к океанической стороне, выполаживаются. На участке вдоль блока Северного Лусона желоб отсутствует. Сочленение с блоком Филиппинской впадины Тихого океана происходит по флекуре коры, совпадающей с уступом континентального склона.

В целом можно констатировать, что тектоническая система Филиппин переживает эволюцию от геосинклинального трога (верхний мел) к нормальной островной дуге (олигоцен — неоген), в плиоцен-четвертичное время происходит переход к стадии раннего орогена. Современная структура блока Северный Лусон близка к современной структуре Северо-Камчатско-Олюторской системы и Тайваня, а в современной структуре остальной территории много элементов, роднящих ее с Южной и Центральной Камчаткой.

### **Тектоническая система Суматры**

Тектоническая система Суматры занимает пограничное положение между двумя системами островных дуг нормального типа — Зондской и Андаманской. Данные о современной структуре и вулканизме тектонической системы Суматры весьма ограничены. Приводимый ниже очерк базируется на работах Р. ван Беммелена (Беммелен, 1957), Дж. Вестервельда (Westerveld, 1952), М.

Нойман ван Паданга (Neumann van Padang, 1951), сводке по тектонике Индонезийского архипелага, составленной И. В. Архиповым (1964), и новейших работах Дж. Катили (Katili, 1966).

Структуры имеют преобладающее северо-западное простирание. Северо-западные структуры Юго-Восточной Суматры сочленяются под резким углом с широтными структурами Явы. Никаких плавных переходов простираний здесь не фиксируется. Тектоническое строение рассматриваемой системы характеризуется четкой зональностью распределения основных элементов. На юго-западе она ограничена продолжением Яванского желоба. Параллельно ему протягивается цепь небольших островов (Сималур, Наас, Бату и Ментавай, Энгано). На них развита мощная (до 4000 м) серия неогеновых отложений чисто осадочного состава. Миоценовые толщи интенсивно дислоцированы — углы на крыльях складок составляют 50—90°, в ядрах крупнейших антиклиналей вскрыт комплекс эоценовых и мезозойских пород фундамента. Плиоценовые морские отложения образуют пологие складки с углами на крыльях всего 5—10°. Поднятие островов датируется четвертичным временем. Высота водоразделов от 300—400 до 886 м. Пояс островов совпадает с зоной интенсивных (до 70 мгал) отрицательных аномалий силы тяжести. Цепь островов отделена от Суматры узкой (75 км) депрессией пролива Ментавай. Глубина его 500—2000 м. В пределах пролива значения поля силы тяжести колеблются от 0 до +50 мгал, возрастая в направлении побережья Суматры.

Основу структуры о-ва Суматры составляет Барисанский мегантиклинорий, протягивающийся вдоль всей продольной оси острова почти на 1500 км. Ширина его 80—100 км. Он представлен серией кулисообразно смещенных антиклинальных структур общего северо-западного простирания. Можно выделить в современном структурном плане три участка мегантиклинория, разделенных зонами резкого погружения его оси.

Отмечается некоторое различие в возрастных комплексах пород, слагающих эти структуры. Антиклинорий Северной Суматры в основном образован верхнепалеозойскими и палеогеновыми отложениями, толщи мезозоя играют подчиненную роль. Антиклинорий Центральной Суматры, напротив, образован преимущественно мезозойскими отложениями при подчиненном развитии палеогеновых, Южной Суматры — глубоко метаморфизованными комплексами при полном отсутствии верхнепалеозойских и мезозойских толщ. Различаются и простирания этих структур. Если антиклинорий Северной и Центральной Суматры имеют общее северозападное простирание, то антиклинорий Южной Суматры ориентирован в широтном направлении и под углом примыкает к складчатым северозападным структурам неогена, идущим вдоль юго-западного побережья острова. Все это дает основание предположить, что это разновозрастные и различные по генетической природе структуры, объединенные единым процессом поднятия в неоген-четвертичное время. Складчатые структуры второго порядка зачастую ориентированы в север-северо-западном и запад-северо-западном направлении. Понятна поэтому сложная, ступенчатая форма современной структуры. Амплитуда относительного поднятия горной цепи, исчисленная по абсолютным отметкам водоразделов, составляет 1000—1500 м. С юго-запада к описанной системе примыкает ороген Сонда, образованный мощной толщей вулканогенных пород миоцена — плиоцена. Это складчатая структура типа синклинория, выраженная в современной структуре в виде горной системы, идущей вдоль юго-западного побережья острова.

Вдоль оси горной системы Суматры во всю ее длину протягивается Великий грабен Семангко. Это целая система рифтовых зон, общая длина которой около 1300 км. Средняя ширина отдельных грабенов 10 км. На значительной части своей протяженности грабен фиксирует ослабленную зону между Барисанским мегантиклинорием и орогеном Сонда. Заложение структуры, по данным Дж. Вестервельда (Westerveld, 1952), относится к палеогену. Об этом, в частности, свидетельствует находка здесь характерных палеогеновых слоев с рыбными остатками, образовавшихся в условиях изолированных впадин. В районе залива Семангко в грабене присутствуют позднплиоценовые морские отложения. Большая же часть грабена заполнена отложениями пемз и пирокластикой, связанной с деятельностью четвертичных вулканов. Это дало основание Р. ван Беммелену (Беммелен, 1957) говорить о том, что образование рифта связано с массовыми выбросами пирокластики в среднечетвертичное время. Однако приведенные выше факты о значительно более раннем заложении структуры и несопоставимость, по подсчетам Дж. Вестервельда, объема грабена с объемом вулканических продуктов четвертичного времени (первый значительно больше) явно свидетельствуют против этого заключения. Грабены ограничены четко морфологически выраженными разломами. Дж. Катили установил, что в четвертичный период преобладали горизонтальные смещения по разломам, в то время как ранее преобладали вертикальные подвижки. Горизонтальные перемещения фиксированы им, в частности, вдоль разлома Улу-Эр на Северной Су-

матре и вдоль сбросов, ограничивающих депрессию Лебонг на Центральной Суматре. Амплитуда перемещений не указывается (Katili, 1966). Суммарную среднюю амплитуду вертикальных смещений можно ориентировочно оценить в 1500—2000 м. Граничные разломы грабенов активны до сих пор, что хорошо подтверждается наличием серии неглубоких землетрясений вдоль депрессий, а также существованием протяженных линий фумарол вдоль депрессий Тара-гонг-Ангкола-Гадис, долин Сомпор, Моара Лабох, Лебонг и Семангко.

К северо-востоку от Барисанского мегантиклинория расположен обширный тыловой прогиб, занимающий всю оставшуюся территорию острова. Прогиб выполнен мощной толщей осадочных неогеновых отложений (до 10 000—11 500 м). Проявления вулканизма здесь отсутствуют. Последние исследования показывают, что наиболее молодые отложения в пределах прогиба — верхнепалембангские слои имеют нижне-средне-плейстоценовый возраст. Фундаментом прогиба являются интенсивно дислоцированные и прорванные гранитами породы пермо-триасового возраста, что дает основания для заключения о принадлежности этого района к области мезозойской консолидации. Выполняющие прогиб отложения дислоцированы согласно, т. е. время складчатости датируется началом верхнего плейстоцена. Поперечными поднятиями прогиб разделен на три самостоятельные структуры — прогибы Ача на севере, Индергаран-Рокан в центральной части и Палембанг на юге. Глубина погружения фундамента 6000—8000 м. Прогибы имеют асимметричную форму: максимальное погружение, большая крутизна борта и степень дислоцированности наблюдаются вдоль юго-западного крыла, на сочленении с Барисанским мегантиклинорием. При общей вытянутости прогибов согласно с общим простиранием тектонической системы Суматры (северо-запад  $315^\circ$ ) многочисленные складки второго порядка зачастую имеют субширотное простирание.

Пояс четвертичных вулканов протягивается через весь остров по его оси — от вулкана Кракатау в Зондском проливе до вулкана Пулу Вах у крайней северо-западной оконечности Суматры. В целом пояс тяготеет к зоне рифта Семангко. Однако ни в одном случае не фиксировано расположение вулканов непосредственно на разломах ограничения грабена. Большая часть вулканов располагается вне грабена в непосредственной близости от его границ. Андезитовые стратовулканы образуют линейные ряды, вытянутые либо параллельно грабену, либо под углом к общему простиранию структур — в субмеридиональном и субширотном направлении. Расположение таких рядов контролируется ослабленными зонами фундамента, но нет никаких указаний на активное смещение вдоль этих разломов в четвертичное время. Для вулканического пояса Суматры характерно присутствие крупных вулкано-тектонических депрессий, с которыми связаны массовые выбросы кислого пирокластического материала. Крупнейшими из них являются депрессии Тоба, Кракатау, Ранау и Пиломазин. Расположение депрессий контролируется резкими ундуляциями положительных структур и узлами пересечения разломов фундамента. Участки локализации депрессий характеризуются ослаблением современных сбросовых движений — две из них, Тоба и Пиломазин, расположены вне рифтовой зоны Семангко, а Кракатау — на участке ее затухания.

Самая крупная из депрессий, Тоба, находится в районе резкого перегиба оси Барисанского мегантиклинория (Батакского вздутия). Размер ее 100 X 31 км, глубина около 1000 м. В средневерхнечетвертичное время депрессия являлась центром гигантского выброса кислой пирокластике объемом около 2000 км<sup>3</sup>. Выбросу предшествовала длительная стадия андезитового вулканизма. Очень важно указание Дж. Вестервельда (Westerveld, 1947) о том, что большая часть депрессии Тобы была образована задолго до извержения кислых туфов: в северо-западной ее части отмечены крупные сбросы, перекрытые туфами, геоморфологический анализ показывает, что в период, предшествовавший извержению, депрессия дренировалась р. Асахан.

Другая крупная структура того же типа — Кракатау — расположена в Зондском проливе, т. е. в районе юго-восточного погружения оси Барисанского мегантиклинория, на продолжении рифта Семангко. Сама кальдера диаметром до 7 км образовалась в ходе извержения 1883 г., когда было выброшено около 18 км<sup>3</sup> кислых пемз, и усложнилась дополнительными просадками в ходе последующей эруптивной деятельности. Однако покровы кислой пирокластике на Западной Яве связаны с древними центрами, также располагавшимися в Зондском проливе (Беммелен, 1957). Пролив в этой части имеет эллиптическую форму. Это наводит на мысль о том, что он использует крупную вулкано-тектоническую депрессию. Подчеркнем, что в ходе извержений Кракатау периода 1883—1927 гг. дважды происходила внезапная смена выбросов кислых пемз излияниями основных базальтовых лав с последующим постепенным раскислением продуктов извержения (до кислых андезитов).



Депрессии Ранау и Пиломазин также приурочены к резким перегибам оси Барисанского мегантиклинория. Первая расположена в грабене Семангко, у окончания поднятия Семинонг, вторая — вне зоны грабена, на пересечении зон разломов фундамента нескольких направлений. Объем кислой пирокластики, связанной с депрессией Ранау, составляет 18 км<sup>3</sup>, а с депрессией Пиломазин — 4,3 км<sup>3</sup>. На Юго-Восточной Суматре есть внутренняя (по отношению к фронту структур) зона базальтового вулканизма. На нгнимбритах и кислых туфах верхнего плиоцена — нижне-четвертичного времени залегают обширные базальтовые поля района Сокадана площадью более 1300 км<sup>2</sup>. Излияния стекловатых оливинсодержащих авгит-плагиоклазовых базальтов связаны с серией небольших щитовых вулканов. Базальты, по заключению Дж. Вестервельда (Westerveld, 1952), близки к типу плато-базальтов и обнаруживают очень незначительные следы дифференциации (до андезито-базальтов). Северо-западнее района Сокадана на простирании той же полосы расположен базальтовый вулкан Мапас — на площади диаметром 8 км группируется 12 маленьких лавовых куполов и центральный конус с диаметром основания 1200 м. Еще северо-западнее, в пределах нагорья Паданг, описано четыре небольших тела базальтов того же типа и возраста.

Плотность распределения вулканических центров на Суматре высокая — в среднем 6—8 центров на 100 км длины, вулканические продукты четвертичного времени в пределах пояса образуют практически сплошной покров. В настоящее время активен 31 вулкан, из них 21 находится в стадии фумарольной активности. Для остальных за историческое время фиксированы слабые извержения. Единственным исключением является извержение Кракатау — одно из крупнейших на памяти человека. Яванский желоб, идущий вдоль Зондской дуги, продолжается и вдоль побережья Суматры, однако резко мелеет (от 6000 м у южной оконечности Суматры до 4500—5000 м у её северной оконечности). Ширина его возрастает вдвое — от 75 км у Южной до 150 км у Северной Суматры. Дно широкое, плоское, полого сочленяется с океаническим ложем. Простирание желоба плавно меняется от широтного до северо-западного, в отличие от резкой смены простирания структур на островах.

Вдоль фронтальной зоны Суматринской системы протягивается сейсмофокальная зона. По данным Б. Гутенберга и К. Рихтера (1948), эпицентры землетрясений почти целиком локализируются в пространстве между Суматрой и желобом. На самом острове очаги среднефокусных землетрясений фиксируются в виде широтных зон вблизи юго-западного побережья и северо-западной части острова. Это напоминает отмеченную на Камчатке систему ответвлений среднефокусных очагов в тыловой части сейсмофокальной зоны вдоль отдельных блоков, секущих под острым углом простирание основных структур. Максимальная глубина землетрясений сравнительно со смежной Явой резко уменьшается — от 400—600 км на западе Явы до 100—200 км на юге Суматры. Обособленная от сейсмофокальной зоны полоса мелкофокусных землетрясений связана с рифтом Семангко.

Резюмируя данные о структуре тектонической системы Суматры, следует отметить, что зональность в распределении тектонических элементов на ее территории в неогене соответствует нормальной зональности островных дуг. В конце плиоцена — начале четвертичного времени происходит общее воздымание всей территории системы. В результате отмирает передовой прогиб и на его месте формируется геоантиклиналь, выраженная грядой островов к юго-западу от Суматры, отмирают зоны неогенового вулканизма, заканчивается развитие тыловой прогиба. Параллельно с воздыманием Барисанской горст-антиклинальной системы формируются рифт Семангко и две параллельные вулканические зоны: Семангко и Сокадана. Структура приобретает современный облик.

### **Тектоническая система Новой Гвинеи**

Геологическое строение Нов. Гвинеи приводится по данным работ И. В. Архипова (1964), Ю. М. Пушаровского и Р. А. Афремовой (1965), Р. Хорна (Horne, 1967), И. Смита (Smith, 1964). Обзор дополнен анализом современной структуры по данным проведенного автором морфометрического анализа и материалами о сейсмичности и вулканизме территории (Гутенберг и Рихтер, 1948; Fisher, 1957). Новогвинейская складчатая зона протяженностью около 2300 км и шириной 600 км расположена на стыке двух структурных областей — Индонезийской на западе и Новогвинейско-Новозеландской на востоке. К северному берегу восточной части Нов. Гвинеи подходит островная дуга Нов. Британии, а на западе она непосредственно граничит с островными дугами Восточной Индонезии (рис. 22, см. оборот рис. 14). На юге Нов. Гвинеи расположен перекрытый кайнозойскими осадками пояс герцинид, обрамляющий с севера Австралийскую платформу. По



оси острова проходит поднятие Центральной антиклинальной зоны. Оно образовано складчатыми структурами палеозойского и мезозойского возраста, преобразованными складчатостью конца верхнего мела (возможно, палеогена) и с этого времени выступающими как поднятие. В современном плане поднятие выражено системой кулисообразно смещенных хребтов, пересекающих по оси весь остров. Общее простирание кулис субширотное.

Вдоль северного побережья острова во всю его длину проходит Северный прогиб шириной 50—75 км. Он также имеет общее субширотное простирание. Выполнен он миоцен-плиоценовыми осадками, достигающими максимальной мощности (до 10 000 м) на севере структуры. Выполняют прогиб глинистые сланцы, мергели и известняки (миоцен), мергелистые и карбонатно-песчанистые и песчано-глинистые породы с углями (плиоцен). Большая часть мощности приходится на средний—верхний миоцен. Прогиб состоит из нескольких впадин, разделенных поднятиями. Крупнейшее из таких поднятий проходит по географической оси прогиба и состоит из нескольких линейно вытянутых кулисообразно смещенных блоков, в которых вскрыты палеозойские и мезозойские породы основания. К северу от этого поднятия мощность неогеновых осадков максимальна, а складчатые деформации в них наиболее напряжены.

К югу от антиклинальной зоны в восточной части острова расположен Южный прогиб. Он центриклинально замыкается в центральной части острова. Общая протяженность прогиба около 800 км. На восток-юго-восток он погружается под Коралловое море. Прогиб выполнен комплексом неогеновых отложений. Но в противоположность Северному прогибу они в основном представлены эффузивными, пирокластическими и вулканогенно-осадочными породами. Прогиб отчетливо асимметричен. Северная его часть отличается максимальной мощностью осадков — до 5000 м. На юге отложения постепенно выклиниваются. Северный борт прогиба по системе крупных взбросов, падающих на север, отделяется от Центральной антиклинальной зоны. Есть указания на то, что эти разломы продолжают жить и по настоящее время. Южная граница прогиба выражена неотчетливо, так как в этой части острова широко развит покров четвертичных отложений. Есть, однако, данные о том, что южная окраина Папуа и о-ва Ару относятся к зоне герцинид обрамления Австралийской платформы.

Современная структура Нов. Гвинеи состоит из двух систем горст-антиклиналей, морфологически выраженных в виде горных хребтов. Первая система протягивается вдоль северного берега острова и сформировалась на месте Северного прогиба. Она выражена хр. Ван-Фес, Горичелли, Адельберт. Высота хребтов 1000—1300 м. Вторая система в основном соответствует Центральной антиклинальной зоне. Она выражена хр. Судирман, Джаявиджан, Централ Рейндж, Бисмарка, Бувуту, Оуэн-Стенли. Высота хребтов 3500—4700 м. Высота современного рельефа отражает амплитуду поднятия за четвертичное время. Отмечается асимметричный профиль хребтов Центральной зоны — южный их борт много круче северного. Обе системы имеют субширотное простирание. Они разбиты разломами северо-западного простирания типа правых сдвигов, по которым с запада на восток происходит последовательное смещение фронта структур в направлении на юго-восток. В результате каждая из систем выражена в виде нескольких кулис, фронт которых с запада на восток последовательно смещается в направлении на юго-восток.

Системы хребтов разделены двумя грабенообразными депрессиями: Тарики-Тарататуп и Сепик-Раму. Дно их располагается на абсолютных отметках +100 — 200 м. Таким образом, общая амплитуда перемещения по разломам обрамления при формировании депрессий достигает 5000 м. Борты структур образованы четко выраженными в рельефе сбросовыми уступами, имеющими широкое простирание и разбитыми, как и смежные хребты, сдвигами северо-западного простирания.

Южная часть острова представляет собой огромную полого наклоненную на юг низменность. В целом распределение неогеновых структур Новогвинейской тектонической системы соответствует нормальной зональности тектонических элементов островной дуги. Резкая перестройка структуры имеет место в конце плиоцена и начале четвертичного времени, когда вся территория Нов. Гвинеи испытывает интенсивное поднятие. В ходе его отмирает Северный прогиб, прекращается вулканизм в Южном прогибе, формируются системы хребтов грабенов. Величина воздымания основных структур Нов. Гвинеи в четвертичное время исключительно велика, вулканизм же, связанный с развитием тех или иных структур, отсутствует. Одновременно за счет развития смежных систем островных дуг происходит наложение цепей современных вулканов, связанных с дугами Нов. Британии и Д'Антраксто, на окраинные части территории Нов. Гвинеи.

Проявления четвертичного вулканизма изучены очень слабо. В подавляющем большинстве они локализованы в восточной части острова. Здесь широко развиты покровы андезитов-базальтов,

а также постройки вулканов центрального типа. Можно выделить три района четвертичного вулканизма:

1. Район крайней восточной оконечности острова. Здесь сосредоточены все действующие вулканы (четыре центра), в том числе такой активный, как Ламингтон. Цепь вулканов вытянута в общем широтном направлении и продолжается на островах Д'Антркасто, структура которых близка к островной дуге нормального типа. Линия вулканов следует границе зоны интенсивного прогиба неогенового времени и Центральной антиклинальной зоны, отклоняясь в сторону первой. Все вулканы принадлежат к типу стратовулканов.

2. Район центральной части Южного прогиба, где располагается значительная группа потухших стратовулканов.

3. Западная оконечность Северного прогиба, где находится один потухший вулкан Усмими.

Кроме того, ряд активных и потухших вулканов расположен к северо-востоку от Нов. Гвинеи, на мелких островах, продолжающих нормальную островную дугу Нов. Британии.

Таким образом, зоны четвертичного вулканизма на Нов. Гвинее располагаются либо на продолжении нормальных островных дуг, либо в пределах зон третичного вулканизма в Южном прогибе. Вулкан Усмими, аккумулятивно насаженный на чисто осадочные толщи неогена в западной части Северного прогиба, по положению совершенно аналогичен вулканическим проявлениям п-ова Банкс (Южный остров Нов. Зеландии). Данных о составе слагающих его пород у нас нет, но можно предполагать, что они, как и на п-ове Банкс, отличаются повышенной щелочностью. Очень интересно распределение желобов и сейсмичности. С северо-запада до центральной части острова вдоль его северного побережья протягивается Ново-Гвинейский желоб. Он выражен пунктирной системой впадин глубиной 4000—5000 м. Дно желоба широкое и плоское. В направлении на юго-восток он мелеет и выклинивается. В центральной части Нов. Гвинеи желоба отсутствуют. С северо-востока в районе Лаэ к Нов. Гвинее подходит желоб, идущий вдоль островной дуги Нов. Британии. Глубина его в районе Нов. Гвинеи около 6000 м. Желоб этот слепо замыкается у северо-восточного берега Нов. Гвинеи и по простиранию продолжается в структурах Северного прогиба. На этом же участке на Нов. Гвинее накладывается и сейсмофокальная зона, связанная с островной дугой Нов. Британии. Выход ее на поверхность приурочен к разлому между Северным прогибом и Центральной антиклинальной зоной. Она захватывает северо-восточную оконечность Нов. Гвинеи, погружаясь на север, в сторону Ново-Гвинейского моря. Таким образом, здесь мы видим редкий случай наложения в четвертичное время островной дуги на жесткий блок консолидированных структур. В роли желоба выступает шов между Центральной антиклинальной зоной и Северным прогибом, в роли внешней дуги — хребты, сформировавшиеся на месте северо-восточной части Северного прогиба, а вулканический пояс образуют вулканы цепи мелких островов, идущих вдоль северо-восточного побережья Нов. Гвинеи. Другая цепь очагов среднефокусных землетрясений пересекает в северо-восточном направлении западную часть острова и смыкается с сейсмофокальной зоной восточной части Зондской дуги. Мелкофокусные толчки известны также в западной части Центральной антиклинальной зоны.

Распределение неогеновых структур Нов. Гвинеи соответствует нормальной зональности тектонических элементов островной дуги. В связи с резкой перестройкой структуры в конце плиоцена — начале четвертичного времени происходит общее поднятие. В ходе этого процесса отмирает Северный прогиб, прекращается вулканизм в Южном прогибе и формируется единая система хребтов и межгорных впадин. Восточную часть острова захватывают процессы, связанные с разрывом смежных систем нормальных островных дуг.

### **Тектоническая система Новой Зеландии**

Нов. Зеландия представляет собой геоантиклиналь, расположенную на северо-западном окончании обширных поднятий океанического ложа — плато Кемпбелл и плато Чэтем. С северо-запада к геоантиклинальной системе островов примыкают линейные поднятия подводных хребтов Лорд-Хау и Норфолк. Продолжением последнего являются вытянутые в том же северо-западном направлении структуры п-овов Коромандель и Окленд в северной части Северного о-ва. По простиранию геоантиклиналь на северо-востоке смыкается с системой островной дуги Тонга-Кермадек. На юго-западе горные системы Южного о-ва по простиранию продолжают в подводном хр. Мак-Куори — ответвлении Тихоокеанско-Антарктического срединно-океанического хребта.

Основу геологической структуры Нов. Зеландии образует антиклинорий, сложенный породами от докембрия до нижнего мела включительно (рис. 23). Антиклиналь в основном была создана в результате позднемезозойской складчатости, причем последнее и, по-видимому, крупнейшее несогласие датируется концом раннего мела. Структуры антиклинория имеют общее северо-восточное простирание, которое круто изменяется в северной части Северного и южной части Южного о-ва на северо-западное, образуя Z-структуру, сходную с описанными на Камчатке, Японии и Филиппинах. Доверхнемеловые отложения сечет крупнейшая дизъюнктивная структура — Альпийский разлом, прослеживающийся от юго-западной до северо-восточной оконечности Южного о-ва и пересекающий складчатые структуры под острым углом (простирание СВ 45°). Продолжением его на Северном о-ве считаются разломы, идущие вдоль системы хр. Тараруа и Руахи-не к северо-восточной оконечности острова. Некоторые авторы (Wellman, 1955, 1956) считают, что вдоль этого разлома отмечаются крупные горизонтальные перемещения. Разлом частично

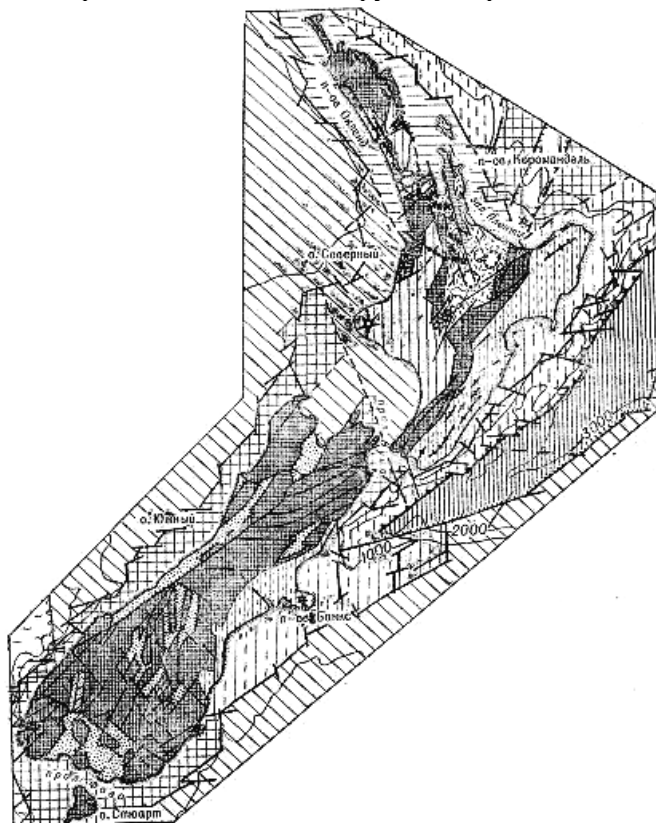


Рис. 23. Схема современной структуры тектонической системы Нов. Зеландии. Условные обозначения те же, что и к рис. 2.

совпадает с медианной линией, разделяющей две резко различные зоны метаморфизма: Тасманский метаморфический пояс на западе и метаморфический пояс Вакатипу на востоке (рис. 24). По мнению Х. Хаттори (Hattori, 1968), зоны эти соответствуют парной системе метаморфических зон Юго-Западной Японии. Время метаморфизма относят к меловой орогении Рангитата. Наиболее древние, полученные по К—Аг методу, даты — 120 млн. лет. В то же время абсолютный возраст биотита из метаморфических пород в зоне Альпийского разлома 4—8 млн. лет, что соответствует одной из последних фаз движений в этой зоне. Последние движения по Альпийскому разлому отмечаются в среднем плейстоцене. В настоящее время вдоль него располагается значительное число термальных источников. Высота поднятия хребтов, сложенных докайнозойскими отложениями, 1500 — 3000 м.

В третичное время территория Нов. Зеландии выступает как геоантиклиналь, на фоне которой закладывается серия крупных прогибов. Осадконакопление в них начинается в палеогене и продолжается до середины плейстоцена. Интенсивность развития этих новообразовавшихся структур резко различна на территории Северного и Южного о-вов. Во фронтальной зоне Северного о-ва закладываются два прогиба — Восточный прогиб и впадина Таранаки. Обе структуры вытянуты в северо-восточном направлении (СВ 30°). Общая мощность кайнозойских осадков в

Восточном прогибе, идущем вдоль юго-восточного побережья Северного о-ва, превышает 10 тыс. м, из которых 5% приходится на палеоген, 65% на миоцен и 30% на плиоцен. Морские осадки плейстоцена имеют мощность 1000—2300 м. Во впадине Таранаки общая мощность кайнозойского комплекса 5—6 тыс. м. Последовательность смены осадков в обоих типах структур однотипна. Во впадине Таранаки верхний олигоцен представлен мощными геосинклинальными аргиллитами с прослоями песчаников, а в Восточном прогибе — бентонитовыми аргиллитами и глауконитовыми песчаниковыми известняками. Миоценовые толщи впадины Таранаки сохраняют тот же состав, а в Восточном прогибе отлагаются песчаники и алевролиты, встречаются конгломераты, аргиллиты и известняки. Плиоценовые толщи обеих структур сложены песками и песчаниками, алевролитами, известняками. Таков же состав и плейстоценовых морских осадков, однако, характерной чертой их литологии являются мощные пачки пемзовых туфов.

Все породы залегают в обеих структурах согласно и дислоцированы в результате интенсивных движений среднего — верхнего плейстоцена. В Восточном прогибе степень дислоцированности выше — здесь формируется синклиний, на севере имеющий простое мульдообразное строение, в центральной части его образуется серия линейных антиклиналей, в ядрах которых вскрыты породы фундамента, а на юге имеется большое количество узких и длинных приразломных структур. Общее простирание всех основных структур второго порядка — СВ 45° и СВ 60°, т. е. секущее под острым углом орографическую ось островов. Во впадине Таранаки отложения собраны в несколько пологих антиклинальных и синклинальных структур. Ось впадины полого погружается на юг, к проливу Кука. Изменение мощностей и фаций отдельных горизонтов вкрест простирания показывает, что оси зон интенсивной аккумуляции осадков, начиная с плиоцена до плейстоцена включительно, смещались. В результате в плиоцене—плейстоцене на востоке впадины Таранаки образуется депрессия Уонгануи.

В тыловой зоне Северного о-ва имеются два прогиба северо-западного простирания — Коромандельский и Оклендский, выполненные палеоген-миоценовыми отложениями. Прогибы разделены зоной поднятия, в которой обнажаются мезозойские породы. Толщи, выполняющие прогибы, слабо дислоцированы — углы наклона 5—10°.

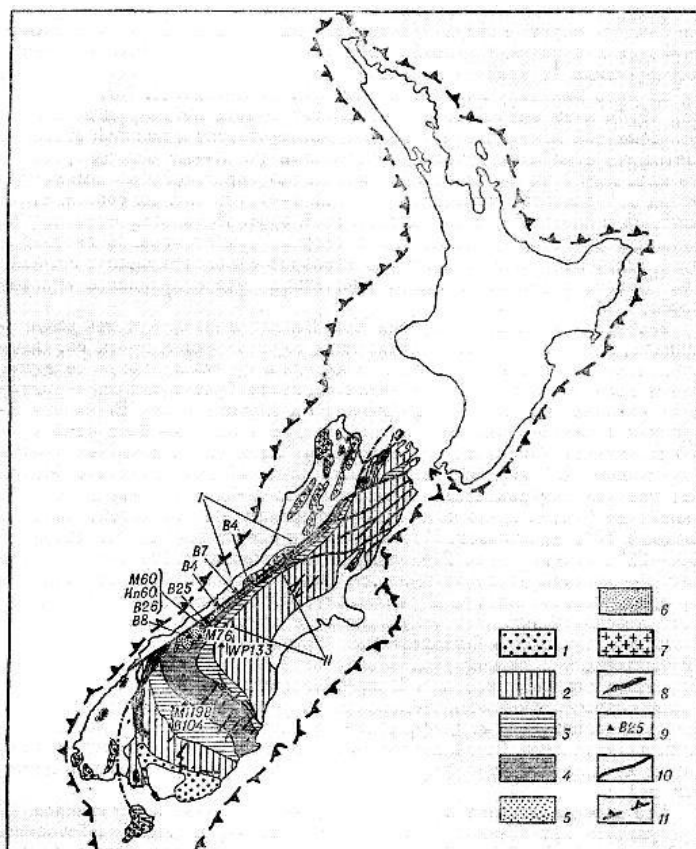


Рис. 24. Граниты и метаморфические пояса Нов. Зеландии (по Hattori, 1968).

Фации метаморфизма: 1 — цеолитовая; 2 — пумпеллиит-актинолитовых сланцев и пренит-пумпеллиитовых метаграувакков; 3 — зеленых сланцев (хлоритовая субзона); 4 — зеленых сланцев (биотитовая подзона); 5 — амфиболитовая (олигоклазовая зона) и эпидот-амфиболитовая (гранатовая или альмандиновая зона); 6 — глаукофановых сланцев; 7 — интрузии гранитоидов; 8 — интрузии гипербазитов; 9 — абсолютный возраст метаморфических пород и их минералов; 10 — основные разломы; 11 — граница уступа континентального склона; 12 — медианная линия. I — Тасманский метаморфический пояс, интрузии и древние метаморфиды; II — метаморфический пояс Вакатипу.

Они перекрыты горизонтально лежащими породами плиоцена и четвертичного времени. К этим прогибам приурочена интенсивная вулканическая деятельность миоценового времени.

Крупнейшие зоны третичного и четвертичного осадконакопления на Южном о-ве располагаются на продолжении Восточного синклинория и впадины Таранаки, однако они резко отличаются как по мощности накопившихся толщ и составу осадков, так и по степени дислокации пород. Так, несколько смещаясь по отношению к оси Восточного синклинория, вдоль восточного берега Южного о-ва на 400 км тянется прогиб Кентербери. Осадконакопление здесь длилось с палеогена до ранне-среднечетвертичного времени включительно. Осадки нижних горизонтов относятся к прибрежно-морскому типу, вверх по разрезу они сменяются континентальными, преимущественно терригенными. Общая их мощность около 1000 м. Структура представляет собой моноклираль, полого наклоненную на ЮВ, к океану, и осложненную широкими пологими складками. Четко линейная складчатость неогеновых отложений наблюдается лишь в предгорьях Южных Альп, причем складки, как правило, тесно связаны с разломами. Прогибы на северо-западной оконечности Южного о-ва, расположенные на продолжении впадины Таранаки, и синклиналь в районе Саутленда, на южной окраине острова, выполнены отложениями палеогена. Неогеновые отложения отсутствуют. Кроме впадины Кентербери, четвертичное осадконакопление отмечается в приморских равнинах Саутленда и северо-западного побережья, т. е. по окраинам Южных Альп, а также в многочисленных мелких межгорных впадинах. Отложения представлены, как правило, грубыми молассаами. В приразломных зонах породы плейстоцена сильно дислоцированы и местами стоят на головах.

Неогеновый вулканизм проявился на северо-западе Северного о-ва и в депрессии Кентербери — на п-ове Банкс и в районе Данидин, где расположена щелочная провинция Отаго. Вулканические проявления Северного о-ва четко группируются в двух зонах прогибов северо-западного простирания. Западная зона (Манакау) протягивается между заливами Манакау и Каинара-Харбор на п-ове Окленд. Восточная (Коромандельская) тянется вдоль одноименного полуострова до залива Пленти, где отдельные ее проявления фиксируются на небольших островах в западной части залива. Вулканические образования представлены в основном андезитами нормального известково-щелочного ряда. Обе зоны располагаются в синклинальных структурах соответствующего простирания. Они разделены зоной, где вулканические породы в разрезе отсутствуют, хотя и встречаются отдельные потоки базальтов, а мощности осадочных пород резко сокращены. Излияния зоны Манакау происходят в морских условиях. Степень дифференциации лав относительно невелика — кислые вулканические породы представлены лишь небольшими выходами дацитов близ андезитовых вулканов. В зоне Коромандель отмечаются вулканические породы высокой степени дифференциации — наряду с андезитами широко развиты риолиты и дациты. Другая характерная черта зоны — широкое проявление минерализации и гидротермально измененных пород. Извержения происходили в наземных условиях. Время формирования обеих зон относится к миоцену — плейстоцену.

На Южном о-ве, на п-ове Банкс, описаны руины двух крупных щитообразных вулканов, близких к гавайскому типу. Сложены они базальтами обычного типа с подчиненным количеством андезитов и прорваны мелкими интрузиями сиенитов и двумя системами даек трахитов, трахитоидных фонолитов и долеритов.

В провинции Отаго излияния из многочисленных трещин начались в позднем миоцене и закончились в конце плиоцена. За первыми выделениями трахитов и трахиандезитов последовали три главные фазы излияний и заключительная фаза — главным образом базальты с их полевошпатовыми и фонолитовыми дифференциатами.

Вулканизм во всех зонах сопровождался довольно сильной складчатостью, достигшей кульминации в заключительную фазу вулканизма.

Подавляющее большинство крупнейших четвертичных вулканов располагается в Центральном вулканическом районе, протягивающемся в направлении на СВ 30° от центральной части Северного о-ва к заливу Пленти. В структурном отношении этот район представляет собой линейный грабен шириной 25—50 км. По простиранию он смыкается с депрессией Уонгануи на юго-

западе и грабеном залива Пленти на северо-востоке. Грабен располагается в зоне высокого градиента аномалий силы тяжести. Борты его образованы хребтами, которые сложены граувакками и аргиллитами мезозойского возраста, поднятыми на высоту 1500 м. Разломы ограничения четко прослеживаются на восточном обрамлении грабена. Они представляют собой часть протяженной системы нарушений, смыкающейся с Альпийским разломом. Падение их крутое, в сторону грабена. Они являются сбросо-сдвигами (правыми). Горизонтальное смещение хорошо прослеживается по плейстоценовым террасам. На величине вертикального смещения остановимся позже, при характеристике строения внутренних частей грабена. Разломы западного ограничения в значительной мере перекрыты четвертичными вулканическими породами. Однако Дж. Гриндли установил вдоль некоторых из них крупные шарнирные смещения, достаточно определенно указывающие на сдвиговую природу разломов (Вуд, Гриндли, Харрингтон, 1963).

Данные о глубинном строении грабена получены в результате гравиметрической съемки, аэромагнитных и сейсморазведочных работ и в меньшей степени — бурения. Он заполнен четвертичными вулканическими породами, фундаментом которых являются те же мезозойские граувакки и аргиллиты, что слагают обрамляющие грабен хребты. Грабен имеет сложное блоковое строение (телескопическое погружение блоков к осевой части, резкая ундуляция блоков по простиранию), осложненное вулкано-тектоническими структурами.

Достаточно отчетливо по структуре выделяются два участка грабена: юго-западный (район Тонгариро) **длиной 50 км**, протягивающийся от стыка с депрессией Уонгануи до оз. Таупо, и северо-восточный (район Таупо-Роторуа) — от оз. Таупо до смыкания с грабеном залива Пленти (100 км).

Район Тонгариро — это участок относительного поднятия дна грабена сравнительно с районом Таупо-Роторуа и депрессией Уонгануи. В центральной части района глубина залегания фундамента в абсолютных отметках 0—100 м. В направлении на юг глубина возрастает до 300, а на север к южному берегу оз. Таупо — до 1000 м (рис. 25). Таким образом, общая амплитуда смещения, определяемая по разности с высотами смежных хребтов, составляет 1000—2000 м. Не исключена возможность того, что в районе Тонгариро на мезозойском фундаменте залегают третичные и плейстоценовые морские отложения, заходящие сюда из депрессии Уонгануи. Во всяком случае, отложения эти непосредственно подходят с юга к основанию г. Руапеху, самого южного вулкана

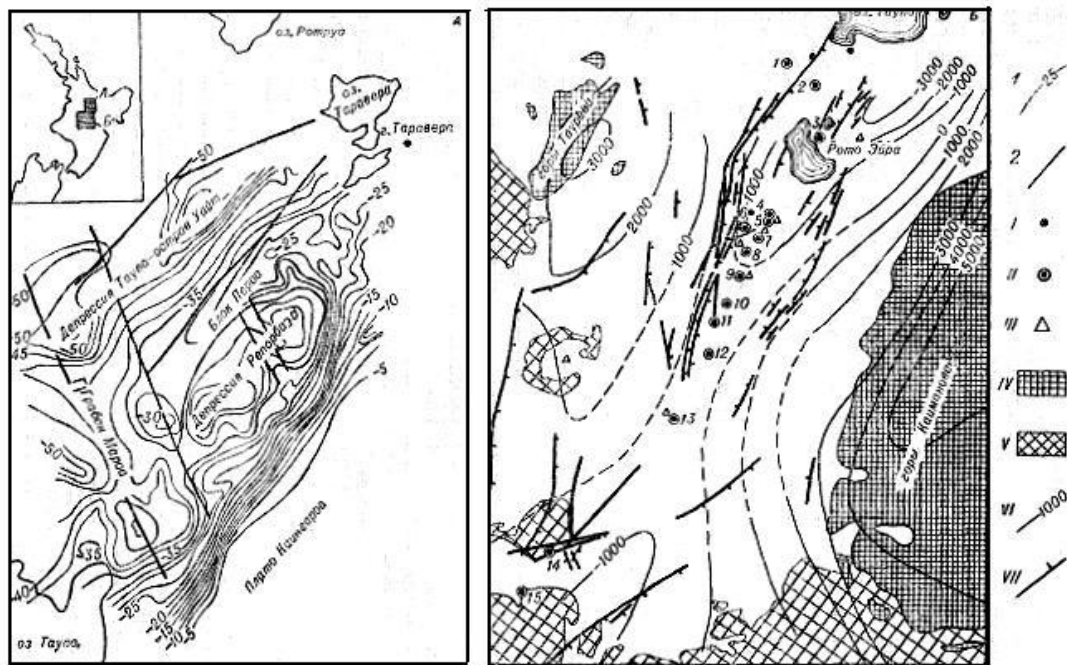


Рис. 25. Схема глубинного строения Центрального вулканического района Северного острова Нов. Зеландии.

А. Район Таупо-Таравера (по Modrlniak, Studt, 1959). 1 — изолинии силы тяжести; 2 — разломы. Б. Район Тонгариро (по Gregg, 1960). I — геотермальные источники; II — вулканы; III — активные кратеры; IV — поля выходов граувакк юрско-мелового возраста; V — поля выходов осадочных пород кровли фундамента неогена; VI — изолинии  $Dg$ ; VII — разломы с указанием опущенного крыла.

данной зоны, и протягиваются вдоль западного края грабена во врезях рек вплоть до широты оз. Ротозйра. В центральной части района Тонгариро располагается линейный ряд смыкающихся основаниями андезитовых вулканов. Среди них такие крупные сооружения, как Руапеху, Нгаурухоэ, Тонгариро, Пиханга. Всего здесь 15 активных в историческое время центров извержения. По обеим сторонам ряда вулканов на склонах их прослеживается много коротких (не более нескольких миль) сбросов небольшой амплитуды. Некоторые из них частично перекрыты продуктами новейших извержений. В большинстве случаев, когда возможно было определить направление смещения, опущенное крыло обращено к внутренней части грабена. Все вулканы района Тонгариро имеют преимущественно андезитовый состав.

Район Таупо-Роторуа имеет более сложную структуру. От восточного обрамления к осевой части грабена фундамент погружается несколькими большими ступенями. Первые такие ступени, непосредственно прилегающие к бортам грабена, представляют собой обширные плато, где породы фундамента выходят на абсолютных отметках 800—1000 м и покрыты маломощными покровами игнимбритов. Таково плато Каингароа в восточной части структуры и блок Западного Таупо на западе. Границей этих блоков в направлении осевой части грабена являются системы крупноамплитудных сбросов, по которым фундамент несколькими ступенями опускается до глубины 3—4 тыс. м относительно поверхности. В осевой части грабена выделяется линейное поднятие фундамента (блок Пэроа), разделяющее его на две части — депрессию Репороа и грабен Нгакуру (депрессия Таупо — остров Уайт, по Modriniak, Studt, 1959). В высших точках этого поднятия глубина залегания фундамента лишь 3000 футов от поверхности. Поднятие блока Пэроа ограничено сбросами. Особенно крупный из них — одноименный с блоком сброс, идущий в западной части поднятия. Важная особенность строения фундамента грабена на рассмотренном участке — наличие крупной секущей структуры — грабена Мароа. Грабен Мароа имеет северо-западное простирание и является прямым продолжением крупного прогиба, идущего вдоль западного края п-ова Коромандель, выполненного плейстоцен-голоценовыми отложениями. Он считается структурой более древнего заложения, чем грабен Таупо. Ширина грабена Мароа около 10 км. К юго-западу от него, на северном берегу оз. Таупо, располагается относительно поднятый Вайракейский блок. Другая структура северо-западного простирания — свод Вайотапу, примыкающий к северной части блока Пэроа и образующий северное окончание депрессии Репороа. Кроме сбросов, ограничивающих все описанные структуры и имеющих либо согласное с ней, либо четко секущее, перпендикулярное ей простирание, Дж. Хили (Healy, 1964) отмечает развитие сбросов с простиранием СВ 45°, секущих структуру грабена под пологим углом и протягивающихся от центрального участка грабена к его северо-восточной оконечности.

В распределении вулканических аппаратов на участке к северу от оз. Таупо сочетаются тенденции к линейной вытянутости вдоль оси грабена и сложной группировке в виде крупных кольцевых комплексов, формирование которых связано с действием вулканических сил. Выделяется три крупные кольцевые структуры: Мокаи диаметром 35 миль, Харохаро диаметром 18 миль и Роторуа диаметром 12 миль. Они выражены серией риолитовых и в меньшей степени дацитовых куполов и небольшим числом базальтовых шлаковых конусов, распределяющихся в виде колец вокруг центра, в котором сконцентрированы крупные группы экструзивных тел (вулканический центр Мароа в структуре Мокаи и центр Окаитана в структуре Харохаро). С этими вулканическими телами связаны выбросы пемзовых туфов, а в более раннее время, по-видимому, игнимбритов, выполняющих грабен. Вертикальные перемещения вдоль кольцевых зон, контролирующих распределение куполов, отсутствуют, за исключением кальдеры Роторуа, представляющей собой вулканотектоническую депрессию.

Положение вулканического центра Мокаи контролируется пересечением грабена Таупо северо-западной структурой грабена Мароа. На северных окончаниях кальдеры Роторуа и кольцевой структуры Харохаро имеются крупные сбросы субширотного направления, причем, возможно, такого же рода сброс в фундаменте, пересекающий грабен, и определяет локализацию обоих центров. На юго-западном окончании рассматриваемого участка, близ оз. Таупо, располагаются линейные зоны липаритовых куполов, а на северо-востоке — андезитовые вулканы горы Эджкамб и о-ва Уайт в заливе Пленти.

Грабен Таупо на северо-востоке продолжается в грабене залива Пленти. Вулканическая зона следует в том же северо-восточном направлении, к о-ву Уайт, а ее тыловая граница четко разворачивается на северо-запад, вдоль северного побережья п-ова Коромандель. Здесь почти на 250 км пунктирной цепочкой протягиваются мелкие риолитовые купола и участки игнимбритовых



покровов. Таким образом, грабен, к которому приурочена вулканическая зона, испытывает обычную для подобных структур виргацию по простиранию.

Многие авторы рассматривают грабен Таупо как вулкано-тектоническую структуру, считая, что она образовалась в результате проседания после выброса массовых количеств игнимбри-тов в этой зоне. Однако целый ряд фактов противоречит этому предположению.

1. Грабен Таупо является частью протяженной системы депрессий и по простиранию переходит в несомненно нормально-тектонические структуры депрессии Уонгануи и грабена залива Пленти. Причем последний продолжается далее на гигантское расстояние (более 1800 км) в подводной депрессии Хавр-Лау.

2. На участке к юго-западу от оз. Таупо извержений игнимбри-тов практически не было, тем не менее, здесь в районе Тонгариро грабен протягивается почти на 70 км, причем структура его принципиально не изменяется. Выше уже говорилось о том, что, по-видимому, в этом районе в фундаменте четвертичных вулканических пород залегают морские верхнетретичные осадки.

Обсуждая взаимоотношения грабена Таупо с бассейном Уонгануи, Л. Грендж (Grange, 1937), а затем и К. Флеминг (Fleming, 1953) пришли к выводу о том, что обе структуры являются частью единой ослабленной зоны, идущей вдоль северной ветви Альпийского разлома. Предполагается, что зона прогибания существовала в районе Таупо еще до начала интенсивного вулканизма в четвертичное время.

Второй по значимости район четвертичного вулканизма — тыловая зона структур Северного о-ва — к северо-западу от центрального вулканического района. Вулканы здесь не образуют сплошного пояса, а развиты в виде локальных полей (см. рис. 23). Один из таких районов — западная и северо-западная окраины впадины Таранаки, где располагаются крупный андезитовый вулкан Эгмонт и цепочки небольших вулканических тел в районе Оранжевао и Александра. Несколько цепочек андезитовых куполов приурочено к сколовым трещинам по периферии впадины северо-западного простирания, идущей от залива Темз к поперечному грабену Мароа. Значительные по размерам поля базальтов, связанных с мелкими лавовыми вулканами и шлаковыми конусами, расположены в районе Окленда (базальты Окленда, районов Бомбей и Франклин), Нордленда (базальты Керикери). Здесь же отмечены небольшие тела дацитов в районе Парахаки. Вулканические аппараты располагаются четко линейно, вдоль трещинных зон северо-восточного и северо-западного направления.

На Южном о-ве четвертичный вулканизм проявился слабо. Остатки четвертичных базальтовых потоков (слабощелочные базальты) образуют дугу у внутреннего края низменности Кентер-бери и на п-ове Банкс. Аномальное магнитное поле в пределах низменности показывает, что под наносами погребены и другие потоки базальтов. На о-вах Соландер, расположенных у западного входа в пролив Фово, имеются остатки вулкана с лавой состава роговообманково-биотитовых андезито-дацитов, возраст которых определяется как среднечетвертичный.

Чтобы завершить характеристику морфологии структур Нов. Зеландии, коротко остановимся на своеобразном желобе—депрессии Хикураги. Она является продолжением желоба Кермадек и протягивается вдоль восточного побережья Северного о-ва, после чего быстро выклинивается. Простирание ее соответствует простиранию Альпийского разлома. Ширина депрессии колеблется от 80 км на севере до 200 км в южной части. Параллельно изменяется и ее глубина — от 3660 до 1500 м. Различие в глубине с ложем океана в этом районе составляет всего 800 —1500 м. Дно депрессии широкое, плоское, с небольшим углублением в центральной части. Восточный склон очень полого поднимается, переходя в океаническое дно. Как видим, особенности желоба близки описанным для желобов близ тектонических систем типа Камчатки, Нов. Гвинеи и Юго-Западной Японии.



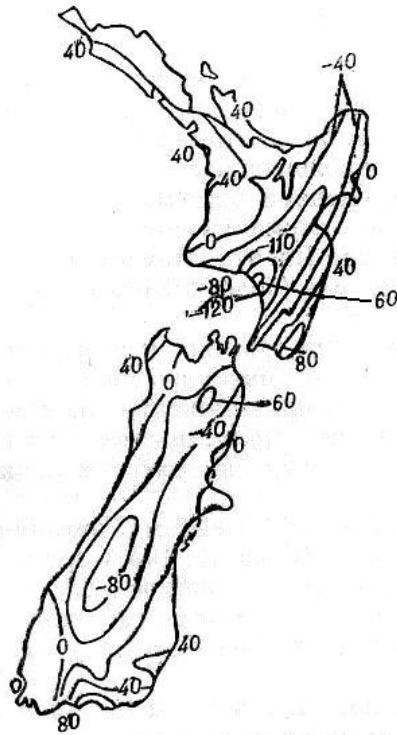


Рис. 26. Аномалии силы тяжести в Нов. Зеландии. Редукция Буге (по Eiby, 1964).

По дисперсии поверхностных волн землетрясений для большей части Нов. Зеландии (от залива Пленги до Отаго) толщина земной коры определена в 30 — 40 км, т. е. она соответствует нормальному континентальному типу. Имеются некоторые указания на то, что кора в пределах Южного о-ва толще, чем под центральной частью Северного о-ва (Thomson, Ewison, 1962). Мощность коры на подводном плато Кемпбелл тем же методом определяется в 20 км, причем переход к континентальному блоку Нов. Зеландии происходит в очень узкой зоне. Поле силы тяжести в редукции Буге характеризуется общим фоном незначительных положительных аномалий интенсивностью 40—80 мгал, осложненным полосой крупных отрицательных аномалий интенсивностью 80—160 мгал (рис. 26). Полоса отрицательных аномалий имеет общее простирание СВ 45°, совпадающее с простиранием Альпийского разлома и кососекущее по отношению к орографической вытянутости островов. Участки ее, расположенные на Южном и Северном о-вах, кулисообразно смещены друг относительно друга. Зона этого смещения отвечает проливу Кука. Отрицательные аномалии связываются с формированием корней горных систем. У восточного побережья Северного о-ва, как и во фронтальных поясах других складчатых систем, отмечается полоса положительных аномалий  $\Delta g$ .

Через весь Северный о-в к северо-западной оконечности Южного о-ва протягивается сейсмофокальная зона. Простирание зоны отвечает простиранию Альпийского разлома, депрессии Хикуранги и зоны отрицательных аномалий  $\Delta g$ , т. е. косо сечет орографическую ось Нов. Зеландии. Она погружается в общем направлении на северо-запад. Выход ее на поверхность приурочен к полосе между депрессией Хикуранги и хребтами восточного обрамления Центрального вулканического района. Максимальная глубина землетрясений изменяется по простиранию — от 150 км на северо-западе Южного о-ва до 300 км на севере зоны Таупо и более 370 км в заливе Пленги (Eiby, 1964, рис. 27). Узкая полоса мелкофокусных землетрясений проходит вдоль юго-западного обрамления Южного о-ва, продолжаясь в хр. Мак-Куори. Самостоятельные участки мелкофокусных землетрясений отмечены в зоне Таупо и вдоль береговой полосы п-ова Коромандель. Большая часть Южного о-ва и области излияний базальтов на северо-западной оконечности Северного о-ва асейсмичны. Плотность очагов мелкофокусных землетрясений варьирует по площади, причем чередуются участки сгущения и разрядки эпицентров (рис. 27, IV).

В заключение отметим особенности дочетвертичной геологической истории различных частей Нов. Зеландии. Если северо-западная часть Северного о-ва в миоцене — плиоцене прошла

стадию, близкую к нормальной островной дуге, причем простираение этой структуры было северо-западным, то на остальной территории Северного о-ва развивался прогиб северо-восточного

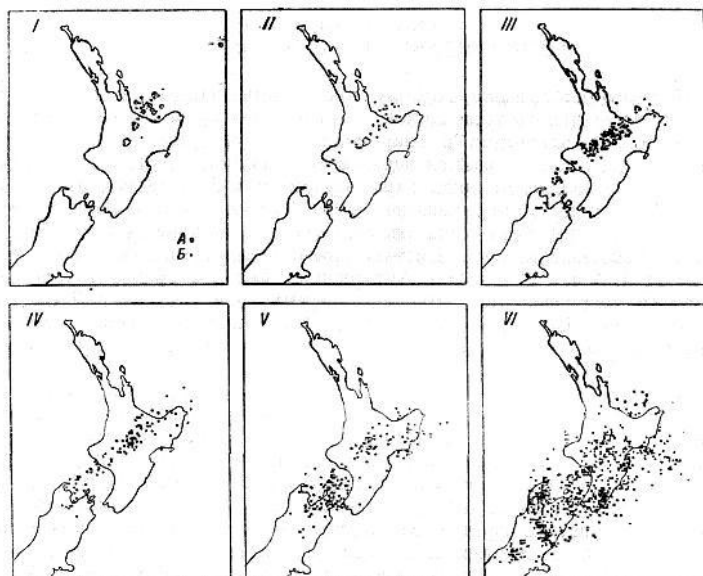


Рис. 27. Распределение эпицентров землетрясений с различной глубиной очага в северной части Нов. Зеландии (по Eiby, 1964):

I — более 250 км; II — 200—250 км; III — 150—200 км; IV — 100—150 км; V — 40—100 км; VI — менее 40 км.

простираения, выполненный чисто осадочными толщами и разделенный на две продольные зоны линейным сводом, где мощности осадочных пород были резко сокращены. Большая часть Южного о-ва в позднем неогене выступает в виде поднятия, на периферии которого развиваются прогибы, выполненные комплексом осадочных пород. Преобразование структуры в конце плиоцена — начале четвертичного времени связано с интенсивным продвижением фронтальной зоны миоцен-плиоценовой островной дуги и смежной системы Тонга-Кермадек. В результате на Северном о-ве развиваются вулканические пояса северо-восточного простираения, которые продолжают структуры системы Тонга-Кермадек. На территории вулканических поясов неогенового времени, сохраняя их простираение, развивается внутренний вулканический пояс. Одновременно вся Нов. Зеландия испытывает общее поднятие, в ходе которого формируются горст-антиклинали хребтов Южных Альп и Руахине и Римутак, прекращается развитие неогеновых прогибов и закладываются новые депрессии (грабены Таупо и залива Пленти), развитие которых связано с вулканизмом, и депрессия Хикуранги, продолжающая желоб Тонга-Кермадек.