

НАУЧНЫЕ СООБЩЕНИЯ

УДК 551.462 (265/266)

АГАПОВА Г. В., БЕЛЯЕВ А. В., ПЕРЕВОЗЧИКОВ А. В.,
РУДЕНКО М. В., ФИШЕР Б. Л.

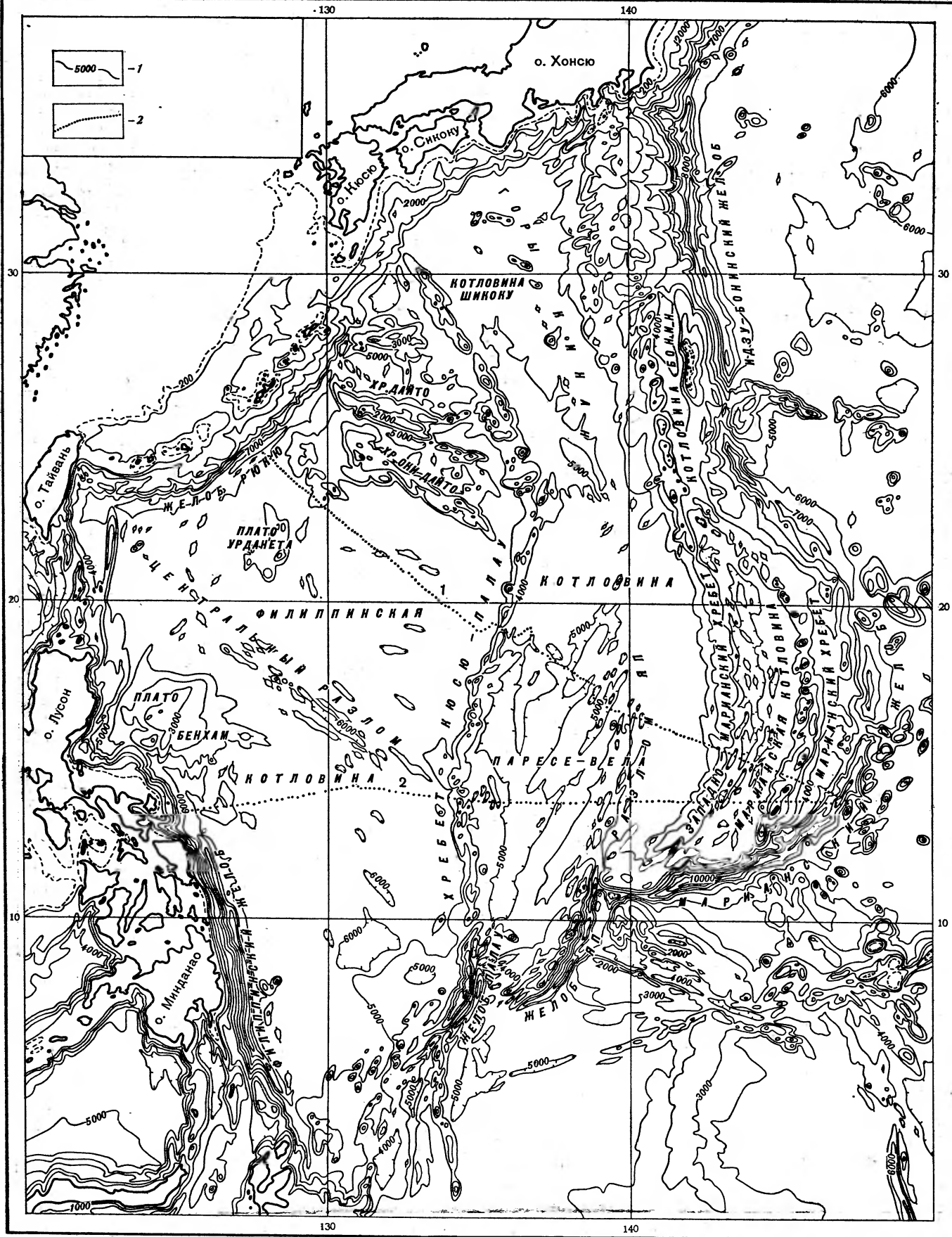
ГЕОМОРФОЛОГИЯ ДНА ФИЛИППИНСКОГО МОРЯ

Среди морей западной окраины Тихого океана Филиппинское море занимает особое место. По глубине оно сопоставимо с котловинами ложа, по площади представляет наиболее крупный краевой бассейн океана. По всей периферии море окаймлено активными островными дугами и глубокоководными желобами.

В 17-м рейсе НИС «Дмитрий Менделеев» были исследованы различные структуры дна и выявлены особенности их геоморфологии. На основании полученных нами новых данных и ряда предшествующих карт [1, 2] уточнена батиметрическая карта моря (рис. 1) и составлена геоморфологическая карта (рис. 2).

В Филиппинском море тесная связь между рельефом дна и его геологическим строением проявляется наиболее отчетливо в морфологическом облике крупных структур, расчлененности поверхности дна, соответствии структурных и морфологических границ. Топография дна в крупных чертах определяется рельефом поверхности слоя коры со скоростями 3,5 км/с. Мощность этого слоя составляет в среднем 2 км и несколько увеличивается под поднятиями [3]. По строению коры море относится одними исследователями к переходному типу [4], другими к океаническому [5]. В настоящее время в море не отмечено ни сейсмической, ни вулканической активности. В то же время обилие подводных гор и наличие вулканических толщ вдоль подножий хребтов свидетельствует о вулканической активности в прошлом. Всего в Филиппинском море насчитывается около 300 гор относительной высотой более 500 м [6]. Большая часть гор приурочена к хребту Кюсю-Палау (147 гор), глыбовым хребтам Дайто и Оки-Дайто, к Центральному разлому. В котловинах Паресс-Вела и Шикоку известны 64 горы, наиболее крупные из них составляют цепь Кинан. В пределах дуг Бонин, Волкано, Марианской — около 250 гор.

В простирации крупных хребтов, поднятий и желобов видны унаследованность и соподчиненность, в то время как простираие форм меньших размеров отражает направление позднейших тектонических движений. Для котловин характерно преобладание интенсивно расчлененных холмистых поверхностей, слабо измененных процессом осадконакопления. Глубоководные желоба изолируют море от источников поступления терригенного осадочного материала. Скорость современного осадконакопления в центральных частях моря невелика и составляет 1—3 мм/тыс. лет. Низкие темпы выравнивания дна способствуют сохранению неровностей первичного рельефа на значительных площадях. Во внутренних районах моря мощности осадочного покрова не превышают первой сотни метров. Значительны мощности осадков лишь на севере



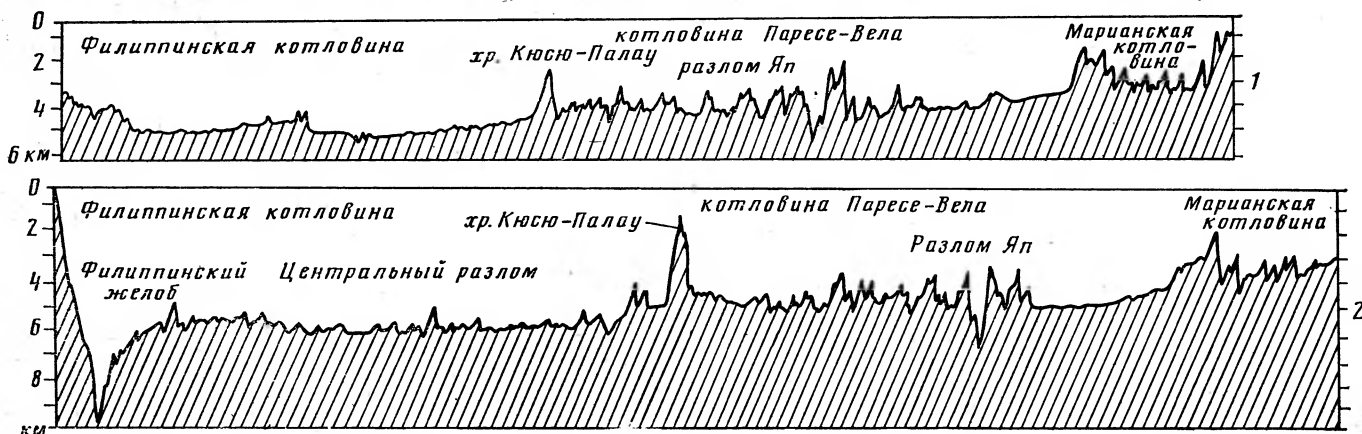
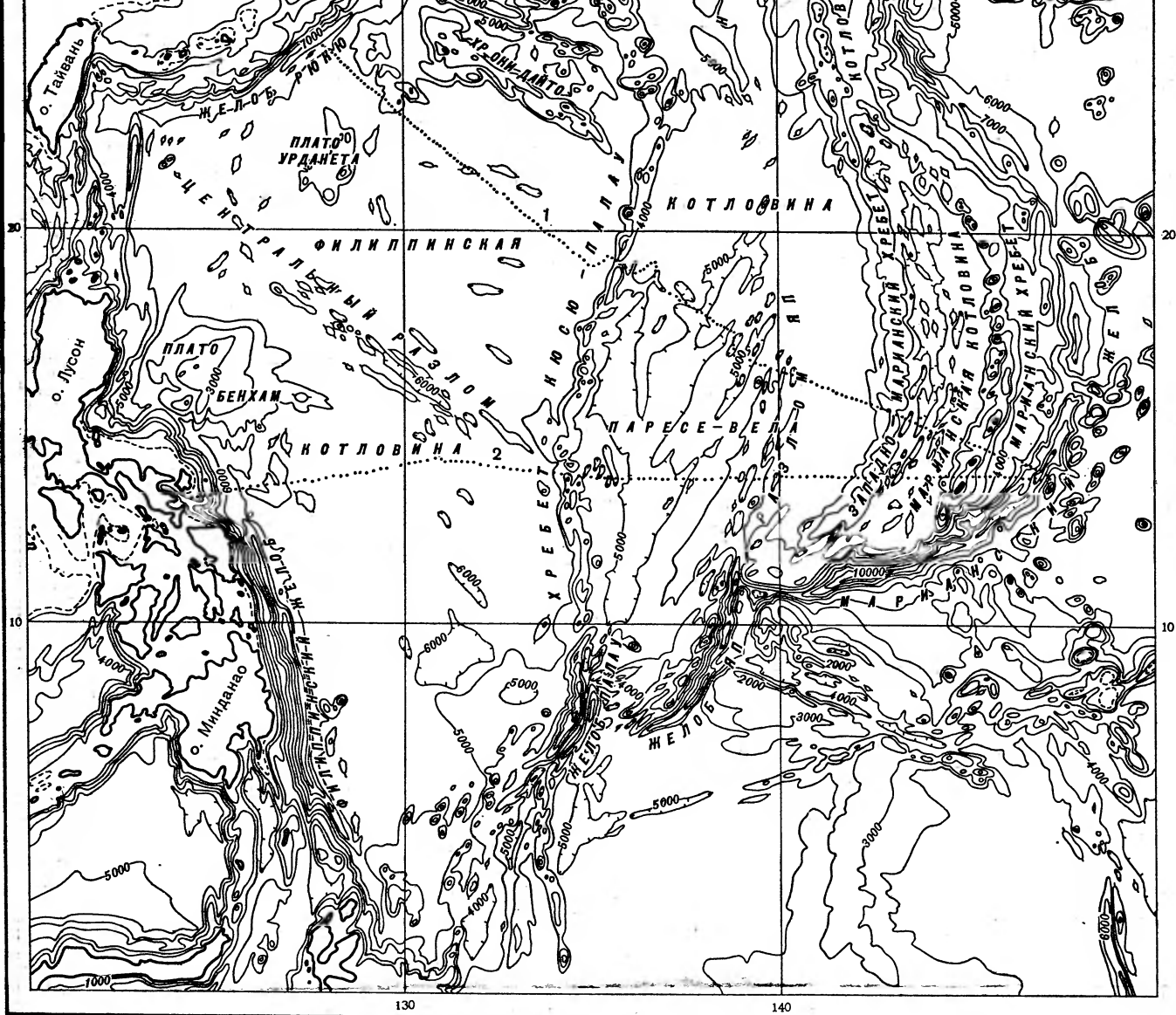


Рис. 1. Батиметрическая карта и обзорные профили дна
1 — изобаты (проведены через 1000 м), 2 — положение профилей

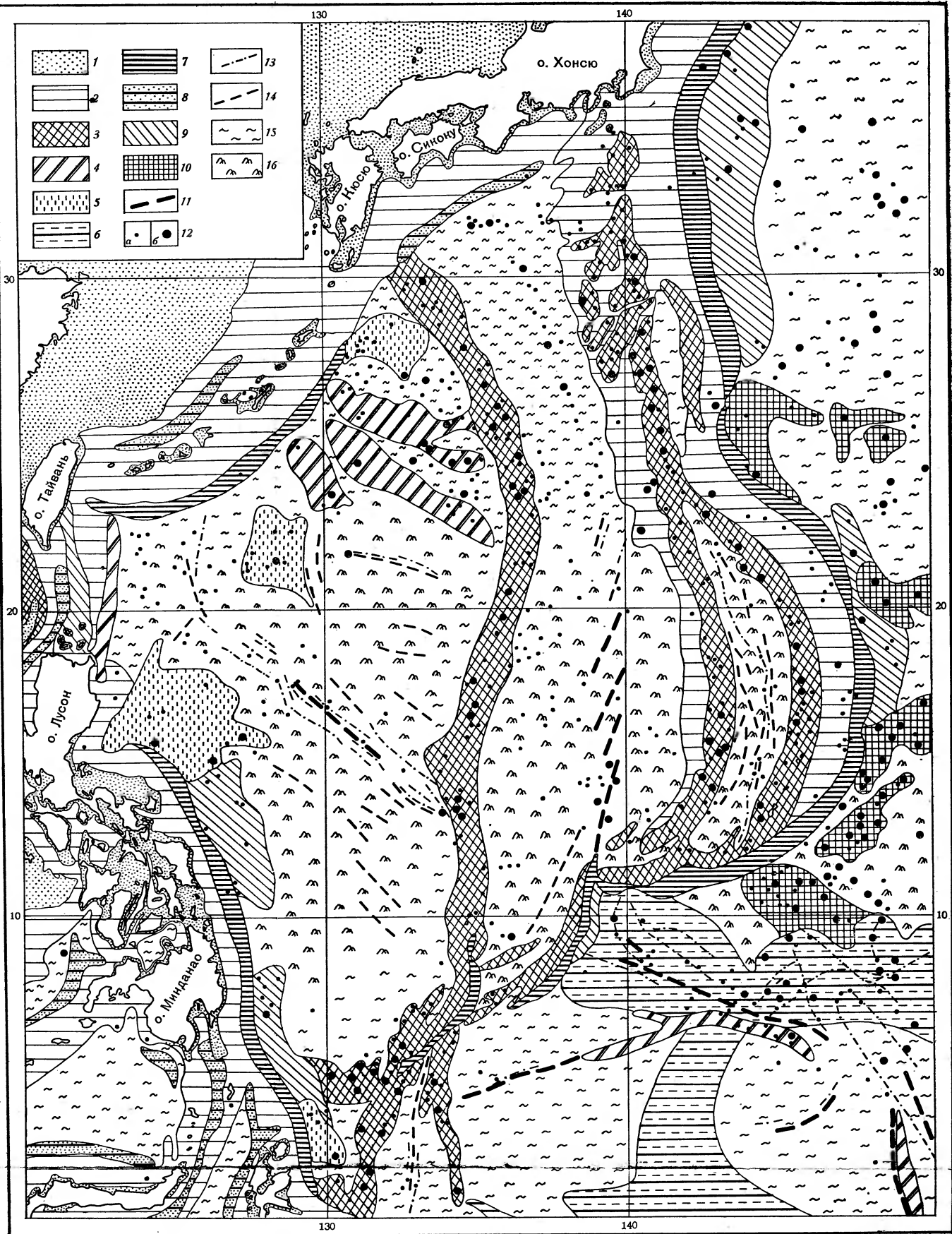


Рис. 2. Геоморфологическая карта Филиппинского моря

1 — материковые и островные отмели; 2 — склоны материковые, островные и горных сооружений островных дуг; 3 — вулканические хребты; 4 — глыбовые хребты; 5 — плато; 6 — сводовые поднятия; 7 — краевые глубоководные желоба; 8 — краевые желоба (троги) с широким плоским дном; 9 — краевые валы; 10 — горные массивы; 11 — желоба-разломы; 12 — подводные горы с отн. высотой: а — до 2000 м, б — более 2000 м; 13 — оси хребтов и гряд; 14 — оси депрессий; 15 — слабо расчлененные поверхности дна котловин; 16 — холмистые поверхности дна котловин

Филиппинского моря. Это прежде всего бассейн Шикоку, в котором откладывается большая часть материала, сносимого с Японских островов. Увеличены мощности терригенных отложений во впадинах у северного окончания хребта Кюсю-Палау, у поднятий Амами, Дайто, Оки-Дайто. Аналогичные терригенные толщи отмечаются в районе плато Бенхам и в юго-восточной части Филиппинской котловины, где образование их связано с поступлением материала с островов Филиппинского архипелага.

В пределах моря выделяются три типа котловин, различающихся по глубинам и расчлененности поверхности дна (рис. 1, проф. 1—2). Глубины в котловинах уменьшаются с востока на запад от 6 до 4 км.

Филиппинская котловина представляет наиболее обширную и сложную по морфологии впадину моря. Ее средняя глубина 5800 м. В западной части котловины располагаются небольшие хребты Дайто, Оки-Дайто, Гогиа, а также плато Амами, Урданета и Бенхам. Плато имеют форму угловатых массивов с крутыми склонами и сравнительно пологими сводами. Предполагают, что они представляют разбитые и опущенные блоки континентальной коры, выровненные мощной толщей осадков. На юго-восточном склоне плато Бенхам бурением вскрыта толща пелагических осадков до 400 м. На основании морфологических и сейсмических данных высказано предположение, что линейные хребты Дайто и Оки-Дайто являлись остаточными дугами [5, 7].

В Филиппинской котловине преобладают северо-западные и юго-восточные простирания структурных форм. Исключение представляет лишь широтный узкий хребет Лапу-Лапу, который, видимо, сопряжен с разломом, а также небольшие участки раздробленного дна, где отдельные депрессии и гряды ориентированы почти меридионально [1].

Филиппинское море рассматривается как область, в которой отмечены признаки расширения дна, причем иного типа, чем в срединных хребтах [8, 9]. Для моря предложено несколько возможных моделей расширения, намечены зоны и этапы расширения. Предполагается, что зона расширения постепенно перемещалась с востока на запад и вряд ли являлась в каждую последующую эпоху унаследованной. Наиболее древней зоной расширения принято считать Центральный разлом, более молодой — разлом Яп и совсем юной — Марианскую междуговую котловину.

Известно, что одним из характерных признаков спрединга является морфология. Рельеф дна в зонах расширения, как правило, интенсивно расчлененный, с выраженной центральной депрессией, соответствующей оси расширения, и постепенным затуханием амплитуды расчлененности и изменением характера форм по мере удаления от оси. Наиболее ярко это выражено на срединных хребтах, где расширение сопровождается сводовым поднятием поверхности и ее последующим продольным и поперечным дроблением. В окраинных морях, где масштабы расширения и продолжительность процесса намного меньше, морфологические признаки могут быть выражены слабее. Зоны спрединга узкие, сводовое поднятие может отсутствовать, амплитуда расчлененности невелика.

С северо-запада на юго-восток Филиппинская котловина пересечена зоной интенсивно расчлененного рельефа с четко выраженной осевой депрессией и многочисленными грядами и ложбинами, параллельными ей (рис. 2). Ширина зоны до 300 км, амплитуда расчлененности 1000—1500 м. Зона получила название Центрального разлома [10]. Ранее считали, что Центральный разлом протягивается от подножия островного склона о. Тайвань через все Филиппинское море и выходит за его пределы, как бы маркируя западное окончание предполагаемого древнего Срединно-Тихоокеанского мезозойского хребта. Детальные исследования, в том числе данные 17-го рейса, показали, что разлом начинается в 300 милях юго-восточнее о. Тайвань и отделен от него меридиональным

хребтом Гогиа. Разлом выражен здесь в рельефе акустического фундамента, перекрытого 500-метровой толщей турбидитов (скв. 293, НИС «Гломар Челленджер»), вплоть до подножия хребта Гогиа. Заканчивается разлом у западного подножия хребта Кюсю-Палау и в молодой котловине Паресе-Вела не выражен.

Судя по записям НСП, в пределах разломной зоны рыхлые осадки мощностью до 200 м залегают в депрессиях практически горизонтально, что свидетельствует о малой тектонической активности этого разлома в послезооценовое время.

Морфологическое сходство с осевыми зонами срединных поднятий, магнитные и гравитационные аномалии позволили Бен-Абрахаму [11] и Каригу [12] выделить ее как структуру, подобную срединным поднятиям. Однако строение коры и отсутствие признаков сейсмической активности [5] не подтверждают этого предположения. Скорее эта узкая зона, хорошо сохранившаяся в современном рельефе благодаря малым скоростям осадконакопления, является поверхностным выражением глубинного разлома, активного в прошлом, но сохранившего активность лишь в южной части [13, 3].

Котловины Шикоку и Паресе-Вела, различающиеся по морфологии, лежат к востоку от хребта Кюсю-Палау. Простираение наиболее крупных элементов подводного рельефа котловин субпараллельно простираению Марианской и Идзу-Бонинской дуг, а секущие их депрессии ориентированы в основном с юго-запада на северо-восток.

Чрезвычайно сложно расчленен рельеф дна в котловине Паресе-Вела. По сложности рельефа, контрастному сочетанию глыбово-вулканических форм, разделенных глубокими депрессиями, котловина сравнима с Панамской или Перуанской, в которых известны многочисленные разломы и древние оси расширения дна. Предполагают [14], что котловина также образована в результате расширения дна и последующего медленного опускания до океанических глубин. Если такое растяжение имело место, должны существовать его морфологические и геофизические признаки. Действительно, севернее желоба Яп обнаружена зона интенсивно расчлененного рельефа (рис. 1, проф. 1—2), которая прослеживается до 21° с. ш. в виде эшелонированно расположенных сегментов почти меридионального простираения. В каждом из сегментов отчетливо выделяется осевая депрессия (рис. 3). Промер, выполненный нами на отрезке от 12 до 14° с. ш., показал, что депрессия здесь непрерывна, как непрерывен и гребень, ограничивающий ее с запада. Депрессия имеет симметричный V-образный профиль с крутизной склонов до 20°. У 13° с. ш. нами была зарегистрирована максимальная глубина зоны, равная 6900 м. Чрезвычайно контрастным оказался рельеф у 18° с. ш., где узкая симметричная депрессия с глубиной более 6000 м окаймлена грядками с от-

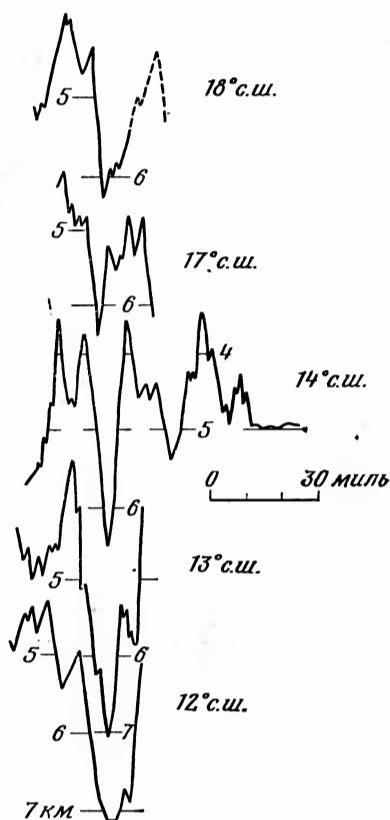


Рис. 3. Профили разлома Яп

носительной высотой до 2000 м. Зона названа нами разломом Яп. В котловину Шикоку зона входит в виде цепи подводных гор Кинай (рис. 2). У южного окончания цепи можно видеть небольшие депрессии у подножия гор, но к северу в современном рельефе депрессии не выражены. Три северных горы детально обследованы и представляют гайоты с вершинами, расположенными на глубинах от 1000 до 2500 м.

На всем протяжении разлома рыхлые осадки на дне практически отсутствуют, и только на некоторых участках дна обнаружена толща осадков мощностью не более 100 м. В некоторых впадинах, расположенных по сторонам от центральной депрессии, и на вершинах, ограничивающих разлом, обнаружены плотные осадки мощностью до 150 м, представленные, видимо, вулканическими пеплами.

Акустический фундамент в котловине Шикоку имеет типичную форму сбросовых базальтовых блоков. Простирание структур совпадает с простиранием магнитных аномалий в котловине. Следует отметить, что горы Кинай являются в рельефе акустического фундамента прямым продолжением Япской разломной зоны. Причем под осадочным покровом прослеживается также и центральная депрессия, которая в современном рельефе не выражена. Морфологические признаки не дают однозначного ответа, может ли быть отнесена исследованная зона к структуре спрединга или является типичным разломом. Если это действительно зона расширения дна, то следует отметить необычное явление непрерывного перехода по простиранию зоны поддвига (желоб Яп) в зону спрединга.

Между внутренними и внешними хребтами Идзу-Бонинской и Марианской дуг расположены значительные по площади междугровые котловины Бонин и Марианская. Рельеф дна котловин, особенно Марианской, сложно расчленен, амплитуда расчленения иногда достигает 500—700 м. В осевой зоне котловины лежит раздробленное поднятие, которое рассматривается как рифт [7, 3]. Отдельные гряды имеют форму наклоненных блоков меридионального простирания. Несколько небольших разломов секут поднятие с запада на восток, по нормали к простиранию гряд. Такое сочетание простираний и облика форм характерно для зон расширения дна. К оси котловины приурочена зона повышенного теплового потока, а также мощная зона с затуханием сейсмических волн. Осадочный покров в котловине состоит в основном из 200-метровой толщи пелагических илов, за исключением районов вулканических гряд и подножия внешней дуги, где формируется вулканокластический шлейф. По мнению Карига [7], котловина начала открываться не ранее 3 млн. лет назад, а возможно и позже.

В рейсе была исследована центральная часть меридионального хребта Кюсю-Палау. Хребет представляет узкую гряду шириной до 50 и протяженностью 1500 миль. На монолитном основании хребта цепью располагаются отдельные вулканические конусы, некоторые с относительной высотой до 3000 м, но поверхности океана достигает лишь риф Паресе-Вела. Почти на всем протяжении хребет асимметричен: его восточный склон образует крутой уступ, западный склон полого спускается на дно Филиппинской котловины. Депрессии поперечного и косоного простирания делят хребет на отдельные блоки. В пределах хребта нет крупных замкнутых продольных депрессий, в которых могли бы накапливаться значительные толщи осадков. Хребет Кюсю-Палау был пересечен в месте его сочленения с Центральным разломом у 13° с. ш. Хребет представляет здесь узкий асимметричный гребень с крутым (до 20°) восточным и более пологим (10°) западным склоном. Центральный разлом, судя по эхограммам, подходит к хребту не под прямым углом, а диагонально и делит его два блока разной высоты.

Две подводные горы у 28° с. ш.— пик Катахаша с расчлененной вершиной, расположенной на глубине около 500 м, и гайот Токуя [15] под-

тверждают предположение о том, что хребет представляет неоформившуюся и погрузившуюся дугу, осложненную вулканами [7]. В настоящее время хребет не имеет признаков ни вулканической, ни сейсмической активности [16], в прошлом же хребет был активен, о чем свидетельствует глубоководное бурение с НИС «Гломар Челленджер».

Осевая часть хребта Кюсю-Палау характеризуется незначительными мощностями рыхлого осадочного покрова или его полным отсутствием. Осадков почти нет на восточных, крутых склонах, а на западных, более пологих, мощность их не превышает первых десятков метров. Судя по записям НСП, это очень плотные осадки, возможно, вулканические илы или пеплы. Максимальные мощности рыхлого осадочного покрова (до 700—800 м) приурочены к обширному вулканокластическому шлейфу, протягивающемуся вдоль западного подножия хребта. Наиболее полный разрез осадочного покрова методом НСП был получен нами в районе сочленения хребта Кюсю-Палау с Центральным разломом. На разрезе отчетливо видна почти 100-метровая толща акустически прозрачных, вероятно, пелагических осадков. Далее следует горизонт, имеющий несколько прослоев, которые, по-видимому, состоят из вулканических пеплов. Вдоль восточной периферии хребта вулканокластический шлейф отсутствует. Осадки мощностью 100—150 м отмечаются лишь в отдельных коротких и узких депрессиях, вытянутых вдоль по простиранию хребта.

Некоторые данные были получены для отдельных участков желобов, окружающих Филиппинское море. В желобе Нансей (Рюкю) в районе максимальной глубины (у 25° с. ш.) на плоском дне желоба отмечены мощности осадочного покрова до 350 м и значительные (до 250 м) мощности осадков на верхней террасе океанического склона и прилегающем краевом валу. Филиппинский желоб был пересечен у 10° с. ш., где глубина достигает 10 000 м, а дно плоское, шириной не более 1 мили. На трех разрезах НСП рыхлых осадков на склоне желоба не зафиксировано, а мощность осадков на дне не превышает 100 м.

Марианский желоб был исследован в центральной части и в районе его сочленения с желобом Яп. Полные поперечные профили желоба были получены у 14 и 12° с. ш. Как и многие желоба, Марианский имеет асимметричный профиль, однако более крутым оказывается у него не островной, а океанический склон. Выявлен резко асимметричный профиль дна с крутым (15°) почти не расчлененным океаническим склоном. Островной склон по крутизне и расчлененности делится на три участка: верхний до глубин 4000 м с крутизной 3—4° и слабо расчлененной поверхностью; средний, с глубинами от 4000 до 800 м, раздробленный на продольные гряды и депрессии, с крутизной от 4 до 8°; нижняя часть склона представляет уступ крутизной более 10°. Дно желоба плоское, шириной не более 1 мили.

Интересен район сочленения желобов Марианского и Яп. В отличие от большинства желобов, которые в месте соединения имеют угловое поднятие, рассматриваемые желоба углубляются до 8000 м и образуют сложную веерообразную систему депрессий и гряд.

В результате работ НСП установлено, что на дне северной части желоба Палау осадки достигают мощности 600—700 м и слегка смяты. На островном склоне лишь в пределах небольших ступеней отмечается осадочная толща мощностью 100—150 м.

Желоб Яп был пересечен несколько раз в северной и центральной частях. Поперечные профили желоба симметричны, с крутыми (20—25°), почти не расчлененными склонами. Небольшие гряды отмечены лишь в верхней части склона. Дно желоба на всех пересечениях узкое, плоское.

На всем протяжении желоба Яп и его продолжении рыхлые осадки на дне практически отсутствуют, и только на некоторых участках дна

обнаружена толща осадков не более 100 м. В средней части океанического склона желоба Яп были сфотографированы пиллоу-лавы [17].

Основные формы подводного рельефа Филиппинского моря имеют ряд характерных черт. Прежде всего исключительная по непрерывности цепь островных дуг и желобов, окружающих море; сочетание глубоководных желобов различного размера и степени заполнения осадками. Так, в большинстве желобов северной окраины моря осадочный слой велик, желоб Нанкай трансформирован в обширный трог, который почти незаметно переходит в дно котловины Шикоку, а в Филиппинском желобе мощность осадков не превышает 100 м.

Для западной части моря (Филиппинская котловина) характерно широкое развитие плато и глыбовых хребтов, а для восточной части — преобладание вулканических хребтов, цепей и гряд (рис. 2). Наблюдаются ступенчатое уменьшение батиметрических уровней дна котловины и их четкие морфологические границы в виде вулканических хребтов и цепей, а также хорошая сохранность первичного расчлененного рельефа в центральных частях котловин за счет малых темпов седиментации и формирование аккумулятивных шлейфов и поверхностей у подножий хребтов и островных дуг. Многочисленные поперечные и косые разломы разбивают хребет Кюсю-Палау и островные дуги восточной окраины на отдельные блоки (рис. 2).

Четко выраженные линейные зоны дробления наблюдаются в центральных частях котловин; их простираение существенно отличается в Филиппинской котловине и котловинах Паресе-Вела и Марианской. В восточной части моря зоны имеют преимущественно меридиональное простираение и свидетельствуют об унаследованном развитии тектонических процессов.

На дне Филиппинского моря не прослеживаются формы рельефа, в своих простираениях унаследованные от азиатской окраины материка, а также расположенных восточнее участков океанического дна.

Таким образом, в результате геоморфологических исследований 17-го рейса НИС «Дмитрий Менделеев» выявлены существенные особенности строения дна Филиппинского моря. Установлено структурное продолжение желоба Яп в пределы котловин Паресе-Вела и Шикоку. Это продолжение названо разломом Яп и представляет зону интенсивно расчлененного рельефа с максимальной глубиной 6900 м, сопоставимой с глубинами внутриокеанических разломов. Показано, что Центральный разлом не выходит за пределы Филиппинской котловины, как это предполагалось ранее.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Mammerikx J., Fisher R. L., Emmel F. J., Smith S. M.* Bathymetry of the East and Southeast Asian Seas. Scripps Institution of Oceanography.— Printed by Geol. Soc. Amer., 1976.
2. Тихий океан. М-б 1 : 25 млн. Изд-во ГУГК, 1976.
3. *Родников А. Г.* Земная кора Филиппинского моря и его обрамления.— В кн.: Геолого-геофизические исследования зоны перехода от Азиатского континента к Тихому океану. М.: Советское радио, 1976, с. 76.
4. *Sato T. A.* Division of the southwestern Pacific area into seven regions in each of which Rayleigh waves have the same dispersion character.— Bull. Earthquake Res. Inst. Tokyo Univ., 1961, v. 39, p. 67.
5. *Murauchi S. et al.* Crustal structure of the Philippine Sea.— J. Geophys. Res., 1968, v. 3, p. 1237.
6. *Ларина Н. И.* Горы Тихого океана.— Океанология, 1975, № 1, с. 23.
7. *Karig D. E.* Basin genesis in the Philippine Sea.— Initial Reports of the Deep-Sea Drilling Project, 1975, v. XXXI.
8. *Кулон Ж.* Разрастание океанического дна и дрейф материков. Л.: Недра, 1973, 178 с.
9. *Блинов В. Ф.* Развитие Тихого океана по данным изучения седиментации и магнитных аномалий. 1977, т. 37, № 2, с. 43.
10. *Хесс К.* Островные дуги. М.: Изд-во иностр. лит., 1952, 143 с.
11. *Ben-Avraham Z., Bowin G., Segawa J.* An extinct spreading centre in the Philippine Sea.— Nature, 1972, N 240, p. 1162.

12. *Кариб Д.* Происхождение и развитие окраинных бассейнов западной части Тихого океана. — В кн.: Новая глобальная тектоника. М.: Мир, 1974, с. 217.
13. *Пуцаровский Ю. М., Удинцев Г. Б.* (отв. ред.) Тектоническая карта Тихоокеанского сегмента земной коры. М-б 1 : 10 млн., Изд-во ГУГК, 1970.
14. *Karig D. E.* Remnant Arcs. — Geol. Soc. Amer. Bull., 1972, v. 83, N 4, p. 2146.
15. *Mogi A., Kato T.* A guyot on the Northern part of Kyushu — Palau Ridge. — Ann. Tohoku Geogr. Assoc., 1960, N 16, p. 203.
16. *Katsumata M., Sykes L. R.* Seismicity and tectonics of the Western Pacific-Izu-Mariana-Caroline and Ryukyu-Taiwan Region. — J. Geophys. Res., 1969, 74, N 25, p. 3273.
17. *Fisher R. L.* Pacific-type continental margins. The Geology of Continental margins. New York, 1974, p. 367.

Институт физики Земли
АН СССР

Поступила в редакцию
31.X.1979

GEOMORPHOLOGY OF THE PHILIPPINE SEA FLOOR

AGAPOVA G. V., BELYAEV A. V., PEREVOZCHIKOV A. V.,
RUDENKO M. V., FISHER B. L.

Summary

Morphology of the three main depressions of the Philippine Sea floor is discussed. Special attention is paid to comparative characteristic of fault zones which most specialists believe to be of spreading type. Structural prolongation of the Jap trough northward is proved to be the fault Jap and submarine mountain chain Kinan. In the 17th voyage of the «Dmitry Mendeleev» vessel a survey of the southern part of the fault zone was carried on, the maximum depth measured being 6900 m. The central fault of the Philippine basin is proved not to exceed the bounds of the depression and not to reach the Taiwan Island as it was thought before. The sea floor topography near the junction of the Jap and Mariana troughs represent a system of fan-like depressions and ridges, the maximum depth being 8000 m. Bathymetric map of the sea was verified and a geomorphological map has been compiled.

УДК 551.432.2(234.3)

И В Б Р А В А Р

МОРФОСТРУКТУРА СЕВЕРО-ЗАПАДНЫХ АЛЬП¹

Альпы — и особенно их северо-западные области — представляют собой выдающийся объект для геоморфологических исследований. Не случайно ими вновь и вновь занимаются специалисты различных наук о Земле. Геологи, климатологи, биогеографы используют Альпы в качестве испытательного стенда для опробования новых научных методов и подходов. В то же время эти исследования, становящиеся все более детальными, позволяют с каждым годом улучшать и углублять изученность горной системы. Соответственно и геоморфологи призваны уточнять и переоценивать свои представления, искать новые объяснения накопленного материала. При этом вопросы геоморфологических реинтер-

¹ Статья профессора И. Бравара — геоморфолога Института географии Альп в г. Гренобле (Франция) была написана в качестве раздела для советско-французской монографии «Альпы — Кавказ» (проблемы конструктивной географии горных стран), опубликованной Изд-вом «Наука» в 1980 г. Однако по техническим причинам в монографию оказалось возможным включить лишь обобщающую часть — анализ рельефа французских Альп с позиций тектоники плит. Основная же часть текста публикуется впервые в виде двух самостоятельных статей, посвященных морфоструктурным и морфоскульптурным особенностям Северо-Западных Альп (примечание редакции).