

А К А Д Е М И Я Н А У К С С С Р

ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ

Е. С. ПОСТЕЛЬНИКОВ, Л. К. ЗАТОНСКИЙ,
Р. А. АФРЕМОВА

ТЕКТОНИЧЕСКОЕ РАЗВИТИЕ И СТРУКТУРА ИНДОКИТАЯ



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»

Москва 1964

ACADEMY OF SCIENCES OF THE USSR

GEOLOGICAL INSTITUTE

E. S. POSTELNIKOV, L. K. ZATONSKY,
R. A. AFREMOVA

TECTONIC DEVELOPMENT
AND STRUCTURE
OF INDOCHINA

(Transactions, vol. 108)

PUBLISHING OFFICE «SCIENCE»
Moscow 1964

А К А Д Е М И Я Н А У К С С С Р

ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ

Е. С. ПОСТЕЛЬНИКОВ, Л. К. ЗАТОНСКИЙ,
Р. А. АФРЕМОВА

ТЕКТОНИЧЕСКОЕ РАЗВИТИЕ И СТРУКТУРА ИНДОКИТАЯ

(Труды, вып. 108)

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»

Москва 1964

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ:

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

ОТВЕТСТВЕННЫЙ РЕДАКТОР:

Ю. М. ПУЩАРОВСКИЙ

EDITORIAL BOARD:

academician *A. V. PEIVE* (chief Editor),
K. I. KUZNETZOVA, V. V. MENNER, P. P. TIMOFEEV

RESPONSIBLE EDITOR:

Yu. M. PUSCHAROVSKY

ВВЕДЕНИЕ .

В настоящее время становится все более очевидным, что для дальнейшего прогресса наших представлений о строении и развитии земной коры необходима систематизация геологических материалов по крупным естественным регионам. Особенно рельефно эта необходимость выявилась при составлении в Геологическом институте АН СССР Тектонической карты Евразии масштаба 1:5 000 000 под руководством академика А. Л. Яншина. Предлагаемая работа подводит итог изучению территории Индокитая, которое проводилось нами для названной тектонической карты. В книге рассматривается обширная область мезозойской и альпийской складчатостей, заключенная между Индийской и Южно-Китайской древними платформами. Площадь описываемой территории более 2 млн. км². Геологическая история и структурный план этой области в целом до сих пор не были описаны в нашей литературе; предлагаемая сводка ликвидирует этот пробел. Отметим, однако, что изложение касается главным образом районов Центрального Восточного Индокитая, т. е. области мезозойской складчатости, которую специально изучал Е. С. Постельников. Область альпийской складчатости Западной Бирмы и Индонезии лишь очень кратко охарактеризована во второй главе. На прилагаемой тектонической карте область альпид изображена полностью (см. приложение).

Структурное положение Индокитая весьма интересно. Он расположен на пересечении двух гигантских складчатых поясов Земли: широтного пояса Тетиса и меридионального Тихоокеанского тектонического пояса. Поэтому систематическое описание Индокитая представляет для геологов не только региональный интерес. Оно может помочь как в решении вопроса о структурных и исторических взаимоотношениях упомянутых поясов, так и в выявлении общих особенностей развития каждого из них.

Первая глава — «Краткая орографическая характеристика Индокитая» — написана Р. А. Афремовой. Она является вводной и имеет главным образом справочный характер. Глава сопровождается схемой орографии и геоморфологического районирования Индокитая, из сопоставления которой с тектонической картой ясно видно, что крупные структурные элементы описываемой территории имеют свои орографические характеристики

Во второй главе (автор Л. К. Затонский), где приводятся данные о строении дна акваторий, обрамляющих Индокитай с запада, обобщены ранее известные по литературным и картографическим материалам данные и новейшие сведения, полученные в результате 33-го рейса научно-исследовательского судна «Витязь» (1961 г.). В последнем разделе главы крупные структурные зоны альпид Западной Бирмы и Индонезии прослежены в пределы морского дна.

Основная, третья, глава, написанная Е. С. Постельниковым по литературным данным, включает обзор главнейших этапов геологической истории региона и характеризует его общий тектонический план. При написании этой главы и составлении Тектонической карты Индокитая была использована методика тектонического анализа обширных территорий, разработанная Н. С. Шатским и его школой в Геологическом институте АН СССР.

Глава I

КРАТКАЯ ОРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ИНДОКИТАЯ

Индокитай расположен на юго-востоке Азии между Бенгальским заливом Индийского океана на западе и Южно-Китайским морем Тихого океана на востоке. С юга его окаймляют Большие Зондские острова. На севере он примыкает к нагорьям Южного Китая. На северо-востоке границей рассматриваемой области является долина р. Красной.

Площадь Индокитая — около 2 млн. км². На территории Индокитая находится несколько государств: Бирма, Таиланд, Малайзия, Камбоджа, Лаос, Демократическая Республика Вьетнам и Южный Вьетнам.

Основные черты орографии Индокитая определяются тремя главными горными системами и разделяющими их равнинными участками (фиг. 1).

Крайний запад Бирмы занимает Араканская горная дуга, входящая в Гималайский горный пояс. Она состоит из параллельных хребтов, продолжающихся на юг цепью Андаманских и Никобарских островов. Центральный или Осевой горный пояс прослеживается в Индокитае от Шаньского нагорья на севере до южной оконечности п-ова Малакки. Восточная горная система Индокитая протягивается вдоль побережья Южно-Китайского моря и называется Аннамскими горами. На севере Индокитая центральная и восточная горные системы сливаются и переходят в нагорья Юго-Западной Юннани (Зарубежная Азия, 1956). К югу перечисленные горные системы веерообразно расходятся, оставляя между собой обширные пространства, занятые низменностями и платообразными равнинами. Низменности отвечают интенсивно прогибающимся молодым впадинам, мелководные Северо-Вьетнамский, Сиамский и Мартабанский заливы являются затопленными морем продолжениями этих впадин (Добби, 1952).

Исходя из особенностей орографии и истории развития рельефа на территории Индокитая можно выделить следующие геоморфологические области и районы:

1. Складчатые среднегорья и высокогорья Западного Индокитая.
2. Глыбово-складчатые сооружения Центрального Индокитая: глыбово-складчатые нагорья; глыбово-складчатые низко- и среднегорья.
3. Складчато-глыбовые сооружения Восточного Индокитая: складчато-глыбовые среднегорья и нагорья северной части Восточного Индокитая; складчато-глыбовые низко- и среднегорья Восточного Индокитая; горы Кардамон, или Кравань.
4. Низменные равнины и плато: современные аккумулятивные равнины; древнеаллювиальные равнины; денудационные плато на почти горизонтально лежащих пластах.

1. СКЛАДЧАТЫЕ СРЕДНЕГОРЬЯ И ВЫСОКОГОРЬЯ ЗАПАДНОГО ИНДОКИТАЯ

Крайний запад и северо-запад Индокитая, Андаманские и Никобарские острова занимает Араканская горная страна, состоящая из системы параллельных горных хребтов с преобладанием меридиональных простираний. Общая протяженность горной области на материке 1200 км, ширина в среднем 250 км (Чжу-Чжи Хэ, 1958). На севере ее расположен массив Намкиу. На западе область ограничена Индо-Гангской низменностью, на востоке — Центральной Бирманской равниной. Южное ее продолжение — Андаманские и Никобарские острова — разграничивают Бенгальский залив и глубокую впадину Андаманского моря.

На материке хребты разделены глубокими поперечными и продольными долинами, образующими решетчатую речную сеть. Хребты имеют массивные округлые очертания, сплошь залесены и труднодоступны. Западные склоны хребтов в основном круты и обрывисты, восточные — более пологи. Преобладающие абсолютные высоты района — 1000—2000 м, на севере — 3000—4000 м. Наивысшая точка — гора Хакабо-Рази (5870 м) — находится на крайнем севере области.

2. ГЛЫБОВО-СКЛАДЧАТЫЕ СООРУЖЕНИЯ ЦЕНТРАЛЬНОГО ИНДОКИТАЯ

Для области характерны меридиональные простирания основных географических элементов. На юге (п-ов Малакка) преобладают линейно вытянутые хребты, на севере, кроме хребтов, также широко распространены участки волнистых плато. Различный характер рельефа северной и южной частей позволяет выделить в этой области два района:

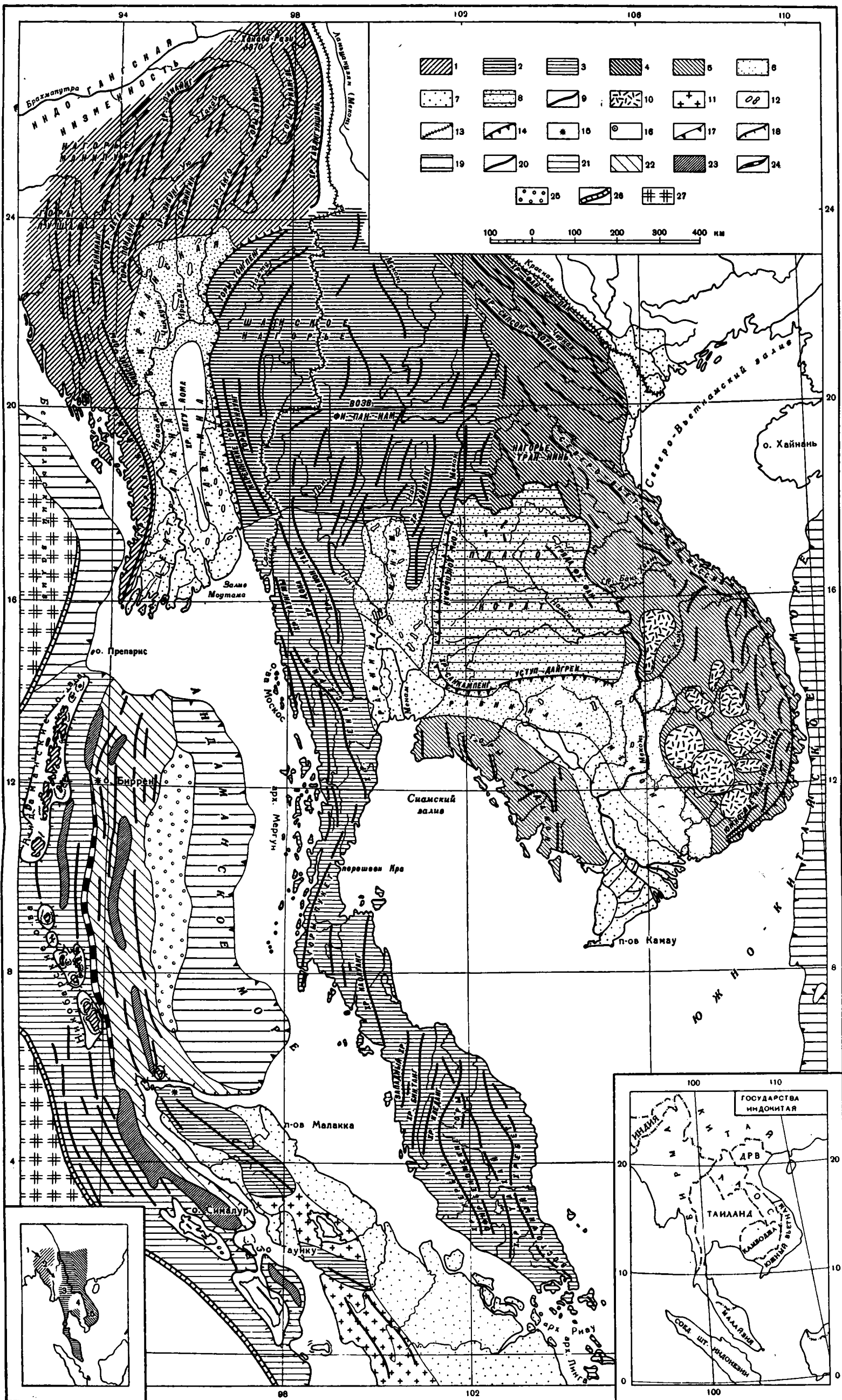
1. Глыбово-складчатые нагорья северной части Центрального Индокитая. Сюда входят Шаньское нагорье Восточной Бирмы и горная область к востоку, приблизительно до 102-го меридиана. На запад, к Центральной Бирманской равнине, область обрывается четким крутым, местами ступенчатым уступом высотой до 900 м (Махачек, 1961; Map of Burma, Malaya a. Indo-China, 1952 г.). В рельефе нагорий преобладают платообразные и волнистые участки, над поверхностью которых поднимаются более высокие хребты и отдельные глыбовые массивы, отличающиеся сглаженными округлыми формами. На нагорьях широко развит карст, часто встречаются замкнутые бессточные впадины (например, оз. Инле).

Долины рек карстовых областей широкие, неглубокие, местами заболоченные, с пологими склонами, на которых много карстовых воронок и котловинообразных понижений. Денируются нагорья реками Салуэн, Меконг, Менам и их притоками. Реки эти порожисты; пересекая нагорья, они образуют узкие и очень глубокие каньоны (до 1000—1500 м). Горные хребты и окраины нагорий сильно расчленены глубокими речными долинами, ущельями.

Абсолютные высоты района — 900—1200 м. Наивысшая точка — гора Дой-Интанон (2576 м) — расположена на сильно расчлененном плато Северного Таиланда, являющемся продолжением Шаньского нагорья Бирмы.

2. Глыбово-складчатые среднегорья Каренни, Западного Таиланда и полуострова Малакка. Район занимает п-ов Малакку и хребты к северу от него до Шаньского нагорья. На западе он граничит с Центральной Бирманской равниной, на востоке — с равниной р. Менам (Орлова и Розин, 1950).

Хребты резко возвышаются над окружающими приморскими равнинами и разделены глубокими долинами. Центральные части хребтов в основном сложены монолитными породами — интрузиями гранитов, об-



Фиг. 1. Схема орографии и геоморфологического районирования Индокитая. Масштаб 1 : 10 000 000. Составители

Р. А. Афремова и Л. К. Затонский (акватории). 1962 г.

Горы и нагорья: 1 — складчатые среднегорья и высокогорья Западного Индокитая; 2 — глыбово-складчатые нагорья Центрального Индокитая; 3 — глыбово-складчатые низкогорья и среднегорья Центрального Индокитая и Суматры; 4 — складчато-глыбовые среднегорья и высокогорья Восточного Индокитая; 5 — складчато-глыбовые низкогорья и среднегорья Восточного Индокитая.

Равнины и плато: 6 — древнеаллювиальные равнины Индокитая; 7 — современные аккумулятивные равнины Индокитая и Суматры; 8 — денудационные плато на пологослежащих пластах.

Отдельные формы рельефа: 9 — хребты; 10 — вулканические плато; 11 — вулканические горы; 12 — останцы; 13 — каньоны; 14 — уступы, выраженные в рельефе; 15 — вулканы; 16 — наивысшие отметки.

Акватории: 17 — внешний край материкового шельфа; 18 — внешний

край прибрежной отмели в пределах островной дуги; 19 — материковый склон; 20 — ось горных сооружений островной дуги (1 — хребет Инвизибл); 21 — 23 — склоны горных сооружений островной дуги; 21 — зона внешнего хребта островной дуги; 22 — зона внутреннего хребта островной дуги; 23 — продольные депрессии в пределах островной дуги (2 — Ментавейская впадина); 24 — Андаманско-Никобарский внутренний желоб; 25 — котловина Андаманского моря; 26 — ось Яванского океанического глубоководного желоба; 27 — ложе океана.

На левой врезке: 1 — Западная горная система; 2 — Центральная Бирманская равнина; 3 — Центральная горная система; 4 — пониженные участки п-ова Индокитай; 5 — Восточная горная система

нажившимися в результате эрозии. Их окаймляют холмистые предгорья. Трудно поддающиеся выветриванию разности пород на холмах отпрепарированы денудацией и образуют причудливые скалистые останцы.

Абсолютные высоты района 1500—2000 м. Наивысшая точка — гора Гунонг-Тахан (2165 м) — расположена в хр. Тахан на границе Паханга и Келантана.

3. СКЛАДЧАТО-ГЛЫБОВЫЕ СРЕДНЕГОРЬЯ И НИЗКОГОРЬЯ ВОСТОЧНОГО ИНДОКИТАЯ

1. Складчато-глыбовые среднегорья и нагорья севера Восточного Индокитая. Район простирается к западу и юго-западу от р. Красной (Добби, 1952). На рассматриваемой территории река следует по сбросовой равнине среди крутых массивов, достигающих до 3000 м высоты на правом берегу и 1000 м на левом. К югу ее долина несколько расширяется. На западе район граничит с нагорьями Центрального Индокитая, на юге с плато Корат, на востоке омывается водами Южно-Китайского моря. Абсолютные отметки района в среднем 1500—1800 м, а некоторые вершины превышают 3000 м над ур. м. Самая высокая вершина области — гора Фан-Си-Пан (3142 м), расположенная в кристаллическом гребне Фан-Си-Пан. Весь комплекс гор в основном юго-восточного простирания (Щеглова, 1957). Орография района представлена двумя системами параллельных хребтов и заключенной между ними полосой высоких плато. Хребты узкие, имеют обрывистые склоны, сильно расчленены поперечными речными долинами. Центральная полоса высоких плато разделена узкими каньонообразными долинами на отдельные массивы. К юго-западу горы переходят в складчато-глыбовое нагорье Трань-Нинь Верхнего Лаоса с лучше сохранившимися участками плато, расположенными на разных уровнях. В среднем их абсолютные высоты 1200—1400 м. Иногда над плато поднимаются отдельные хребты. Речная сеть врезана, но не так сильно, как на северо-западе района.

2. Складчато-глыбовые среднегорья и низкогорья Восточного Индокитая. Район расположен к югу от участка, рассмотренного выше, и занимает Центральный и Юго-Восточный Вьетнам, Восточную Камбоджу и Южный Лаос. Восточный край приподнят и круто обрывается к прибрежным низменностям. Уступ ошибочно называют «Аннамской Кордильерой». К западу район потепенно снижается и ступенчато переходит в низменные равнины и плато Центрального Индокитая. Северная часть района (низкогорья, известные под названием Северо-Аннамского массива) поднимается в среднем на 800—1000 м, имеет выровненные вершины и низкие пологие перевалы; южная часть района представляет собой средневысотные массивы, расположенные на разных уровнях. Равнинный характер рельефа низкогорий подчеркивается новейшими лавовыми излияниями. Наиболее высокими являются восточные массивы района, где преобладают высоты 1500—2000 м, а отдельные вершины поднимаются более чем на 2500 м (гора Нгок-Анг — 2598 м). Наиболее низкие отметки приурочены к центральной части района (700—800 м). Широкие, часто заболоченные долины делят плоскогорья на отдельные плато. Древние выровненные поверхности являются характерными чертами рельефа.

3. Особняком стоят горы Кардамон, или Кравань, которые по географическому положению относятся скорее к Центральному Индокитаю, но по характеру рельефа тяготеют к районам низких и средних гор Восточного Индокитая. Они простираются с северо-запада на юго-восток, от Бангкокской бухты до дельты Меконга. Горы со всех сторон окружены холмистыми и равнинными предгорьями. В рельефе гор

преобладают платообразные массивы, перекрытые местами небольшими покровами базальтов. Горы можно разделить на три части: а) севернее р. Пурсат — район линейных хребтов с высотами до 1500 м; б) центральную часть — нагромождение глыбовых массивов, слегка наклоненных на восток; в) три платообразных высоких массива (Кхтьял, О-Молу, Дамрей). В одном из массивов (Кхтьял) находится высшая точка гор Кардамон — гора Ораль (1813 м).

4. НИЗМЕННЫЕ РАВНИНЫ И ПЛАТО ИНДОКИТАЯ

Современные аккумулятивные равнины расположены в низовьях рек Иравади, Менама, Меконга, Красной и представляют собой области молодых погружений. Это очень полого спускающиеся к морю плоские, часто заболоченные пространства, сложенные дельтовыми отложениями. Уклоны поверхности их крайне незначительны, составляют лишь несколько сантиметров на километр. Равнинность территорий нарушается многочисленными, сложенными аллювием холмами, которые в виде цепочек протягиваются вдоль русел рек. Высота прирусловых валов от 5 до 9 м. Очень характерна для ландшафтов сильная изрезанность протоками и искусственными каналами.

Древнеаллювиальные равнины с останцовыми возвышенностями расположены выше по течению рек от современных дельт. Поверхность равнин местами плоская, образованная древними морскими террасами, местами холмисто-увалистая (Краткая географическая энциклопедия, 1961). По-видимому, они захватывают области современных интенсивных поднятий.

В Камбодже и Южном Вьетнаме древнеаллювиальная равнина занимает пространства между Великим озером и р. Меконг, простираясь с северо-запада на юго-восток. Равнина значительно расширяется по направлению к востоку.

В Таиланде древнеаллювиальная равнина р. Менам и ее притоков занимает его центральную часть. На севере, западе и востоке она ограничена поясом предгорий. Это желобообразная низменность шириной в 150 км, с абсолютными отметками ниже 100 м. На поверхности ее разбросаны многочисленные изолированные холмы и увалы. Реки имеют широкие долины.

В Бирме древнеаллювиальная долина Иравади и ее притоков имеет подковообразную форму и обращена вогнутой стороной на север. Северная граница проходит приблизительно по 24° с. ш., западная — по подножию восточного склона Араканской горной системы; на востоке район ограничен уступом Шаньского нагорья. Для ландшафтов характерны квесты и крупные останцы. Наибольший по размерам останец — хр. Пегу-Йома. Хребет начинается на севере, в районе Мьингъян, и в направлении на юг, постепенно понижаясь, переходит в разрозненные холмистые цепи. Еще южнее, к югу от р. Пегу, он имеет вид пологих возвышенностей. Средняя высота хр. Пегу-Йома 600 м, а на крайнем севере вулканическая гора Попа достигает 1518 м (Толоконникова, 1959; Chhibber, 1954). В отличие от других хребтов Западного Индокитая, он имеет обрывистые склоны. Реки, текущие в глубоких и узких долинах, делают его рельеф сильно расчлененным.

Денудационное плато на пологолежащих пластах. Северо-восток Таиланда занимает плато Корат, ограниченное на западе горами Печабун и массивом столовых возвышенностей Донгпьяфай, на юге — горами Санкампенг (Kobayashi, 1960) и уступом Дангрек, на востоке и севере — р. Меконг. Средние абсолютные высоты плато в центральной части 150—200 м.

Плато Корат сложено горизонтально залегающими горными породами, что обусловило платообразный характер его обширных междуречий. Долины рек широкие, плоские, часто заболоченные, но глубоко врезуемые. В северной части плато много холмов — пнемов; они вытянуты в цепь Фу-Фан, которая делит плато на две котловины: северную, где протекает р. Сонкрам, и южную, с долиной р. Наммун. Рельеф каждой из этих котловин слабоволнистый, с многочисленными небольшими солеными озерами. Плато слабо наклонено к востоку и постепенно повышается к западу и югу.

Уступ Дангрек (Гуру, 1952) тянется от долины р. Меконг до долины р. Меламмун. Уступ является приподнятой южной окраиной плато, круто обрывающейся к югу и к р. Меконг. Высота уступа с востока на запад постепенно снижается от 700 до 200 м. Западная и юго-западная граница — горы Санкампенг и Донгпьяфай — также представляют уступ. Высотные отметки гор Донгпьяфай колеблются от 800 до 1300 м.

В дальнейшем можно увидеть, что основные орографические элементы Индокитая отвечают главнейшим тектоническим зонам этой территории.

Глава II

РЕЛЬЕФ ДНА ПРИЛЕГАЮЩЕЙ К ИНДОКИТАЮ ЧАСТИ ИНДИЙСКОГО ОКЕАНА

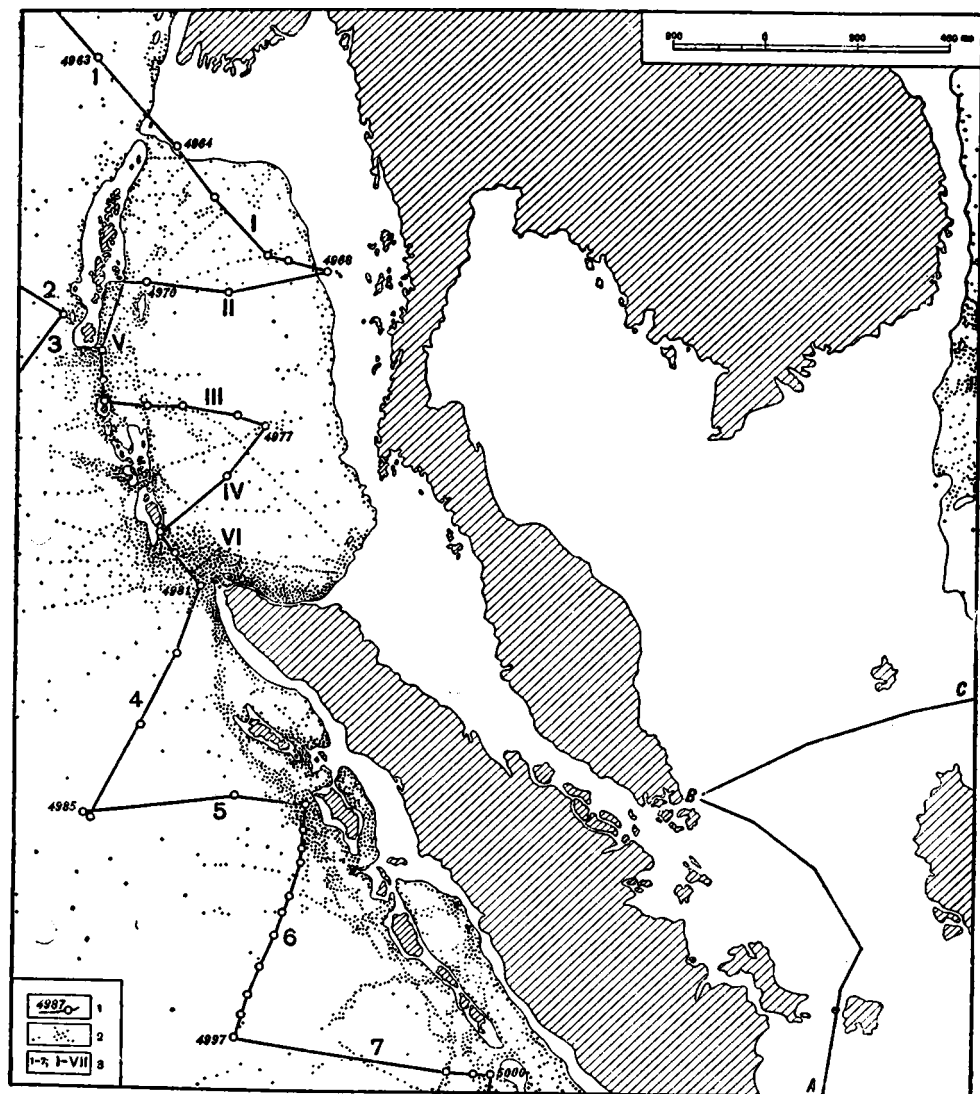
В данной главе приводятся новейшие сведения о рельефе морского дна окраинных частей Индийского океана, примыкающих к Индокитаю с запада. Они необходимы для понимания тектонических связей континентальных и подводных структур. Эти сведения получены в 1961 г. в 33-м рейсе экспедиционного корабля Института океанологии АН СССР «Витязь». Во время этого рейса изучался рельеф дна Андаманского моря и подводный рельеф северной части Зондской островной дуги (к северо-западу от Зондского пролива) с примыкающей частью Яванского глубоководного океанического желоба (Безруков, 1961; Затонский, 1963). Полученный в результате этих исследований чрезвычайно ценный материал по геоморфологии дна обследованных районов был положен в основу изображения подводного рельефа на нашей карте (см. приложение). Заметим, что существующие современные капитальные картографические произведения, такие, как морской атлас (1950—1953), Атлас мира (1954), Генеральная батиметрическая карта океанов (*Carte générale bathymétrique...*, 1940, 1942), карта Индийского океана (*Océan Indien*, 1960) и другие, отражают в основном довоенный уровень изученности подводного рельефа этих частей океана.

МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЯ

Изучение рельефа дна проводилось методом непрерывного эхолотного промера на протяжении всего маршрута корабля (фиг. 2). Использовались эхолоты английской фирмы Кельвин—Хьюз типа MS-26-H с частотами измерений 10 и 100 импульсов в минуту и типа MS-26-K с частотами 5 и 50 импульсов в минуту. Вся работа по эхолотированию и обработке материалов промера велась по стандартной методике, принятой в Институте океанологии АН СССР (Удинцев, 1951, 1958; Канаев и Удинцев, 1960).

Определение поправок в глубины, измеренные эхолотами, производилось на основе данных гидрологических наблюдений над температурой и соленостью воды и с использованием таблиц скорости звука в морской воде, разработанных в Институте океанологии (Барк, Гансон, Мейстер, 1961). На нашей карте и на приведенных профилях морского дна (фиг. 3, 4 и 5) значения всех глубин, нанесенных по материалам «Витязя», даны исправленными.

Основным методом координации промера являлся астрономический, вспомогательным — счисление с использованием данных по ветровому дрейфу. При плавании в непосредственной близости от берегов определение места корабля производилось при помощи радиолокационных обсерваций и иногда методом визуальной пеленгации береговых ориентиров. Прокладка маршрута корабля и графические работы по счислению исполнялись на прокладных листах масштаба 1 : 500 000.



Фиг. 2. Схема изученности рельефа дна части Индийского океана, прилегающей к Индокитаю.

1 — линия маршрута 33-го рейса э/с «Витязь» и положение океанографических станций; 2 — положение отметок глубин, превышающих 200 м; 3 — номера галсов эхолотного промера, соответствующие номерам обзорных профилей на фиг. 3, 4 и 5

Эхолотный промер 33-го рейса проводился сотрудниками геологического отряда экспедиции под руководством Л. К. Затонского. Координация промера осуществлялась гидрографическим и штурманским составом «Витязя».

РЕЛЬЕФ МОРСКОГО ДНА

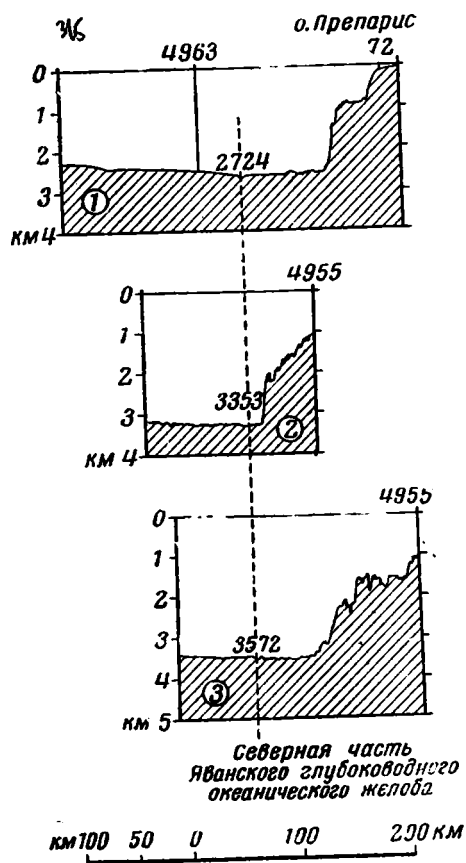
Крупнейшим морфологическим элементом морского дна описываемой области является Зондская островная дуга. Она протягивается из района южного побережья Бирмы до Арафурского моря, расположенного к северу от Австралии. Общая протяженность дуги свыше 5000 км. Строение Зондской дуги сложное; в ее состав входит несколько крупных и разнородных форм. По особенностям строения Зондская дуга

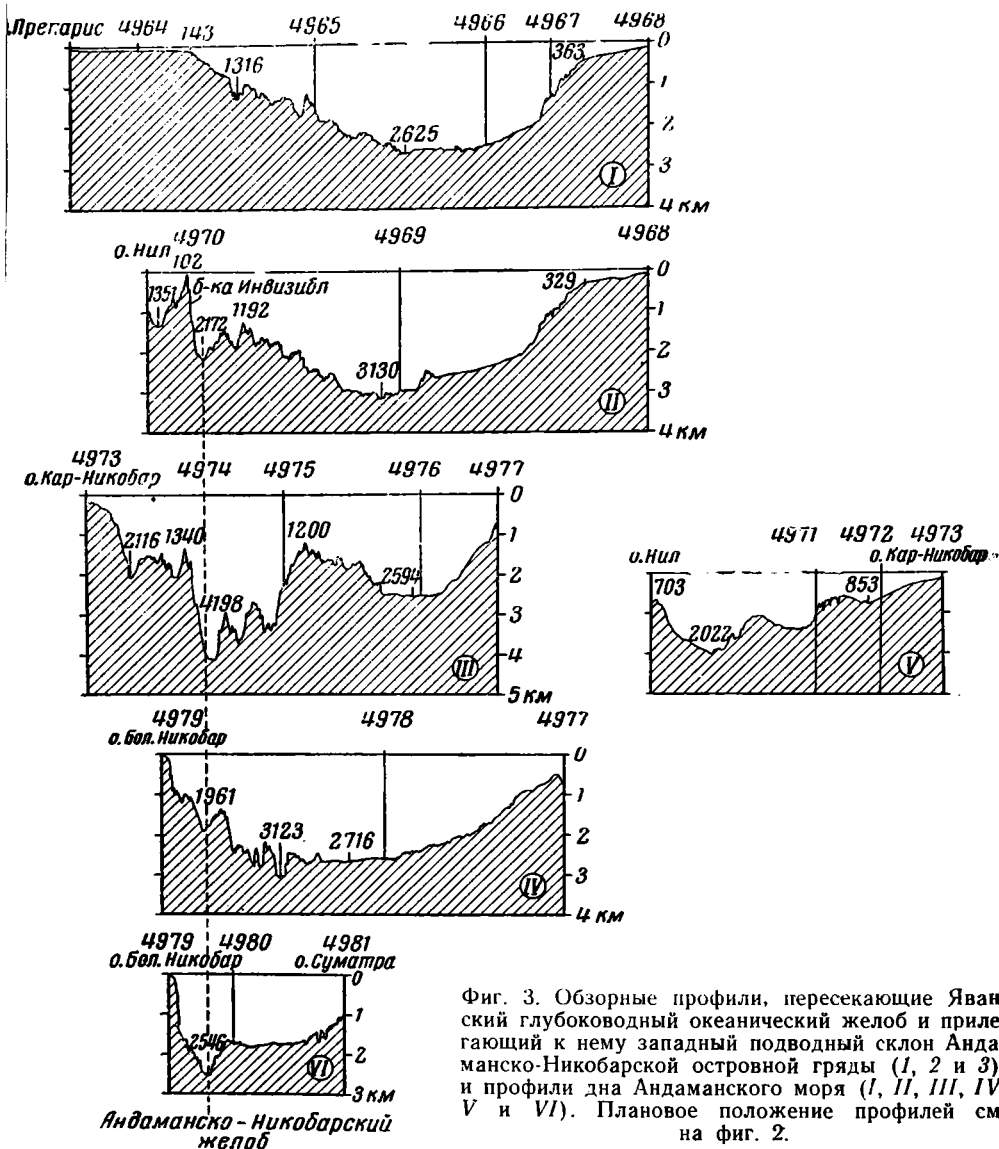
может быть подразделена на ряд отрезков или звеньев. Здесь рассматриваются северные районы Зондской дуги, в которых выделяются Андаманско-Никобарская островная гряда, являющаяся крайним северным звеном Зондской дуги, и часть этой дуги с о-вом Суматра, входящая в состав Суматринско-Яванского звена.

Подводный рельеф западных склонов Андаманско-Никобарской островной гряды и о-ва Суматра был обследован несколькими галсами эхолотного промера, которые дали ряд пересечений Яванского желоба с выходом на ложе океана (см. фиг. 2, линии эхолотного промера № 1—7). В пределах Андаманского моря было выполнено шесть галсов эхолотного промера (см. фиг. 2, галсы эхолотного промера 1—VI).

Поверхность материковой отмели, или подводное продолжение материка Азии, на большей части площади, охватываемой картой, в 33-м рейсе не подвергалась специальному обследованию. Некоторый материал по рельефу дна шельфа был получен лишь для Южно-Китайского моря, где экспедицией на «Витязе» проведен эхолотный промер по линии ABC (см. фиг. 2).

Материалы 33-го рейса к настоящему времени уже нашли отражение на батиметрических картах Института океанологии АН СССР. В 1962 г. была составлена предварительная Батиметрическая карта северной части Индийского океана. В работе над ней приняли участие сотрудники Института И. М. Белосусов, Л. К. Затонский, В. Ф. Канаев и Н. А. Марова, под общей редакцией В. Ф. Канаева. На этой карте изображение рельефа дна Андаманского моря и Яванского желоба к югу от северной оконечности о-ва Суматра было составлено Н. А. Маровой, а северной части Яванского желоба и примыкающей части Бенгальского залива — Л. К. Затонским. При составлении карты, кроме данных 33-го рейса «Витязя», были использованы материалы 31-го рейса этого же судна, результаты работ американской экспедиции «Муссон» на судне «Арго», многочисленные отметки глубин, имеющиеся на советских и иностранных морских навигационных картах, а также глубины Генеральной батиметрической карты океанов. Изображение подводного рельефа, данное на этой батиметрической карте Института океанологии, было затем использовано при составлении карты рельефа дна Тихого океана в масштабе 1:10 000 000 и Тектонической карты Евразии в масштабе 1:5 000 000. Обе эти карты дают изображение подводного рельефа намного ближе к действительности, чем прежние карты Морского атласа (1950, 1953), Атласа мира (1954), Генеральная батиметрическая карта океанов (1940, 1942), карта Индийского океана (1956)





Фиг. 3. Обзорные профили, пересекающие Яванский глубоководный океанический желоб и прилегающий к нему западный подводный склон Андаманско-Никобарской островной гряды (I, 2 и 3), и профили дна Андаманского моря (I, II, III, IV, V и VI). Плановое положение профилей см. на фиг. 2.

и опубликованная совсем недавно Французским национальным географическим институтом Батиметрическая карта Индийского океана (Océan Indien, 1960).

При подготовке настоящей главы была предпринята попытка дать другой вариант изображения подводного рельефа района Андаманского моря и северной части Зондской островной дуги, несколько отличающийся от изображения на упомянутых выше батиметрических картах Института океанологии. Современная изученность подводного рельефа интересующего нас района, а также методы составления батиметрических карт допускают известные различия в возможной рисовке изобат. Применяемый в Институте океанологии метод геоморфологической интерполяции основывается на анализе генетических особенностей рельефа, отражаемых в рисунке изобат. При этом возможны

некоторые отклонения, связанные с большей или меньшей степенью генерализации определенных характеристик рельефа. В рисунке изобат это осуществляется подчеркиванием ориентировки форм, расчлененности поверхности склонов и т. д.

При составлении нашего варианта батиметрической карты мы ставили своей целью яснее выделить структурные особенности подводного рельефа, на вероятность существования которых указывает анализ тектоники прилегающей суши и сопоставление ее с морфологией дна. В процессе составления карты мы избрали такое направление генерализации подводного рельефа, чтобы в пределах возможностей принятого масштаба передать на карте не только основные структурно-морфологические особенности дна, но и показать исключительную его сложность и большую интенсивность расчленения, которые выявлены в 33-м рейсе «Витязя». Для обоснования нового варианта изображения подводного рельефа нами была использована картографическая основа (карты № 355 — 1941 г., № 2760 — 1948 г.) составленной ранее Батиметрической карты северной части Индийского океана, а рисунок изобат сделан заново, но так, чтобы он не противоречил фактическим данным, положенным в основу карты, ранее подготовленной для этого района Н. А. Маровой.

Составленный нами новый вариант карты, публикуемый в этой книге (см. приложение), принципиально не отличается от батиметрических карт, подготовленных ранее Институтом океанологии и публикуемых сейчас. Однако нам представляется, что изображение деталей подводного рельефа на нашей карте полнее отражает связь тектоники суши с подводным рельефом и более удачно подчеркивает его тектоническое происхождение. Этот вариант не исключает, конечно, возможности несколько иного изображения подводного рельефа, учитывая современную изученность района.

Об изученности подводного рельефа в границах нашей карты можно составить представление из фиг. 2. Здесь, кроме линий эхолотного промера 33-го рейса, точками показано положение отметок глубин, использованных для обоснования изображения рельефа дна. Во избежание перегрузки этой схемы, а также и потому, что наша карта не дает изображения рельефа дна мелководий, на фиг. 2 нанесены только те отметки, глубины которых превышают 200 м. Поверхность же шельфа обеспечена отметками глубин значительно лучше, чем остальная поверхность дна. Таким образом, изобата 200 м, показанная на схеме, ограничивает районы, хорошо обеспеченные отметками глубин.

Наибольшая густота отметок глубин приходится главным образом на районы, важные в навигационном отношении: подходы к берегам, мелководья, проливы между отдельными островами и т. д. Большие глубины Андаманского моря и ложа океана, как правило, хуже обеспечены отметками глубин. Маршрут эхометрической съемки в Андаманском море и обследование западного подводного склона Зондского горного сооружения с прилегающей частью Яванского желоба и ложа океана обеспечивают более или менее равномерное покрытие промерными галсами слабо изученных районов дна. Хуже обстоит дело с обследованием западного подводного склона горного сооружения Андаманских и Никобарских островов, где мы располагаем всего тремя пересечениями, далеко отстоящими друг от друга. Мало данных имеется для центрального участка Андаманского моря, ограниченного меридианами 94 и 96° в. д. и параллелями 9°30' и 11°30' с. ш. Следует отметить, что во всех случаях, когда галсы «Витязя» пересекали районы, хорошо обеспеченные отметками глубин, везде обнаруживалась полная сходимость между данными эхолотного промера и отметками глубин на морских картах.

Таким образом, в 33-м рейсе «Витязя» в различной степени были обследованы все звенья сложного морфологического комплекса зоны крайнего северо-востока Индийского океана: материковый склон Азии, северная часть Зондской островной дуги, котловина Андаманского моря, Яванский желоб, а также прилегающая к нему часть ложа океана.

Совокупность материалов эхолотного промера и данных морских навигационных карт дает в целом неплохую основу для составления батиметрической карты, хотя следует отметить, что изученность рельефа дна в этом районе еще недостаточна. В 35-м рейсе «Витязя» получен дополнительный материал по рельефу дна: сделано еще одно пересечение южной части Андаманского моря и новое пересечение Яванского желоба против северной оконечности о-ва Суматра. Эти материалы в настоящее время обрабатываются и в дальнейшем смогут быть использованы для уточнения карты.

Сечение рельефа через 500 м, принятое на нашей карте, обеспечивает изображение всех крупных и средних форм подводного рельефа и частично дает возможность передать на карте характер расчленения этих форм, особенно в тех случаях, когда амплитуда колебания глубин достигает 300—400 м и больше.

Перейдем к характеристике подводного рельефа.

Поверхность шельфа азиатского материка слабо обеспечена эхолотными исследованиями. Данные о ней основаны главным образом на анализе картографических материалов. Сведения о рельефе дна шельфа приводятся нами с целью определить характер его внешнего края.

Шельф северной части Андаманского моря представляет собой почти плоскую равнину, имеющую слабый наклон порядка $0,1^\circ$ в сторону внешнего края, расположенного на глубинах 140—170 м, где наблюдается резкий перегиб между поверхностями шельфа и материкового склона. В районе архипелага Мергуи подводная шельфовая равнина характеризуется уклонами порядка $0,3^\circ$. Внешний край шельфа находится здесь на глубинах свыше 300 м. Так, к западу от островов Грейт Вестерн Торрес (см. фиг. 3, профили I и II) внешний край шельфа был обнаружен соответственно на глубинах 363 и 375 м, причем здесь, особенно во втором случае, наблюдается плавный переход от поверхности шельфа к поверхности материкового склона. Шельф юго-западного мелководья, судя по картам, обладает очень ровной поверхностью, слабо наклоненной в северо-западном направлении, в сторону внешнего края, который находится на глубинах 140—160 м.

Шельф Южно-Китайского моря имеет в целом выровненный характер (см. фиг. 5). На профиле по линии АВ иногда встречаются слабо-волнистые участки поверхности с амплитудами колебаний глубин 15—20 м. Максимальные глубины на данном профиле не превышают 60 м. По линии профиля ВС шельф имеет слабый наклон в направлении внешнего края, расположенного за пределами карты. На этом пересечении местами были встречены участки расчлененного дна с амплитудами колебания глубин свыше 60 м.

Материковый склон Азии, обследованный в районе о-ва Препарис (см. фиг. 3, профиль I), со стороны Бенгальского залива представляет собой очень резкий уступ, крутизна которого достигает местами 10° . На глубине 900 м здесь обнаружена почти горизонтальная ступень шириной 18—20 км. Она хорошо выражена на карте. Внешний край ступени расчленен. Подножие материкового склона, находящееся здесь на глубине 2600 м, четко выражено в рельефе. У подножия расположена зона несколько повышенного, по сравнению с близлежащей поверхностью Яванского желоба, расчленения с амплитудами колебания глубин порядка 30—50 м.

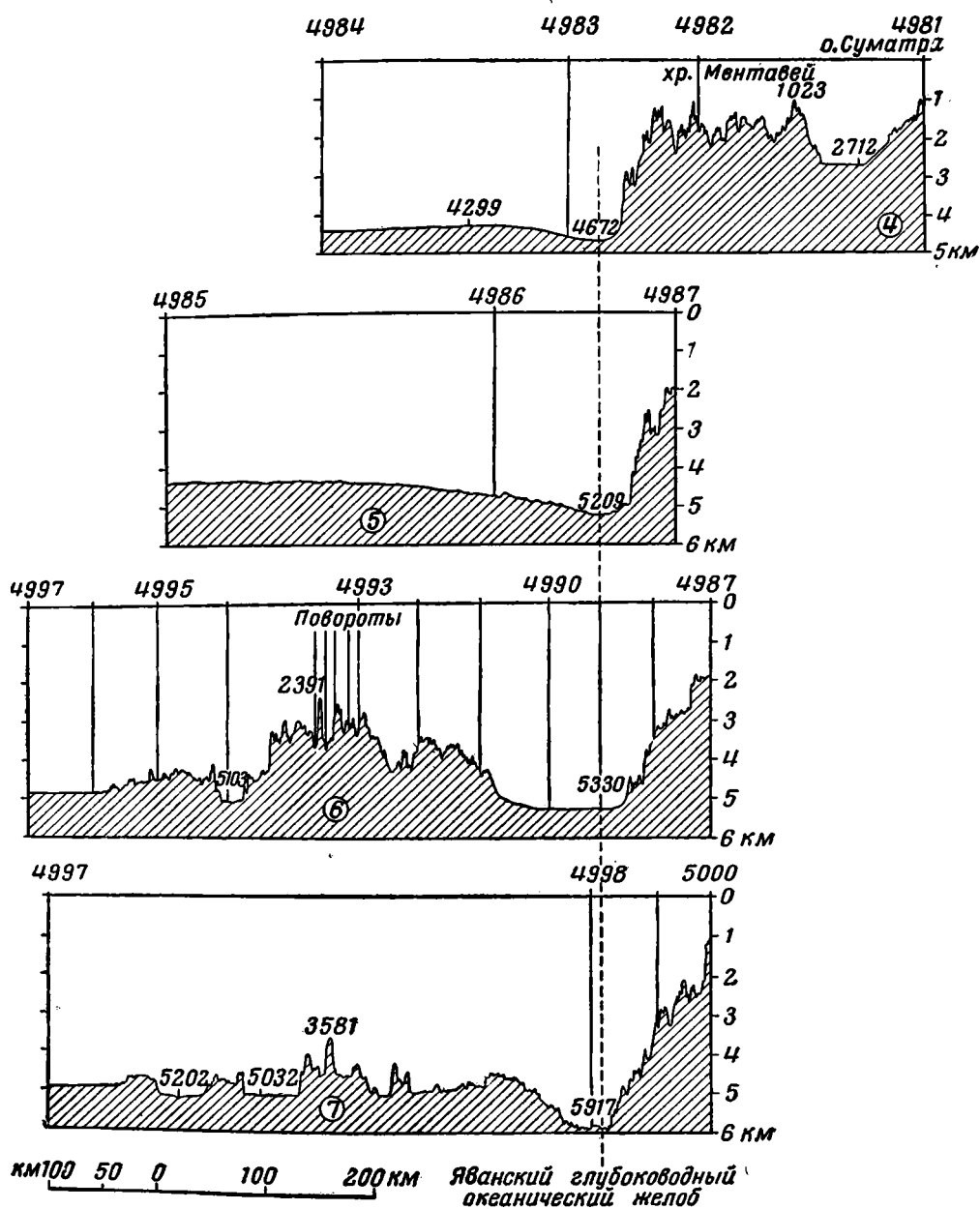
В северной части Андаманского моря материковый склон Азии об- лагает довольно сложным строением, что хорошо видно на профиле I (см. фиг. 3). На пересечении между станциями 4964 и 4965 здесь в пределах склона обнаружено несколько поднятий и депрессий. Наи- более значительная депрессия имеет крутые (до 25°) склоны и плос- кое дно. Ширина депрессии по изобате 1000 м достигает 12 км. Относи- тельная глубина ее составляет 600 м, благодаря чему депрессия от- четливо изображается на карте в принятом сечении рельефа.

В восточной части моря подводный склон азиатского материка устро- ен значительно проще, что можно видеть на профилях I и II в районе ст. 4968. Здесь верхняя половина склона до глубин порядка 1000—1500 м обладает мелким расчленением с амплитудами колебания глубин до 100 м. Нижние же участки склона имеют ровную поверхность. Общие уклоны дна 3,5—4,0°, а местами достигают 10°. На глубинах около 2000 м наблюдается резкое уменьшение крутизны склона до 0,6—0,8°. Таким образом, здесь выявляется хорошо выраженная ступень, которая видна и на батиметрической карте. К северу от о-ва Суматра в преде- лах материкового склона расположена широкая наклонная котловина изометрической формы.

Подводный рельеф рассматриваемой здесь северной части Зондской островной дуги отличается исключительной сложностью. В интенсивности расчленения шельфовых областей дуги убеждает нас наличие многочисленных скал, банок, мелких островков, расположенных часто в удалении от крупных островов и вблизи края шельфа. Амплитуды колебания глубин на поверхности островного шельфа достигают иногда 30—40 м. В пределах островного шельфа Андаманско-Никобарской гряды имеются выровненные участки дна, наиболее значительные из которых расположены вблизи Андаманских островов. Шельф западной части о-ва Суматра также имеет участки сложного рельефа и выровненные поверхности. С северной стороны Суматры островной шельф смыкается с континентальным шельфом Азии.

Западная часть подводного склона Андаманско-Никобарской остров- ной гряды, обследованная «Витязем» на двух пересечениях (см. фиг. 3, профили 2, 3), имеет сложное строение дна. Верхняя часть островного склона до глубин порядка 2500 м осложнена здесь большим количеством поднятий и депрессий. Она прорезана многочисленными подводными каньонами. Амплитуды колебаний глубин между сопряженными поло- жительными и отрицательными формами рельефа доходят до 300—500 м. На профиле 3 можно видеть четко выраженную расчлененную ступень, расположенную на глубинах 1500—1600 м. Нижняя часть островного склона на этих пересечениях расчленена очень слабо; крутизна склона достигает здесь 25° (на профиле 2). Подножие склона отчетливо выра- жено в рельефе и находится на глубине 3300—3400 м.

Восточный склон Андаманско-Никобарской островной гряды, скры- тый водами Андаманского моря, имеет еще более сложное строение. В его рельефе отчетливо выявляются две параллельные горные цепи. Одна из них, более массивная и широкая, представляет собой подвод- ный хребет, вершинами которого являются Андаманские и Никобарские острова. Второй хребет, расположенный восточнее первого, выражен менее отчетливо: он значительно уже и местами сложно раздроблен глубокими и узкими депрессиями дна. Амплитуды колебания глубин между депрессиями и разделяющими их поднятиями достигают почти 2000 м (см. приложение). Хребет увенчан банкой Инвизибл, подводные скалы которой поднимаются почти к поверхности моря и представляют значительную опасность для мореплавателей. В месте пересечения этого хребта «Витязем» (ст. 4970 на профиле II) была обнаружена ранее не



Фиг. 4. Обзорные профили через внешний хребет Зондской островной дуги (хр. Ментавей) и сопряженный с ним Яванский глубоководный океанический желоб. Плановое положение профилей см. на фиг. 2

известная глубина 102 м. Следует отметить, что советские и иностранные морские навигационные карты, карты Морского атласа (1950, 1953), Генеральная батиметрическая карта океанов (1940, 1942) и другие показывают в этом районе глубины свыше 1000 м. Таким образом, наиболее мелководный участок гребня хребта — банка Инвизибл — протягивается значительно севернее, чем это указывают карты. Вполне вероятно, что здесь можно и в дальнейшем обнаружить малые глубины. Еще даль-

ше к северу глубины над гребнем хребта увеличиваются и сам хребет, очевидно, затухает. К югу от банки Инвизибл хребет прослеживается на значительное расстояние, хотя глубины над его гребнем местами достигают 2000 м и более. По всей вероятности, подводный хребет с о-вом Тиманчонг, отчлняющийся в северном направлении от Никобарских островов, имеет непосредственную связь с хребтом, на котором расположена банка Инвизибл, и является его продолжением. Этот хребет был обнаружен на третьем пересечении Витязя» (см. фиг. 3, профиль III). Строение хребта отличается здесь большой сложностью; от основного хребта его отделяет глубокая (свыше 2000 м) депрессия с крутыми (до 10°) склонами. В составе самого хребта также выделяется несколько крупных депрессий, наибольшая из которых имеет глубины свыше 2000 м. Минимальная глубина над хребтом, обнаруженная «Витязем» на третьем пересечении, 1340 м.

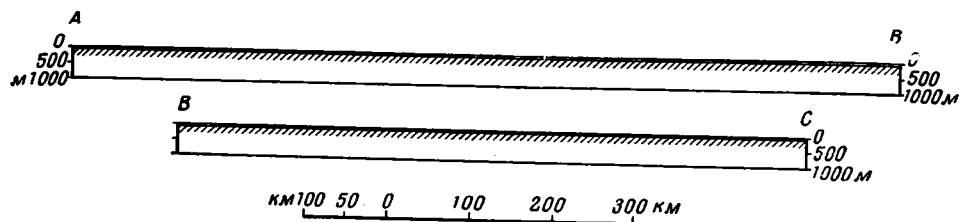
Таким образом, восточный хребет Андаманско-Никобарской гряды, который мы будем называть хр. Инвизибл по имени главной его вершины, имеет более отчетливое морфологическое выражение в его северной и южной частях, обследованных на II и III разрезах. Средняя же часть хребта, судя по отметкам, опущена на большие глубины и в связи с этим хуже выражена в рельефе.

Между основным хребтом Андаманско-Никобарской гряды и хр. Инвизибл расположена длинная и узкая депрессия с плоским дном. Крутизна склонов ее достигает 6—8°. Глубина плоского участка дна по II профилю 1351 м. К югу от этой отметки глубины дна депрессии возрастают; максимальная ее глубина 3201 м.

В районе «Прохода десятого градуса» в подводном склоне Андаманско-Никобарской гряды отчетливо выделяются два уступа. Первый из них охватывает диапазон глубин от 200 до 1000 м (приблизительно), его можно проследить (см. приложение) вблизи о-ва Малый Андаман и к северу от о-ва Кар-Никобар, где его крутизна доходит до 10°. Внешний край уступа расчленен. Второй уступ расположен на глубинах 1500—2000 м. Оба уступа выявляются как по данным «Витязя» (профиль V), так и по отметкам глубин морских навигационных карт. Поверхность дна «Прохода десятого градуса» имеет спокойный, выровненный характер. Максимальная глубина прохода 853 м.

Наиболее интересной особенностью подводного рельефа Андаманского моря, несомненно, является Андаманско-Никобарский желоб, который прослеживается, по-видимому, вдоль всего подножия Андаманско-Никобарского горного сооружения, постепенно выклиниваясь в северной его части. Желоб на всем протяжении сопряжен с хр. Инвизибл (см. приложение). Южная часть желоба пересекает порог между о-вом Суматра и Никобарскими островами и продолжается в виде большой продольной депрессии, отделяющей островную дугу Ментавей от о-ва Суматра. Желоб был обнаружен «Витязем» на II, III, IV и VI пересечениях. Участки желоба, расположенные между галсами «Витязя», прослеживаются по отметкам на картах. Максимальная глубина желоба (4198 м) обнаружена на III эхолотном пересечении в районе ст. 4974. В этом месте желоб имеет плоское дно шириной 7,5 км, крутизна его склонов достигает 20—25°. В районе ст. 4970 (на II пересечении) глубина желоба 2172 м, ширина плоского участка дна 7,5 км, крутизна склонов порядка 10°. На IV эхолотном разрезе максимальная глубина желоба 1961 м, крутизна склонов около 5° и, наконец, на VI пересечении обнаружена глубина 2546 м, ширина плоского участка дна 7,5 км, крутизна склонов желоба достигает 25°. Склоны его осложнены многочисленными уступами. Восточнее желоба, по данным II и III эхолотных галсов «Витязя», расположено значительное горное сооружение, представляющее собой глубоко расчлененное сводовое поднятие.

Таким образом, Андаманско-Никобарский желоб, сопряженный с восточным хребтом островной гряды того же названия с одной стороны и сложно расчлененным подводным горным хребтом — с другой, имеет ряд морфологических признаков, характерных для краевых глубоководных желобов, хотя по своему положению он является внутренним желобом.



Фиг. 5. Профиль дна Южно-Китайского моря по линии ABC (см. фиг. 2)

Юго-западный подводный склон горного сооружения Зондских островов также обладает сложным строением. Здесь вдоль основного хребта дуги с о-вом Суматра протягивается параллельный ему подводный хребет, вершинами которого являются острова Ментавей. Подводное продолжение этого хребта пересечено «Витязем» на четвертом галсе (см. фиг. 4) в районе ст. 4982. Между этими двумя подводными хребтами расположена значительная депрессия, являющаяся продолжением Андаманско-Никобарского желоба. Она обладает почти идеально плоским дном шириной около 48 км; глубина дна 2702—2710 м. Склоны обоих хребтов, примыкающих к депрессии, слабо расчленены; крутизна их достигает 3—8°. Депрессия протягивается дальше к юго-востоку и доходит до Зондского пролива, хотя в районе островов Баньяк и Пини она слабо выражена в рельефе. К востоку-юго-востоку от Зондского пролива (уже за пределами нашей карты) депрессия переходит в Балийский желоб с глубинами свыше 5000 м.

Поверхность хр. Ментавей расчленена очень сложно. Здесь «Витязем» обнаружены многочисленные подводные гребни и депрессии; амплитуды колебания глубин между ними достигают 1000—1500 м, крутизна склонов 15—25°. Склоны хребта, обращенные непосредственно к Яванскому желобу, очень круты (до 20—25°) и расчленены на многочисленные ступени, уступы, осложненные остроконечными пиками и глубокими депрессиями (см. фиг. 4, профили 4, 5, 6 и 7).

В результате анализа имеющихся данных о глубинах отчетливо является непосредственная связь между Андаманско-Никобарской грядой и подводным хр. Ментавей, что отображено и на нашей карте. Андаманско-Никобарская островная гряда, таким образом, выражается в рельефе как продолжение внешнего хребта Зондской островной дуги, а не основного ее хребта с о-вом Суматра, как можно было бы думать, исходя из взаимного расположения Никобарских и Зондских островов. Этот единый Андаманско-Никобарско-Ментавейский хребет протягивается на расстояние свыше 4500 км. В своей северной части он смыкается с материковым склоном Азии и продолжается затем уже на суше в виде хр. Аракан-Йома на западе Бирмы (см. фиг. 1). Южное его окончание выражено в рельефе как подводный хребет, отделяющий Балийскую депрессию от Яванского желоба (за рамками нашей карты).

К востоку от Андаманско-Никобарского желоба расположен сопряженный с ним вал, представляющий собой глубоко расчлененное сводовое поднятие. В северной части поднятие имеет вид горного сооружения, состоящего из нескольких хребтов, разделенных резкими и глу-

бокими депрессиями. Это горное сооружение примыкает здесь к материковому склону Азии, благодаря чему в области смыкания наблюдается сложное строение материкового склона, профиль которого получен «Витязем» при I пересечении Андаманского моря. Вершины отдельных подводных гор и поднятий, расположенных на поверхности вала, достигают здесь глубин порядка 600 м. Две из них возвышаются над поверхностью моря в виде островов Наркондам и Баррен (действующий вулкан). На втором пересечении «Витязя» (см. фиг. 3, профиль II) вал также имеет характер обширного сводового поднятия, на поверхности которого отчетливо выделяются три хребта, разделенные глубокими впадинами. Наиболее высоко поднят средний хребет. Он имеет глубину над вершиной 1182 м. Амплитуды колебания глубин между сопряженными поднятиями и депрессиями доходят до 1000 м. Крутизна их склонов достигает 5—10°. На третьем эхолотном разрезе на валу отчетливо выявляются те же хребты, разделенные глубокими понижениями. При этом наиболее массивным является здесь восточный хребет, глубина над главной вершиной которого 1200 м. Между II и III эхолотными пересечениями как раз и располагается тот мало обследованный участок дна, о котором сказано выше. По этой причине изображение вала на нашей карте дано в виде двух обособленных друг от друга северного и южного поднятий. Хотя они и разделены расстоянием около 200 км, в пределах которого данные о рельефе почти отсутствуют, тем не менее можно высказать предположение, что сводовое поднятие является непрерывным сооружением и что имеется связь между северным и южным его участками.

От северной оконечности о-ва Суматра в северо-западном направлении отходят два параллельных подводных хребта. Один из них несет на себе острова Брас, а другой — острова Вэ и Рондо. Между этими двумя хребтами расположена депрессия, которая в виде узкого желоба протягивается далее на северо-запад и имеет максимальную глубину 3841 м. Поперечное сечение желоба изображено на IV разрезе (см. фиг. 3). Здесь была обнаружена глубина 3123 м; плоское дно желоба имеет ширину 3—5 км, крутизна склонов 10—15°. Желоб протягивается дальше к северу, где он, по всей вероятности, постепенно переходит в одну из депрессий, расположенных в пределах вала, обнаруживая тем самым связь между хребтом о-ва Суматра и горным сооружением вала.

Хотя данных о глубинах поверхности вала пока еще недостаточно, тем не менее на основании имеющихся материалов можно высказать предположение, что горное сооружение, расположенное на сводовом поднятии в центральной части Андаманского моря, является продолжением основного хребта Зондской островной дуги, на котором расположен о-в Суматра. Северное звено вала, смыкающееся с материковым склоном, не имеет морфологического выражения в рельефе прилегающей части материка. Прибрежная низменность (равнина р. Менам) и ровная поверхность шельфа на севере Андаманского моря образовались в результате интенсивного осадконакопления и абразионно-аккумулятивных процессов, что привело здесь к полному погребению коренного рельефа под слоем осадков.

Котловина Андаманского моря относится к числу краевых котловин морей переходной зоны. С севера и юго-востока она ограничена подножием материкового склона Азии, а на западе границей котловины является подножие горного сооружения центральной части Андаманского моря, о котором уже говорилось выше. Таким образом, в подводном рельефе моря преобладают горные сооружения, и только восточная часть дна представляет собой узкую котловину с выровненной поверхностью.

На профиле по II пересечению «Витязя» обнаруживается мелкое расчленение поверхности дна котловины с амплитудами колебания глубин порядка 20—50 м. Здесь также встречено несколько более крупных поднятий и депрессий. Максимальная глубина котловины в районе ст. 4969, обнаруженная «Витязем», достигает 3130 м. Южнее (на III и IV пересечениях) поверхность дна котловины хорошо выровнена.

Перечисленные выше особенности рельефа дна Андаманского моря по возможности воплощены в составленной нами карте. Следует отметить, что подводный рельеф моря изучен еще недостаточно и в связи с этим в изображении рельефа на карте имеются неточности. Вместе с тем общая картина рельефа дна моря, основанная на использовании новых данных, значительно ближе к действительности, чем та, которую дает Морской атлас (1950, 1953) или Генеральная батиметрическая карта океанов (1940, 1942) (фиг. 6, 7). Представление же о чашеобразной форме котловины Андаманского моря (Буркар, 1953) устарело и должно быть изменено в соответствии с данными 33-го рейса э/с «Витязь» (Затонский, 1963).

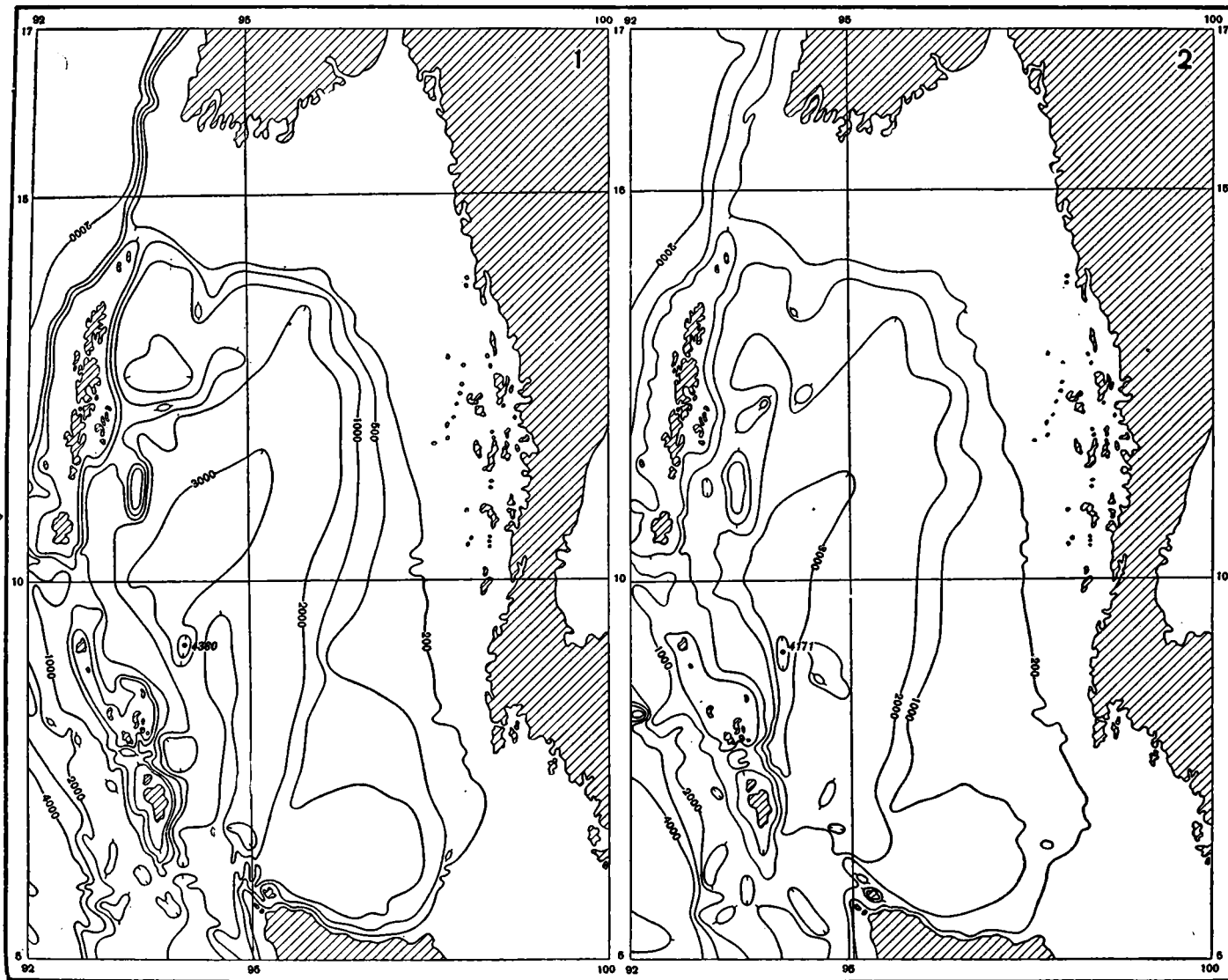
Яванский глубоководный океанический желоб на всем протяжении сопряжен с внешним хребтом Зондской островной дуги, который, как уже было отмечено, на севере представлен Андаманско-Никобарской грядой и продолжается к югу в виде хр. Ментавей.

Северная часть Яванского желоба прослеживается на северо-востоке Бенгальского залива как неглубокий, но широкий (до 90 км) прогиб дна. Для лучшего отображения подводного рельефа северного окончания Яванского желоба на нашей карте проведена дополнительная изобата 2750 м. Максимальная глубина желоба на северном пересечении его «Витязем» (см. фиг. 3, профиль 1) составляет 2724 м. В виде неглубокого прогиба дна желоб выражен также на 2 и 3 профилях; максимальная глубина желоба на 3 пересечении 3572 м.

Против о-ва Суматра дно Яванского желоба, обследованное на 4, 5, 6 и 7 эхолотных галсах, представляет собой плоскую, местами слегка волнистую аккумулятивную равнину. Глубина плоского дна желоба при движении вдоль его оси в направлении к Зондскому проливу продолжает увеличиваться; так, на пересечении 4 она достигает 4672 м, на пересечениях 5, 6 и 7 она соответственно равна 5209, 5330 и 5917 м. Ширина плоского дна на этих пересечениях колеблется в пределах 20—40 км.

Следует отметить, что на всем протяжении в рамках, нашей карты Яванский желоб нигде не имеет классической V-образной формы профиля (см. фиг. 3 и 4), свойственной, вообще говоря, всем краевым глубоководным океаническим желобам. Это объясняется характерным для данного района режимом исключительно интенсивного осадконакопления, в условиях которого произошло почти полное заполнение осадками всей северной части желоба. По данным 33-го рейса, мощность осадочного слоя в Яванском желобе на широте Зондского пролива составляет около 3 км (Непрочнов и Лунарский, 1963).

В области океанического ложа, охватываемой рамками нашей карты, с внешней стороны Яванского желоба расположен сопряженный с ним вал, увенчанный местами горными сооружениями. На пересечениях 4 и 5 вал представляет собой волнистую равнину с амплитудами колебания глубин 50—70 м. Минимальная глубина над поверхностью вала 4299 м. В этом районе вал изображается на карте изобатой 4500 м. На 6 и 7-м эхолотных пересечениях обнаружены значительные горные сооружения, поднимающиеся над поверхностью вала. Глубины над отдельными их вершинами имеют порядок 2400—2900, 3200 м и т. п. Одна из таких подводных гор с минимальной глубиной над вершиной 2391 м обнаружена в районе ст. 4993.



Фиг. 6, 7. Изображение рельефа дна Андаманского моря на (1) Генеральной батиметрической карте океанов (1940, 1942) и (2) в Морском атласе (1950)

Рассмотренный нами рельеф дна переходной зоны от континента к ложу Индийского океана в районе Индокитайского и Малаккского полуостровов характеризуется в целом большой сложностью. Основными морфологическими элементами переходной зоны здесь являются (см. фиг. 1):

- 1) материковый склон Азии;
- 2) котловина окраинного Андаманского моря;
- 3) островная дуга и соответствующие ей подводные горные сооружения;
- 4) Яванский глубоководный океанический желоб, осевая линия которого образует внешнюю морфологическую границу переходной зоны.

Островная дуга является, несомненно, наиболее значительным и наиболее сложным звеном этого морфологического комплекса в пределах охватываемой картой поверхности морского дна. Она состоит из двух хорошо выраженных в рельефе хребтов: внутреннего хребта с о-вом Суматра и внешнего, несущего на себе Андаманские, Никобарские и Ментавейские острова. Внутренний хребет в районе о-ва Суматра более широк и массивен. Он продолжается в Андаманском море в виде горного сооружения, покоящегося на сводовом поднятии; в северной части моря хребет смыкается с материковым склоном Азии. Внешний хребет, менее массивный в районе островов Ментавей, значительно увеличивается в области Андаманских и Никобарских островов, где он, в свою очередь, состоит из двух параллельных звеньев.

Внешний и внутренний хребты на всем протяжении четко разделяются. В пределах Андаманского моря между ними проходит Андаманско-Никобарский внутренний желоб, который переходит в Ментавейскую депрессию, разделяющую внутренний и внешний хребты в районе о-ва Суматра. Внешний хребет на всем протяжении сопряжен с Яванским глубоководным океаническим желобом.

Наличие в области переходной зоны крайнего северо-востока Индийского океана островной дуги, состоящей из двух хребтов, находящихся в определенном отношении друг к другу и к смежным звеньям морфологического комплекса переходной зоны, является существенным признаком однотипности общего плана рассматриваемой дуги и аналогичных островных дуг Тихого океана. Некоторое различие в строении этих дуг можно видеть, пожалуй, в большей сложности рельефа островной дуги северо-востока Индийского океана.

Характерной особенностью этой дуги является также ее высокая сейсмическая активность, что подтверждается существованием совпадающего с дугой пояса эпицентров землетрясений и проявлениями современного вулканизма (Морской атлас, 1953), который, как и в дугах тихоокеанского типа (Удинцев, 1960), приурочен в основном к внутреннему хребту дуги и к его продолжению в Центральной части Андаманского моря.

В целом переходная зона от континента к ложу Индийского океана представляет здесь сложный морфологический комплекс взаимосвязанных элементов, весьма сходный с аналогичным комплексом, характерным для всей западной половины Тихого океана. Вместе с тем такой характер переходной зоны существенно отличается от переходной зоны в других частях Индийского океана, где отсутствует система котловин окраинных морей, островных дуг и краевых глубоководных желобов. Все это дает основание рассматривать переходную зону крайнего северо-востока Индийского океана как зону тихоокеанского типа.

О ТЕКТЕНИЧЕСКИХ СВЯЗЯХ СТРУКТУР СУШИ И МОРСКОГО ДНА В ПРЕДЕЛАХ БИРМАНСКО-ИНДОНЕЗИЙСКОГО СЕКТОРА АЛЬПИЙСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИ

В формировании общего тектонического плана Бирманско-Индонезийского сектора альпийской складчатой области исключительная роль принадлежит молодым движениям. Горообразование в этих районах продолжается и в наши дни. Интенсивность и отчасти даже характер тектонических подвижек в разных структурных зонах Бирманско-Индонезийского сектора обычно фиксированы в современном рельефе, включая также и подводный рельеф. Поэтому в настоящее время основой для сопоставления структур суши и морского дна в этом районе, плохо изученным геофизическими работами, являются морфологические характеристики рельефа крупных структурных зон.

Основываясь на указанном принципе сопоставлений, эти структурные связи можно отчетливо проследить на тектонической (см. приложение) и орографической (см. фиг. 1) картах Индокитая.

На суше в области альпид Западной Бирмы и Восточного Пакистана с запада на восток выделяются: Восточно-Пакистанский краевой прогиб, Араканский антиклинорий и Центральная Бирманская впадина.

Восточно-Пакистанский прогиб имеет характерное для краевых прогибов асимметричное строение. Он наиболее глубоко прогнут в восточной части, примыкающей к Араканскому хребту. Мощность одних только верхнетретичных отложений достигает здесь нескольких километров (Evans, 1932; Dey, Boileu, 1948, и др.).

Подводным продолжением Восточно-Пакистанского краевого прогиба является северное окончание Яванского глубоководного желоба, выраженное в виде прогиба к западу от Андаманско-Никобарской островной гряды. На тектонической карте этот прогиб оконтурен изобатой 2500 м; он также имеет асимметричное строение.

Араканский антиклинорий характеризуется весьма расчлененным, сложным рельефом, что связано с наиболее интенсивными молодыми тектоническими движениями в этой зоне. Как неоднократно указывалось в литературе (Vermelen, 1949, и др.), непосредственным продолжением Араканского антиклинория к югу является очень четко выраженный хребет Андаманско-Никобарской островной гряды. Продолжением этого хребта на юго-восток являются Ментавейские острова, что также отчетливо подчеркивается подводным рельефом. Напротив, геофизические и геологические данные, а также рельеф дна свидетельствуют об отсутствии непосредственной связи между о-вом Большой Никобар и северо-западным окончанием о-ва Суматра.

Центральная Бирманская впадина представляет собой огромный грабен. По его центру протягивается крупный меридиональный разлом, к которому приурочены молодые вулканы и эпицентры многих землетрясений (Chhibber, 1934, Горшков, 1961). Приараканская часть Центральной впадины, расположенная к западу от этого разлома, в структурном отношении довольно сложна: по простирацию она распадается на несколько глубоко прогнутых синклинальных ячеек, разделенных узкими перемычками. Последние имеют сложное складчатое строение (Cotter a. Cledd, 1938; Tainsh, 1950, и др.).

Восточная часть Центральной Бирманской впадины в тектоническом отношении представляет плоскую ступень, осложненную отдельными блоковыми структурами (горст Пегу-Йома) и пологими складками.

На продолжении к югу более сложно построенной западной половины Центральной Бирманской впадины расположена зона внутреннего хребта Андаманско-Никобарской островной гряды (см. фиг. 1). Дальнейшим продолжением этой зоны является, по-видимому, Цент-

ральный антиклинорий о-ва Суматра. Более просто построенная восточная часть Центральной Бирманской впадины вероятнее всего связана со слабо расчлененной областью котловины и материкового склона Андаманского моря, и далее на юго-запад — с зоной молодых прогибов Суматры (Палембангского и других — см. тектоническую карту в приложении).

Таким образом, приведенные сопоставления структурных зон на суше и морском дне позволяют в предварительной форме сделать общие выводы о современном тектоническом плане кайнозойских складчатых и геосинклинальных структур, сопряженных с мезозоидами Индокитая.

Глава III

ТЕКТОНИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ И РАЗВИТИЕ ИНДОКИТАЯ

ВВЕДЕНИЕ

Современный структурный план описываемой территории определяется древним Индосинийским массивом и обрамляющими его с запада и востока мезозойскими и герцинскими складчатыми зонами, выраженными в рельефе в виде протяженных горных цепей и поднятий.

Решающее значение для создания современного структурного плана районов Центрального и Восточного Индокитая имело верхнепалеозойское — нижнемезозойское геосинклинальное развитие и формирование затем складчатой области мезозонд. Индосинийский массив и зоны герцинской складчатости играют в этой области роль крупных «останцовых» структур, реликтов более древних тектонических планов.

Ко времени написания нашей работы для обширных областей Индокитая уже существовали крупные теоретические обобщения: статьи Ж. Фромаже (1939, Fromaget, 1952₁) и Э. Сорена (Saurin, 1956₃) для Индокитайского полуострова, книга Г. Штилле (Stille, 1945) — главным образом для территории Западного и Центрального Индокитая. Они значительно облегчили нам задачу общего тектонического районирования данного региона. В числе ценных сводок по геологии отдельных стран Индокитая назовем монографию Х. Л. Чиббера «Геология Бирмы» (Chhibber, 1934), книгу Дж. Брауна и других по геологии Таиланда (Brown а. о. 1951), сводку Д. Б. Скривенора (Scrivenor, 1931) и статьи Д. Б. Александера (Alexander, 1959, 1961) для территории Малайзии, отчеты о геологических исследованиях Ж. Гублера в Западной Камбодже (Gubler, 1935), Э. Сорена в Южном Вьетнаме и Восточной Камбодже (Saurin, 1935, 1944), Ж. Оффе (Hoffet, 1933) и Ж. Фромаже (Fromaget, 1937, 1952₂) в Лаосе и Северном Вьетнаме; большой интерес представляют стратиграфические справочники по странам Индокитая, изданные в 1956 г. в связи с XX сессией Международного геологического конгресса в Мексике (Lexique stratigr. intern., 1956).

Однако геология Индокитая до настоящего времени изучена еще весьма неполно и неравномерно. Подавляющее большинство первичных полевых исследований имело стратиграфический характер, а морфология тектонических структур для этой территории в литературе почти не описана. Отсюда — невозможность выделения при тектоническом районировании и сколько-нибудь удовлетворительного описания отдельных структурных зон; даже структурные привязки отдельных стратиграфических разрезов в большинстве случаев оказываются весьма затруднительными.

Учитывая неполноту, часто узкую специфику геологических материалов, которыми мы располагали, совершенно необходима была систематизация их на тектонической карте и в тексте, основанная не на каком-

либо одним, пусть важным признаке (морфология структур, угловые несогласия, крупные перерывы в осадконакоплении и т. д.), а на широкой совокупности явлений, когда даже неполный, отрывочный материал мог бы быть использован и находил бы свое место в широких рамках такой классификации.

Наиболее приемлемой явилась методика тектонического районирования по возрасту последней складчатости с выделением структурных ярусов в геосинклинальных породах. Она впервые была предложена А. Д. Архангельским и Н. С. Шатским (1933) и в дальнейшем разработана Н. С. Шатским и его сотрудниками на тектонических картах СССР 1953 и 1956 гг. Основы этой методики и были использованы при разработке общего плана предлагаемого очерка и составлении тектонической карты Индокитая.

Крупным структурным подразделениям рассматриваемой территории — Индосинийскому массиву, Бирманско-Малайской и Северо-Вьетнамской складчатым зонам мезозой, герцинским складчатым зонам посвящены отдельные разделы настоящей главы. При характеристике мезозой Индокитая мы, акцентируя внимание на времени завершающей складчатости, подразделили всю их геологическую историю на: 1) доверхнепалеозойский период (соответствует времени формирования складчатого основания мезозой), 2) период собственно геосинклинального развития мезозой ($Pz_3 - T$) и 3) эпоху формирования мезозойского складчатого сооружения, или орогенную стадию ($T_3 - Cg$). В свою очередь, геосинклинальные образования разделены при описании на два структурных яруса, отвечающих двум разным этапам развития верхнепалеозойских — нижнемезозойских геосинклиналей Индокитая. Индосинийский массив рассмотрен по составляющим его структурным элементам. Раздельно охарактеризованы фундамент и чехол массива.

Отдельно описаны кайнозойские наложенные впадины Индокитая, образование которых соответствует новому, неотектоническому этапу развития данного региона.

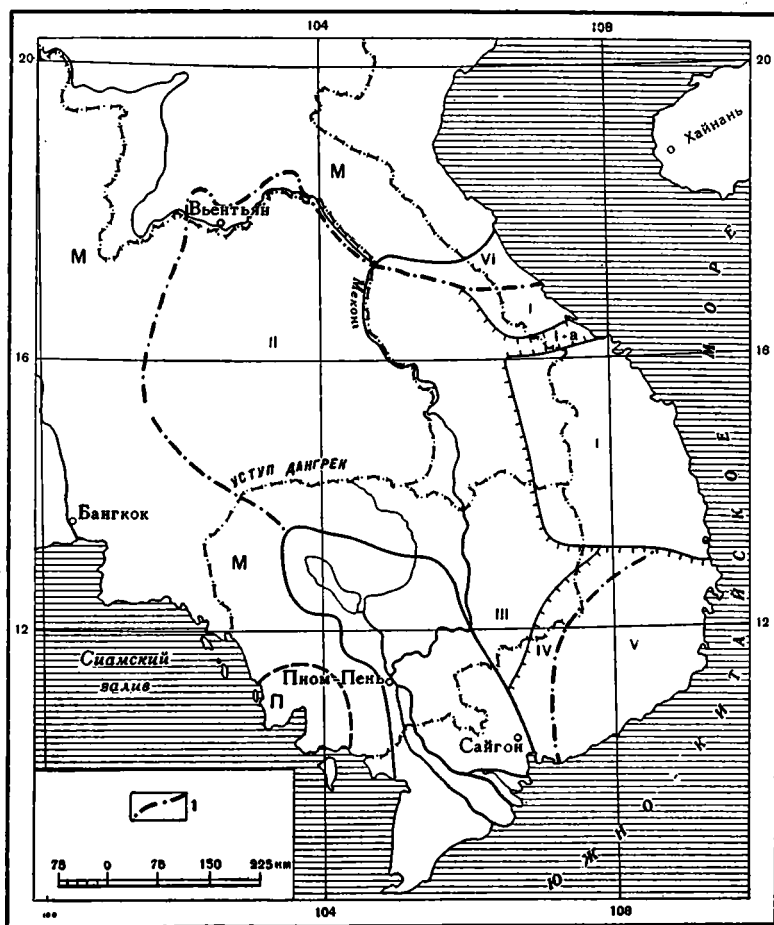
Все названные тектонические единицы и подразделения геологической истории Индокитая отражены на тектонической карте (см. приложение).

ДОКЕМБРИЙСКИЙ ИНДОСИНИЙСКИЙ МАССИВ

Индосинийский массив занимает пониженные районы Таиланда, Камбоджи, а также области плоскогорий на юге Лаоса и в центральной части Вьетнама. С запада, северо-востока и юго-востока массив обрамлен горными цепями мезозойских и герцинских складчатых сооружений Центрального и Восточного Индокитая (фиг. 8). Это крупный тектонический элемент, протягивающийся с севера на юг на 1000 км, а с запада на восток на 750 км. Вероятно, часть массива скрыта под водами Южно-Китайского моря.

Индосинийский массив приблизительно в указанных границах выделен уже давно. Он упоминается Э. Зюссом под названием «масса Камбоджи» (Suess, 1902). Фромаже (1939, Fromaget, 1952₁) и другие французские геологи называют его «платформой Индосинии» или «массивом Индосинии».

Массив имеет двухъярусное строение: поверх метаморфического фундамента залегают неметаморфизованные или слабо измененные породы чехла. На востоке докембрийский фундамент обнажается на поверхности, образуя Контумский выступ — крупный приподнятый по разломам блок древних кристаллических пород. Большая западная часть массива опущена и перекрыта пологозалегающими палеозойскими и



Фиг. 8. Схема структурного районирования Индокитайского полуострова.

1 — границы Индосинийского массива. Цифры на карте: I — Контумский выступ; Ia — прогиб Ан-Диём. Погруженные части Индосинийского массива: II — северный блок; III — южный блок; IV — Кохинхинский прогиб. Зоны герцинских складчатых сооружений: V — Южно-Аннамская; VI — Гуэ-Такеская. М — мезозойские складчатые сооружения; П — Пурсатский массив

более молодыми отложениями. Она также имеет глыбовое строение и состоит из глубоко погруженного южного блока, расположенного к югу от уступа Дангрек, и северного блока (территория плато Корат), промежуточного по высотному положению между наиболее высоко поднятым Контумским выступом и опущенным южным блоком.

Контумский выступ занимает территорию Центрального Вьетнама и прилегающей части Южного Лаоса. Выступ протягивается в длину на 400 км при средней ширине 200 км. Его восточный край оборван берегом моря. В плане выступ имеет прямоугольные очертания, что подчеркивает его блоковую природу. Почти целиком Контумский выступ сложен древними кристаллическими образованиями фундамента Индосинийского массива и изверженными породами разного возраста.

Название «массив Контум» предложено Э. Сореном (Saurin, 1935), так как значительная часть территории этого блока занята Контумским плато. Ранее Ф. Блондель (Blondel, 1927) для данной структуры употребил название «Центральный Индокитайский массив» и несколько

позднее — «Аннамия». Эти же названия сохранил в своей работе Ж. Оффе (Hoffet, 1933).

Внутренняя структура Контумского выступа неоднородна. На севере к нему относится горстовое поднятие Бак-Ма — полоса кристаллических образований, протягивающаяся от г. Турана до г. Чепона и отчлененная от основной части выступа мезозойским наложенным прогибом Ан-Диём. По западной периферии Контумского выступа, вдоль ограничивающего его тектонического шва, протягивается узкий прогиб, заполненный породами палеозойского и мезозойского возраста.

Наиболее полно описаны метаморфические породы южной половины Контумского выступа (Saurin, 1935, 1944). Ниже приводится таблица метаморфических образований этого района по Э. Сорену (1944, стр. 89).

Метаморфические серии

Первичный состав метаморфических серий

Архей

- | | |
|--|---|
| I. а) Известковисто-щелочные ортогнейсы (редки). | Известково-щелочные граниты. |
| б) Амфиболовые, гранатовые и биотитовые парагнейсы с орто- и параамфиболитами. | Сланцы с пропластками известняков и мергелей. Габбро-диоритовые интрузии. |

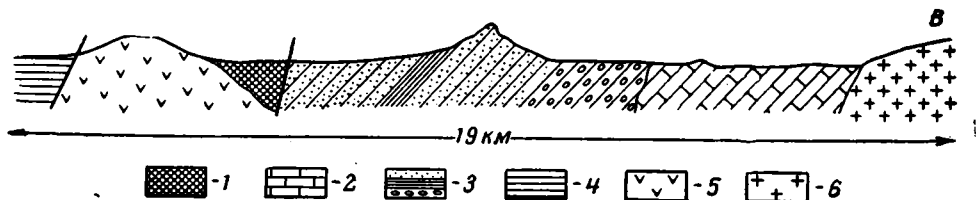
Протерозой

- | | |
|--|--|
| II. Слюдяные сланцы: двуслюдяные силлиманитовые, дистеновые, гранатовые, графитовые; содержат пропластки кварцитов, орто- и парапироксенитов, циполинов и параамфиболитов. | Глинистые сланцы, иногда углистые, с редкими пропластками песчаников, доломитизированных известняков, часто окремненных, и мергелей. |
| Пропластки ортогнейсов пегматитового и аплитового состава | Гранитные жилы с прожилками пегматитов и аплитов. Интрузии диоритов, габбро, излияния и прожилки андезитов — базальтов. |
| III. Разгнейсованные граниты | Граниты. |

Выше залегают палеозойские метаморфизованные и осадочные породы.

Метаморфические породы очень сложно дислоцированы. По данным Э. Сорена и Ж. Оффе, в них преобладают субмеридиональные простирания и большое значение имеют разрывные нарушения. Разделение этих пород на архейские и протерозойские условно. Определения их абсолютного возраста отсутствуют.

Наряду с описанными докембрийскими кристаллическими образованиями, к фундаменту Индосинийского массива нами условно отнесены сильно метаморфизованные породы неясного возраста — «серия Бо-Кхам» Э. Сорена (Saurin, 1935). Они залегают в основании геологического разреза плато Плей-Ку в юго-западной части Контумского выступа и представлены переслаивающимися пироксеновыми, амфиболовыми и биотитовыми парагнейсами, мраморизованными известняками, пироксенитами и амфиболитами. По степени измененности и составу эти



Фиг. 9. Геологический разрез через район среднего течения р. Се-Камане — окрестности г. Брао (Hoffet, 1933)

1 — слюдяные сланцы; 2 — известняки среднего девона; 3 — песчаники, пудинги и сланцы с растениями вестфало-стефанского времени; 4 — отложения лейаса; 5 — риолиты; 6 — граниты

породы Э. Сореном весьма условно сопоставляются с нижнепалеозойской (?) серией Далат Южного Вьетнама, а также с кембро-силуром (?) Северного Индокитая и Западной Камбоджи. Нам представляется, что на данной стадии изученности породы серии Бо-Кхам нецелесообразно отделять от метаморфических образований фундамента Индосинийского массива.

Палеозойские осадочные отложения известны по западной периферии Контумского выступа. Они залегают в упоминавшемся выше узком приразломном прогибе вдоль крупного тектонического шва, отделяющего выступ от погруженных частей Индосинийского массива. Наиболее древними из обнажающихся в прогибе пород являются среднедевонские фаунистически охарактеризованные (Hoffet, 1933) песчанистые известняки с прослоями песчаников и сланцев. Выходы этих пород на поверхность образуют прерывистую субмеридиональную полосу протяженностью 170 км и известны между долинами рек Нам Конг и Се Сон, в районах городов Брао, Дан Да и Лук Тун Ка (Carte Géologique de l'Indochine, 1952; Hoffet, 1933). Среднедевонские породы смяты в складки с углами падения на крыльях до 45—50°. Мощность их 2000—3000 м.

На среднедевонских породах в северной половине прогиба с размывом и конгломератами в основании разреза залегает мощный песчано-сланцевый континентальный комплекс пропластками углей и остатков растений вестфало-стефанского (C_2 — C_3) облика (фиг. 9). Эти континентальные отложения также значительно дислоцированы.

Дислоцированность и большие мощности среднедевонских и более молодых палеозойских пород следует объяснять их структурной приуроченностью к зоне разлома. Последняя сохраняла повышенную подвижность и в дальнейшем. Так, например, по этой зоне морская трансгрессия лейасового времени проникла далеко в глубь Индосинийского массива. Меридиональная полоса выходов морских слабоскладчатых сланцев с нижнеюрской фауной пересекает реки Се Сон и Се Камане в среднем течении.

Мезозойские отложения на Контумском выступе известны в пределах широтного наложенного прогиба Ан-Диём, отделяющего от основной части выступа его северное окончание — горстовое поднятие Бак-Ма (см. фиг. 8). Видимый разрез прогиба складывается рэт-лейасовыми отложениями мощностью более 2500 м (Lexique stratigr. intern., 1956; Hoffet, 1933). Рэтские отложения представлены песчаниками и сланцами, часто красноцветными, с пластами конгломератов. Толща содержит прослой углей с флорой рэтского возраста (у Нонг Сона — Hoffet, 1933) и дислоцирована. По описаниям Оффе, эти отложения литологически не отличаются от горизонтально залегающих красноцветов в других районах Индосинийского массива. К лейасу относятся кремнистые пудинги, песчаники, известковистые сланцы. В основании этой

толщи найдена морская фауна, свидетельствующая о кратковременной трансгрессии моря в лейасе. Большие мощности рэт-лейасовых отложений в прогибе Ан-Диём свидетельствуют о том, что эта структура интенсивно развивалась в верхнем триасе — нижней юре. Оговоримся, однако, что время заложения прогиба остается недостаточно ясным, так как Оффе указывает по его северному борту три мелких выхода сильнокладчатых, предположительно среднепалеозойских немых известняков и сланцев. Кроме того, к северу от г. Саравана, уже на некотором удалении от края Контумского выступа на непосредственном продолжении прогиба Ан-Диём известны морские известняки с фауной верхней части карбона — нижней перми. Простирающие известняки широтное, углы падения — до 40°. Отложения, заполняющие прогиб Ан-Диём, также смяты в складки широтного простираения. Отметим, что одновозрастные образования вне прогиба (например, морской лейас к востоку от г. Аттопе) залегают почти горизонтально. Это обстоятельство, а также тот факт, что на коротком расстоянии от краев прогиба кристаллические породы его фундамента опущены на глубину в несколько километров, позволяют предполагать большую роль разломов в происхождении и формировании прогиба Ан-Диём. Более молодые образования на Контумском выступе представлены почти исключительно кайнозойскими базальтами и рыхлыми речными и морскими наносами.

Западные блоки Индосинийского массива. В пределах погруженных западных блоков Индосинийского массива выходы нижнего и среднего палеозоя редки и невелики. Все они располагаются на территории Северной и Северо-Восточной Камбоджи между 13°15' и 14° с. ш., в пределах зоны вероятного сочленения северного и южного блоков массива. На тектонической карте показаны лишь наиболее крупные из этих выходов. Опишем некоторые из них. В Северной Камбодже, в 10 км к северу от г. Стунг-Тренга, на протяжении около 40 км обнажаются слабо метаморфизованные кварцитовые сланцы и кварциты с биотитом. Из этих пород Фромаже в 1932 г. определил *Asaphiscus aff. gregarius*, а позднее — *Crusioia cebes* Wabc. (предварительное определение) (Fromaget, 1937; Saurin, 1955). Названные формы трилобитов Фромаже считает близкими к среднекембрийским трилобитам Северной Америки и Северного Китая. Эти кембрийские образования залегают почти горизонтально. В нижнем течении р. Срепок и у слияния ее с р. Се Сон находятся два небольших (протяженностью несколько километров каждый) выхода среднепалеозойских фтанитов с радиоляриями, перекрытых верхнепалеозойскими — триасовыми отложениями и мезозойскими порфиритами. Известны и другие более мелкие обнажения фтанитов (Saurin, 1935). Залегание пород во всех этих выходах близко к горизонтальному.

Отметим, что уже давно Фромаже, изучая состав верхнепалеозойского-мезозойского чехла погруженных частей Индосинийского массива, пришел к выводу о существовании древнего кристаллического фундамента массива. Он писал: «...почти целиком кристаллическая гранитная и гнейсовая природа остова не вызывает здесь (в Таиландо-Камбоджийской погруженной области массива. — Е. П.) никакого сомнения; она подтверждается основной песчано-сланцевой серией индосинииз, которая состоит главным образом из щелочного полевого шпата и постоянно присутствующих более редких, часто перекристаллизованных плагиоклазов, слюд, турмалинов, циркона и т. д.» (Фромаже, 1939, стр. 492). Учитывая это, а также почти горизонтальное залегание нижне- и среднепалеозойских пород погруженных районов Индосинийского массива, мы принимаем гипотезу о докембрийском возрасте фундамента массива. Однако, поскольку выходы палеозойских пород сосредоточены лишь в небольшой части массива, наше суждение о возрасте фундамента не является окончательным.

Упомянутые ниже- и среднепалеозойские породы образуют нижний структурный ярус чехла Индосинийского массива. Верхний структурный ярус чехла включает мощные, преимущественно континентальные отложения, известные под названием индосинийских. Они имеют широкое распространение. Накопление индосинийского комплекса охватывает среднекаменноугольное — верхнемеловое время (Фромаже, 1939; Lexique stratigr. intern., 1956). По отношению к верхнетриасовой складчатости Фромаже разделил индосинийский комплекс на три серии — до складчатую, одновременную со складчатостью и послескладчатую, характеризующиеся несколько различным литологическим составом и отделенные одна от другой перерывами в осадконакоплении. Наибольшим распространением пользуются верхнеиндосинийские отложения. Средняя серия индосинийского комплекса занимает значительные участки лишь в Восточной Камбодже, где известны мелководные песчаники и сланцы анизийского — норийского возраста, охарактеризованные ископаемой флорой и фауной. Возраст большого поля красноцветов с *Araucarioxylon* к югу от р. Срепок условно считается норийским (Lexique stratigr. intern., 1956), но палеонтологически не доказан. Породы нижней серии известны в нескольких местах: в Восточной Камбодже, в Северной Камбодже в районе г. Стунг Тренга, в Южном Лаосе к востоку от г. Саравана.

Нижняя серия индосинийского комплекса включает породы, отжившиеся в промежутке от конца московского века до карнийского века и соответствует периоду между герцинской и мезозойской складчатостями в окружающих массив геосинклиналях. Серия трансгрессивно залегает на всех подстилающих образованиях и представлена преимущественно разноцветными песчаниками и сланцами, иногда угленосными. В ее составе известны линзы морских песчаников и известняков с фузулинами и брахиоподами (к востоку от г. Самбура и т. д.), а также покровы изверженных пород — андезитов, дацитов и риолитов.

Накопление средней серии индосинийских отложений приблизительно отвечает времени активной верхнетриасовой складчатости (верхняя часть карнийского века — норийский век) в геосинклиналях. Эти отложения почти целиком представлены так называемыми «нижними красноцветами»: разноцветными глинами и песчаниками, иногда углистыми или заглипсованными. Для средней серии характерно большое число локальных перерывов в осадконакоплении.

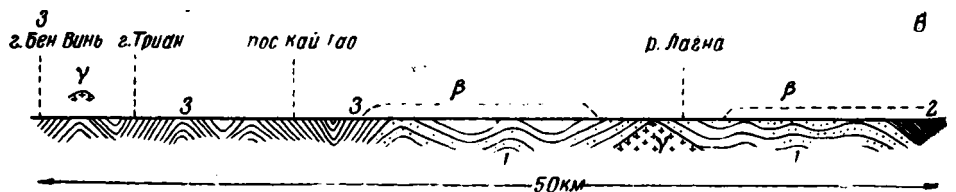
Верхнеиндосинийские отложения сложены континентальными породами рэта, юры и мела. Они состоят из угленосных, красноцветных («верхние красноцветы») отложений, «верхних песчаников» Лаоса, Камбоджи, Южного Вьетнама и т. д.

Суммарная мощность всех трех серий разными авторами оценивается по-разному и, по-видимому, возрастает на востоке погруженной части Индосинийского массива. В Нижнем Лаосе между городами Сараваном и Чепонм и на плато Боловен мощность одних только «верхних песчаников» достигает 2000 м (Lexique stratigr. intern., 1956).

Залегание индосинийского комплекса на Индосинийском массиве, исключая приразломные зоны (например, перемятый триас в районе г. Бан Дона по границе с Контумским выступом), близко к горизонтальному.

Особым структурным элементом чехла Индосинийского массива является Кохинхинский прогиб. Он расположен на юго-востоке массива, огибая герцинскую зону Южного Вьетнама (см. фиг. 8). Возможно, что этот прогиб частично находится на герцинском складчатом основании.

Наиболее древние породы обнажаются в Кохинхинском прогибе вдоль его восточного борта. Это верхнекаменноугольные — пермские кон-



Фиг. 10. Схематический геологический разрез через Кохинхинский прогиб, приблизительно вдоль долины р. Доннаи (Saurin, 1935).

1 — песчано-сланцевый комплекс (C_3-P); 2 — сланцы (Т); 3 — тоарские отложения (J_1^3); γ — монцитонитовые граниты; β — покровы базальтов

гломераты, песчаники и сланцы. Однако в верхнем палеозое прогиб, как окончательно оформившаяся структура, еще не существовал, так как разновозрастные отложения в тех же фациях и значительной мощности имеются на плато Джиринг в пределах Южно-Вьетнамского поднятия. В конце перми — начале мезозоя территория прогиба, по-видимому, была приподнята; здесь широко развиты дациты и риолиты этого возраста. Интенсивные прогибания начались со среднего (?) — верхнего триаса, когда отлагались преимущественно глинисто-песчанистые осадки, в нижней части содержащие аммониты, а выше (у пос. Та Ле) — ископаемую флору и фауну карнийского яруса (Saurin, 1935). Эти триасовые отложения несогласно залегают на подстилающих породах. В верхах триаса известны красновцы. Наблюдается общее погружение обломочного материала в сторону Южно-Вьетнамского поднятия, бывшего областью сноса. Выше выделяются рэт-лейасовые (возможно, более молодые¹) кремнистые «верхние песчаники» с остатками окремнелой древесины. Они встречены к востоку от пос. Тэ Нан и в других местах. На юге и в северной части прогиба известны морские глинистые сланцы с прослоями песчаников и фауной тоарского возраста (в частности, в долине р. Сонг-Ба) (Saurin, 1935, 1956₂).

«Распределение этих выходов (морского лейаса, — Е. П.), — писал Сорен, — указывает на то, что в конце лейасового времени море заполняло борозду, которая отделяла Южно-Аннамский (Южно-Вьетнамский. — Е. П.) массив от массива Камбоджи. Эта борозда Верхней Кохинхины, отмеченная палеонтологическими находками и серыми немymi сланцами, простиралась от западных границ Дарлака, даже западного края плато Плей-Ку до пос. Бан Дон» (Saurin, 1935, стр. 163).

Осадочные отложения прогиба на больших площадях перекрыты покровами кайнозойских базальтов.

Отложения, заполняющие Кохинхинский прогиб, смяты в складки, параллельные краям сопредельного герцинского Южно-Аннамского поднятия. Складки преимущественно симметричные, с углами падения на крыльях в несколько десятков градусов (фиг. 10).

Индосинийские отложения, кратко охарактеризованные выше, изучались авторами термина «индосиниазы» — французскими геологами, главным образом, только на территории бывшего французского Индокитая (Вьетнам, Лаос, Камбоджа). Однако в пределах северного блока Индосинийского массива, на плато Корат (территория Таиланда) широко распространены весьма сходные мезозойские обломочные отложения, известные здесь под названием «серия Корат».

¹ Севернее, в среднем течении Се Конга, «верхние песчаники» перекрывают отложения ааленского яруса (Lexique stratigr. intern; 1956).

Н. Джалиханом и др. (La Morgeaux а. о., 1958) опубликован следующий сводный разрез этих отложений (снизу вверх):

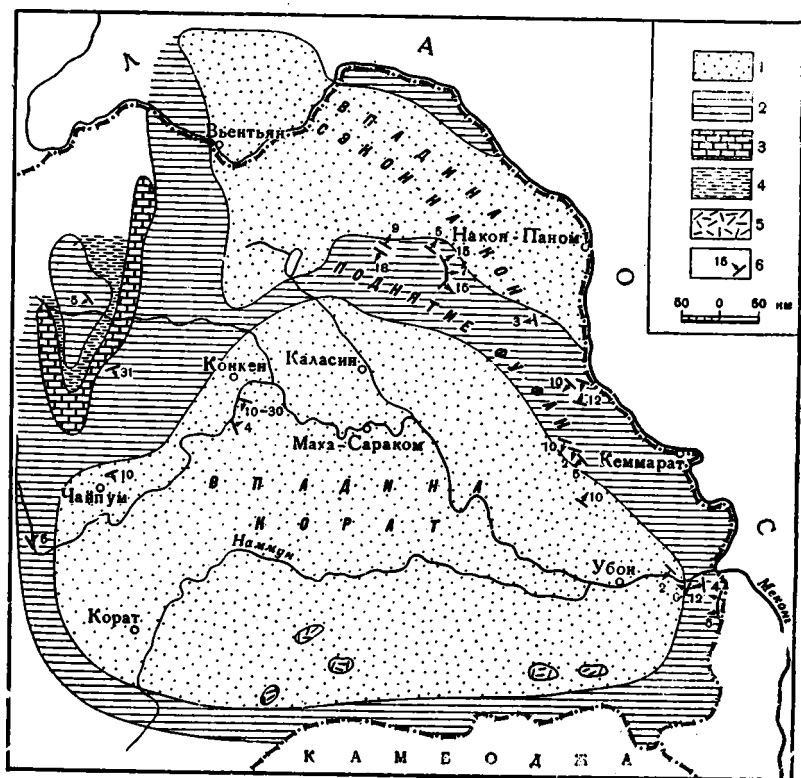
1. Слои Фу Каданг. Базальные конгломераты с валунами кварцитов. Разноцветные неяснослоистые глинистые сланцы; местами они белые, узловатые. Содержат прослои красных аркозовых песчаников. Мощность 400—480 м.

2. Горизонт Пра Вихэн. Разноцветные песчаники, косослоистые, твердые, средне- и мелкозернистые. Местами переслаиваются с тонкими пропластками глинистых сланцев. Мощность 450—500 м.

3. Горизонт Фу Фан. Белые, светло-серые и рыжеватые песчаники, массивные косослоистые конгломераты. Галька кварца, полевошпатовых пород, обсидиана. Пески аркозовые и кварцевые. Мощность 300 м.

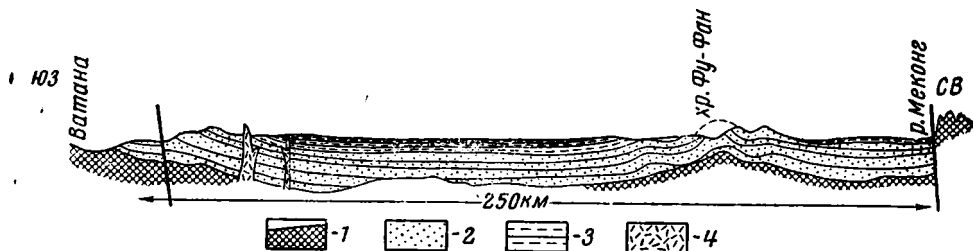
4. Песчаники рыжеватые и красноватые, мелко- и среднезернистые. Переслаиваются с пятнистыми серыми и оранжевыми сланцами. Мощность не установлена.

Распространение и залегание перечисленных стратиграфических подразделений показано на схематической геологической карте плато Корат и геологическом профиле через плато (фиг. 11 и 12). Описанные породы вдоль западного края плато с перерывом залегают на пермских известняках серии Рэт Бурн. На самом плато они прорваны дайками третичных базальтов и частично перекрыты кайнозойскими рыхлыми осадками.



Фиг. 11. Схематическая геологическая карта плато Корат (La Morgeaux и др., 1958, с изменениями Е. С. Постельникова).

Мезозойские-нижнетретичные (?) отложения: 1 — песчаники и сланцы (соответствуют слою 4 стратиграфического разреза на стр. 36); 2 — разноцветные песчаники, конгломераты и глинистые сланцы (горизонты Фу Фан, Пра Вихэн и Фу Каданг); 3 — известняки Рэт-Б (Р), кристаллические серые известняки; 4 — серия Канханабури (S, D и C1), глинистые сланцы и песчаники, местами метаморфизованные до филлитов, кварцитов и шиферных сланцев; прослои известняков; 5 — базальтовые дайки и лавы (Tr); 6 — простирации и падения слоев



Фиг. 12. Профиль через плато Корат (Lee, 1927)

1 — палеозой; 2 — серия Корат, нижнее подразделение; 3 — серия Корат, верхнее подразделение; 4 — базальты

Из палеонтологических находок в составе описанных отложений на плато Корат встречаются лишь окаменелые остатки растений, преимущественно древесины. Поэтому мнения о возрасте пологозалегающих континентальных толщ плато Корат расходятся.

Многие авторы считают, что к серии Корат относятся не только упомянутые выше отложения в северной части Индосинийского массива, но также мезозойские породы, развитые в горных складчатых областях северо-западного Таиланда и простирающиеся отсюда на юг, вдоль западного побережья Сиамского залива (Geologie reconnaissance, 1953). Данные о возрасте этих пород без веских оснований переносятся на отложения серии Корат, распространенные на плато и очень скудно палеонтологически охарактеризованные (Brown a. o., 1951; Lexique stratigr. intern., 1956; La Moreaux a. o., 1958, и др.). Соответственно, время образования континентальных толщ плато Корат эти авторы чаще всего считают триасово-юрским или даже пермским-меловым (Lexique stratigr. intern., 1956). Однако объединение в единую серию складчатых, нередко морских нижнемезозойских пород (средний структурный ярус мезозойд), преимущественно континентальных пологоскладчатых толщ верхнего мезозоя, развитых в межгорных впадинах Западного Таиланда (орогенный ярус мезозойд), и субгоризонтальных отложений плато Корат — ошибочно. Отсюда и возрастная синхронизация этих пород в том виде, как это указано, неправомерна.

Другое мнение о возрасте серии Корат высказал В. Креднер (Brown, 1938, стр. 55). Он писал, что нескладчатые, горизонтально залегающие отложения, развитые на обширной площади плато Корат, на северо-западе этого района несогласно перекрывают более древние дислоцированные породы. Это несогласие отвечает, по мнению Креднера, времени гималайской складчатости. Поэтому накопление отложений серии Корат должно, по Креднеру, относиться к средне- или позднетретичному времени. Как видим, эта точка зрения также не сопровождается убедительной аргументацией.

Проблему возраста серии Корат подробно разбирает Т. Кобаяси (Kobayashi, 1960). По его мнению, одной из причин отнесения серии Корат к триасу — юре было сопоставление ее по возрасту с индосинийскими складчатыми отложениями Луан Прабана (Северный Лаос). В последних была найдена раннетриасовая рептилия *Dicynodon incisum*. Кобаяси указывает на несостоятельность таких сопоставлений. По его просьбе И. Окура были определены собранные, по-видимому, из горизонта Пра Вихэн на плато Корат у городов Корат, Чайафум и Каласин *Araucarioxylon* (?) и несколько дикотиледонов. По характеру этих окаменелостей И. Окура отнес их к меловым или третичным. На этом основании Кобаяси делает вывод, что «нескладчатая серия Корат на плато (горизонт Пра Вихэн) — неморские отложения, не древнее сред-

него мела. Поэтому правильнее исключить морские триасовые и юрские отложения средней и западной зон (Западный Таиланд, мезозойская складчатая зона.— *Е. П.*) из серии Корат» (Kobayashi, 1960, стр. 141).

Из всего сказанного можно заключить, что сведения о серии Корат еще далеко не полны. Очевидно лишь следующее. Во-первых, объединение мезозойских континентальных полого залегающих отложений на плато Корат с мезозоем окружающих складчатых областей в единую серию неправильно, и для сопоставлений их по возрасту достаточных данных нет. Наименование «серия Корат» должно быть сохранено за отложениями, слагающими плато Корат. Во-вторых, из сведений, сообщенных Кобаяси, следует, что верхней возрастной границей серии Корат можно ориентировочно считать меловое, возможно, даже часть третичного времени. Для суждения о нижнем возрастном пределе серии данных пока нет. Дальнейшее уточнение сведений о возрасте серии Корат невозможно без детальной палеофлористической характеристики этих отложений. В-третьих, очевидно, что серия Корат является эквивалентом по крайней мере верхней (юра — мел) серии индосинийского комплекса.

Изверженные породы Индосинийского массива. Гранитные интрузии в пределах Индосинийского массива распространены значительно меньше, чем в прилегающих герцинских и мезозойских складчатых областях. На массиве они являются как бы отзвуками более обширного синорогенного кислого магматизма этих областей.

Среднекаменноугольные известково-щелочные граниты обнажаются на севере Контумского выступа, в горстовом поднятии Бак Ма. О возрасте и составе огромных меридионально вытянутых гранитных интрузий среднего и южного Контума почти ничего не известно. Руководствуясь лишь их более свежим петрографическим обликом, Оффе весьма условно отнес эти граниты к мезозойским (Hoffet, 1933; Lacroix, 1933), хотя не исключается и герцинский их возраст. Пути внедрения гранитов Контума служили крупные меридиональные разломы.

Вблизи границы северного и южного блоков Индосинийского массива, в центральной части провинции Компонг-Том (Северная Камбоджа) расположен гранитный батолит Ровиенг, прорывающий верхнепалеозойские породы. На контактах этой интрузии с карбонатными породами образовались промышленные скарновые месторождения магнетита. На фиг. 32 возраст этого батолита условно показан как триасовый. Можно предполагать, что граниты Ровиенг аналогичны синорогенным верхнетриасовым гранитам в соседней Бирманско-Малайской складчатой зоне мезозонд.

На границе северного и южного блоков массива, к северу от р. Се Конг на продолжении гипотетического разлома уступа Дангрек (см. тектоническую карту) находится крупное поле нижнемезозойских (?) риолитов. Довольно многочисленны штоки основных пород; встречено несколько мелких гранитных тел.

Из эффузивных образований наибольшим распространением на Индосинийском массиве пользуются кайнозойские базальты. Обширные покровы базальтов находятся на юге Контумского выступа, в Кохинхинском прогибе и в Восточной Камбодже. Время излияний по налеганию базальтов на разные горизонты кайнозоя приближенно устанавливается от конца неогена до наших дней (Lexique stratigr. intern., 1956). Известны трещинные излияния и базальтовые потоки, возникшие при извержении вулканов. Большие мощности базальтовых покровов — одно из свидетельств многократности и длительности излияний.

О происхождении Индосинийского массива можно говорить пока лишь в самой предварительной форме. Массив расположен между Индийской и Южно-Китайской древними платформами. Как будет пока-

зано ниже, на территории мезозойско-Бирманско-Малайской складчатой зоны в рифее — раннем палеозое накапливались отложения, близкие к платформенным. Кайнозойские складчатые сооружения Бирмы и Ассамы, отделяющие мезозойские Индокитай от Индийской платформы, также, по-видимому, возникли на платформенном основании (Пушаровский, 1959). Изложенное выше соответствует уже давно высказанной гипотезе о существовании древнего материка Гондваны, поддержанной затем многими исследователями. Мы вправе предположить, что Индосинийский массив в современных очертаниях является крупным останком этой древней платформы, не затронутым более молодыми геосинклинальными режимами.

ЗОНЫ ГЕРЦИНСКОЙ СКЛАДЧАТОСТИ

К зонам герцинских складчатых сооружений принадлежат Южно-Вьетнамская и Гуэ-Такекская. Они занимают небольшие площади соответственно на юго-востоке и северо-востоке Индокитайского полуострова.

Южно-Вьетнамская зона отделена от Индосинийского массива описанным выше Кохинхинским прогибом и кайнозойской Меконгской впадиной. На востоке и юге зона погружается в море. В современной структуре Южно-Вьетнамская зона представляет собой крупное сложное поднятие, которое протягивается с северо-востока на юго-запад на расстояние около 300 км. Наиболее полно Южно-Вьетнамская зона описана в работе Сорена (Saurin, 1935).

Самые древние сильно метаморфизованные образования этой зоны объединены в серию Далат, обнажающуюся в центральных районах (плато Далат) и на юге описываемой территории. Согласно Сорену, сводный разрез этой серии следующий (снизу вверх): 1) тонкослоистые мусковитовые и полевошпатовые сланцы и кварциты; 2) покровы лабрадоритовых андезитов, переходящих в амфиболиты; 3) биотитовые и актинолитовые сланцы и кварциты; 4) в верхах серии — пачки метаморфизованных конгломератов с гальками из пород горизонтов 1 — 3. Для большей части пород серии Далат Э. Сорен предполагает первичноосадочное происхождение.

Породы серии очень сложно перемяты. Представление о характере их дислокаций дает фиг. 13.

О возрасте неомой серии Далат можно судить лишь по следующим косвенным свидетельствам. В районах городов Срэнэ, Сюа-Тэна и т. д. на образованиях серии несогласно залегают среднепалеозойские породы. Серия прорвана каменноугольными гранитными интрузиями. Метаморфизм серии региональный в отличие от контактового метаморфизма палеозойских осадочных пород. Приведенные факты говорят о досреднепалеозойском возрасте серии Далат. По составу пород и стратиграфическому положению эта серия сопоставляется французскими геологами (Lexique stratigr. intern., 1956; Saurin, 1956₁) с «каледонским комплексом» Гублера в Западной Камбодже и условным нижним палеозоем цепи Фан-Си-Пан в Северном Вьетнаме; там эти образования также несогласно перекрыты девонскими — нижнекаменноугольными отложениями и залегают на древних кристаллических породах. Исходя из всего сказанного, Сорен условно считает серию Далат кембрийской.

На серии Далат несогласно залегает широко распространенная в Южно-Вьетнамской зоне мощная толща песчаников, глинистых сланцев и фтанитов с радиоляриями. Это несогласие отчетливо видно в районах Кайон-Кайо, Нуи-Канон и др. Из-за плохой изученности и слабой палеонтологической охарактеризованности стратиграфия песчано-сланце-

вой толщи не разработана. Возраст ее оценивается как девон — нижняя часть карбона прежде всего на основании положения в общем стратиграфическом разрезе. Эта толща перекрывает породы серии Далат и с перерывом и несогласием подстилает верхнепалеозойские отложения. Песчано-сланцевая толща прорвана герцинскими среднекаменноугольными гранитами (C_2^m), о чем свидетельствуют контакты ее с названными гранитами по западному краю Южно-Вьетнамской зоны. В удалении от гранитных интрузий, например на плато Джиринг, описываемые отложения почти не метаморфизованы.

Следует отметить, что среднепалеозойские песчано-сланцевые толщи с радиоляриями вообще имеют в Индокитае значительное распространение (в Западной Камбодже — стр. 59, в Северном Индокитае — стр. 58).

Породы песчано-сланцевой толщи Южно-Вьетнамской зоны собраны в сложные складки преимущественно северо-восточного простирания.

На среднепалеозойских и более древних породах с резким угловым несогласием и конгломератами в основании залегают чередующиеся полевошпатовые песчаники и глинистые сланцы с прослоями известняков. Они перекрывают среднекаменноугольные гранитные интрузии (на плато Джиринг и пр.), чем определяется их нижний возрастной предел. В этих отложениях найдены только плохо определимые остатки растений.

Описываемые отложения дислоцированы значительно слабее подстилающих пород (фиг. 14). Только вблизи зон разрывов они значительно дислоцированы.

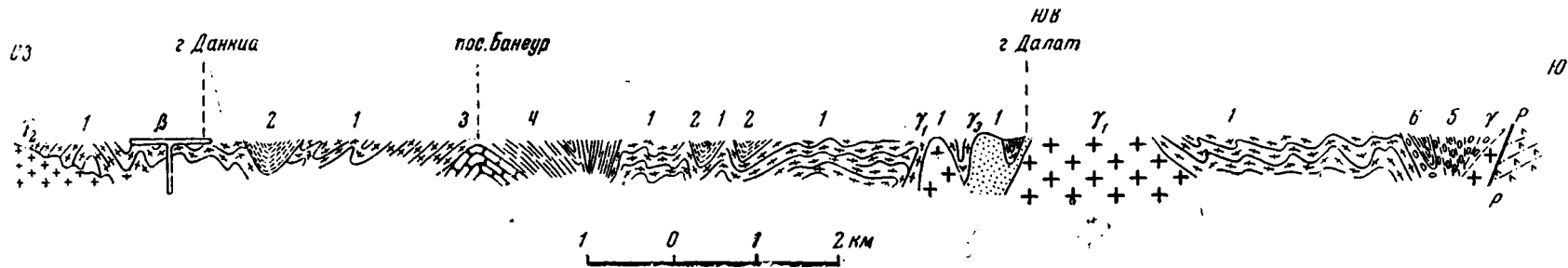
На плато Джиринг выше указанных песчано-сланцевых отложений очень полого залегают красноцветные песчаники и сланцы, в основании которых имеется горизонт конгломератов. Красноцветы переслаиваются с туфами дацитов.

Мощность красноцветов на плато Джиринг достигает 900 м. Возраст дацитов определен как пермский (см. стр. 42), и поэтому красноцветы условно отнесены Сореном к верхнему карбону — перми, а песчано-сланцевый послегранитный комплекс — к верхам московского яруса — началу верхнего карбона.

Описанными отложениями заканчивается стратиграфический разрез пород Южно-Вьетнамской зоны; по-видимому, с конца перми — начала триаса ее территория представляла устойчивую область сноса. Более молодые образования в этой зоне представлены почти исключительно изверженными породами.

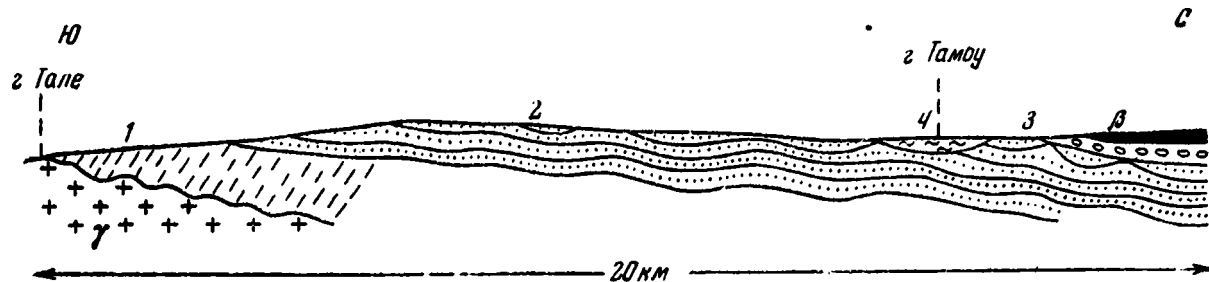
Из приведенного описания следует, что геосинклинальное осадконакопление закончилось на территории Южно-Вьетнамского поднятия отложением мощного среднепалеозойского песчано-глинистого комплекса с радиоляриями (верхний структурный ярус герцинид на тектонической карте). Нижнепалеозойские (?) метаморфизованные образования серии Далат, по-видимому, отвечают начальным стадиям герцинского геосинклинального развития. С заключительным этапом герцинского тектогенеза связаны многочисленные вневдрения среднекаменноугольных гранитов. Полого залегающие верхнепалеозойские отложения относятся уже к орогенному этапу этой герцинской складчатой зоны.

Гуэ-Такекская герцинская складчатая зона расположена между Контумским выступом Индосинийского массива на юге и Северо-Вьетнамской складчатой зоной мезозойда на севере, южнее широты г. Дон-Хой. На поверхности зона выражена в виде полосы девонских и нижнекаменноугольных пород, протягивающихся на 350 км из района г. Гуэ на северо-запад, до г. Такека (Hoffet, 1933, и др.).



Фиг. 13. Геологический разрез в центральной части Южно-Вьетнамского поднятия (Saurin, 1935).

1--5 — серия Далат: 1 — кварциты и сланцы с полевыми шпатами и слюдой; 2 — амфиболовые сланцы и метаандезиты; 3 — кварциты с биотитом; 4 — серицитовые сланцы; 5 — метаморфизованные конгломераты; 6 — сланцы девона — карбона; γ_1 — граниты (C_2^m); γ_2 — монцонитовые граниты; γ_3 — микрограниты; ρ — риолиты, β — базальты; P — разломы



Фиг. 14. Геологический разрез через южную часть плато Джириг между Тале и Тамбу (Saurin, 1935).

1 — сланцы и фтаниты (Pz_2); 2 — песчано-сланцевый комплекс ($C_2 - C_3$); 3 — конгломераты ($C_3 - P$); 4 — глины (N); γ — граниты (C_2); β — базальты (K_2)

Стратиграфический разрез зоны начинается среднедевонскими песчаниками, сланцами и известняками с брахиоподами. Выше согласно залегают верхнедевонские, преимущественно песчанниковые породы. В турнейский век описываемая территория представляла сушу. Карбонатные отложения визе, начинающиеся с конгломератов, известны только к северу от г. Чепона. В целом, по сравнению с более северными выходами разновозрастных пород в пределах Северо-Вьетнамской складчатой зоны, здесь наблюдается общее поглубение фаций палеозоя и их сокращенный разрез. Это указывает на то, что Контумский выступ существовал уже в то время. Герцинские (среднекарбоновые) движения смяли среднепалеозойские толщи Гуэ-Такекского участка в складки северо-западного простирания. После среднекаменноугольного тектогенеза морского осадконакопления в районах Гуэ-Такека не происходило. По-видимому, для этих районов, как и для Южно-Вьетнамской зоны, завершающей была также герцинская складчатость.

Структурное положение по окраине древнего Индосинийского массива, отсутствие в составе пород изверженных образований и простота тектонического строения Гуэ-Такекской зоны позволяют рассматривать ее как внешнюю, миогеосинклинальную зону крупного палеозойского геосинклинального прогиба. Образования внутренних частей этого прогиба в современной структуре слагают выступы основания мезозонид Северо-Вьетнамской складчатой зоны (см. ниже, стр. 76).

Изверженные породы зон герцинской складчатости известны в Южно-Вьетнамской зоне герцинид. Для северной, Гуэ-Такекской зоны укажем только вытянутые в широтном направлении интрузии герцинских (?) гранитов, расположенные по границе с Контумским выступом и, возможно, приуроченные к разломам.

В Южно-Вьетнамской складчатой зоне наибольшее распространение имеют герцинские известково-щелочные гранитные батолиты. Выходы этих гранитов составляют половину всей площади зоны и удлинены, как правило, в северо-восточном направлении согласно с общим простиранием пород. Известково-щелочные граниты метаморфизуют среднепалеозойскую песчано-сланцевую серию с радиолариями, гальки гранитов найдены в основании верхнекаменноугольных — пермских отложений. Принято считать, что эти граниты внедрились в московском веке одновременно с главной фазой герцинского тектогенеза.

Эффузивные породы в Южно-Вьетнамской складчатой зоне также широко распространены. Наиболее древними в этих районах являются андезиты и их туфы. В нескольких местах андезиты перекрывают среднекаменноугольные граниты или секут их в виде жил. Согласно Сорену (Saurin, 1935), андезиты подстилают осадочные породы верхов верхнего карбона, что определяет их возраст как верхнекаменноугольный. В виде ксенолитов андезиты встречены в более молодых дацитах Южно-Вьетнамской зоны. Известны переходные между андезитами и дацитами петрографические разновидности. Все дациты андезитовые; они содержат биотит, роговую обманку или гиперстен. Туфы дацитов в районе г. Драна переходят по простиранию в отложения верхнекаменноугольно-пермского комплекса. Галька дацитов встречена в триасовых конгломератах, но отсутствует в конгломератах самой верхней части карбона. Поэтому возраст дацитов оценивают как пермский (Lexique stratigr. intern., 1956; Saurin, 1935).

Более молодые риолитовые дайки и потоки (преимущественно монцонитовые) петрографически также связаны с дацитами постепенными переходами. Иногда дайки риолитов секут дациты. В западном Дарлаке риолиты перекрываются норийскими отложениями. Поэтому возраст главной части риолитов рассматриваемых районов — нижняя половина триаса.

Возрастной ряд андезиты — дациты — риолиты указывает на развитие вулканизма от основных к кислым породам, охватывая верхнекаменноугольное — триасовое время.

Широкое распространение, особенно в западных районах Южно-Вьетнамской зоны, имеют кайнозойские базальты. На плато Джиринг покровы их имеют мощность 200—300 м (до 375 м у г. Бсара, — Saugin, 1935).

Несомненно, что геосинклинальные условия в нижнем и среднем палеозое распространялись далеко на север от Индосинийского массива (Хуан Цзи-цин, 1952,¹ 1960, и др.). Основная часть этих герцинских зон снова стала ареной проявления геосинклинальных процессов в верхнепалеозойское — нижнемезозойское время. На территории Индокитая только два описанных выше района, расположенных на внешнем крае герцинской геосинклинали, превратились в герцинские складчатые сооружения.

ЗОНЫ МЕЗОЗОЙСКОЙ СКЛАДЧАТОСТИ

Мезозойские складчатые зоны занимают основную часть территории Индокитая. Одна из них, Бирманско-Малайская, огибает с запада Индосинийский массив; другая зона, Северо-Вьетнамская, прилегает к массиву с северо-востока. Обе зоны в северном направлении протягиваются за пределы Индокитая, на территорию Китайской Народной Республики. К северу от Индосинийского массива зоны соприкасаются: граница между ними фиксируется шаарунгом — меридиональной полосой с многочисленными разрывами, интрузиями, участками дробления и быстрой смены простираций пород. Шаарунг расположен на стыке северо-западных и северо-северо-восточных структурных направлений названных складчатых зон.

Бирманско-Малайская складчатая зона

Мезозойские сооружения Бирманско-Малайской складчатой зоны занимают территорию Центрального Индокитая. Они составляют часть огромной полосы мезозойд Юго-Восточной Азии. В южном направлении через мелководье Зондского шельфа мезозойды Центрального Индокитая простираются на северо-восточную окраину о-ва Суматра, («Оловянные острова») и, протягиваясь далее на юго-восток, захватывают западные районы о-ва Калимантан. В северном направлении Бирманско-Малайская зона продолжается в Юннань, затем зона мезозойд поворачивает на запад и огибает с юга Тибетский массив.

Структурными ограничениями Бирманско-Малайских мезозойд на востоке являются Индосинийский массив и упомянутый выше шаарунг. На западе к описываемой зоне примыкают кайнозойские тектонические структуры Бирмы — Индонезии. Границей между ними на суше является глубинный шов, морфологически выраженный сбросовым уступом вдоль западного края Шаньского плато.

Структуры Бирманско-Малайской складчатой зоны не изучены и поэтому сколько-нибудь удовлетворительное тектоническое районирование этой территории в настоящее время невозможно. Укажем только, что наиболее приподнятые и глубоко эродированные участки, сложенные образованиями верхнего докембрия — нижнего палеозоя, почти непрерывной полосой протягиваются на западе зоны от 8° с. ш. на север, до западных окраин Шаньского плато включительно. В направлении на восток зеркало складчатости погружается, и на поверхности об-

¹ В работе Хуан Цзи-цина, изданной в 1952 г., автор ошибочно назван Хуан Бо-цинем.

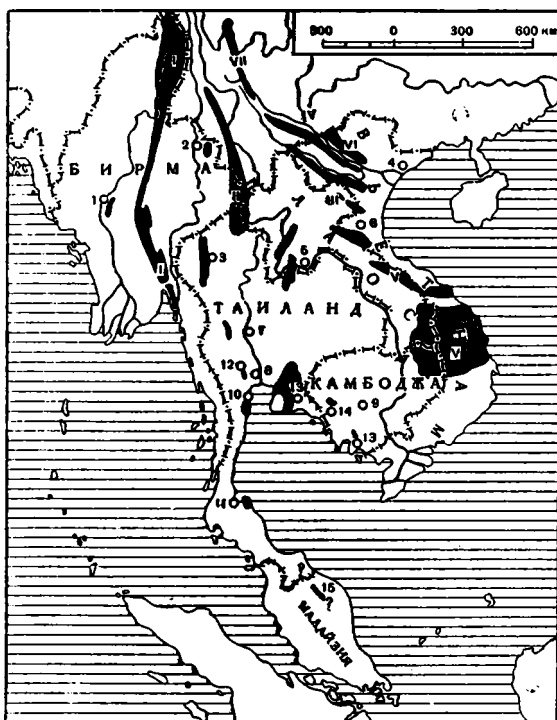
нажаются более молодые палеозойские и мезозойские породы. Общее меридиональное простираие Бирманско-Малайской зоны осложнено довольно резкими коленообразными изгибами, разделяющими зону на отрезки северо-западного и близкого к меридиональному направления. Эти изгибы хорошо прослеживаются по изменению простираий горных хребтов на Малаккском полуострове.

Центральные районы Бирманско-Малайской складчатой зоны скрыты под огромной наложенной четвертичной впадиной бассейна р. Менам — Сиамского залива.

На востоке Бирманско-Малайской зоны в Западной Камбодже предположительно выделен Пурсатский массив. Главным доводом в пользу его существования является резкий поворот структур складчатой зоны и обтекание ими гор Кардамон. Выделение массива условно, так как данные о геологии этих мест очень скудны.

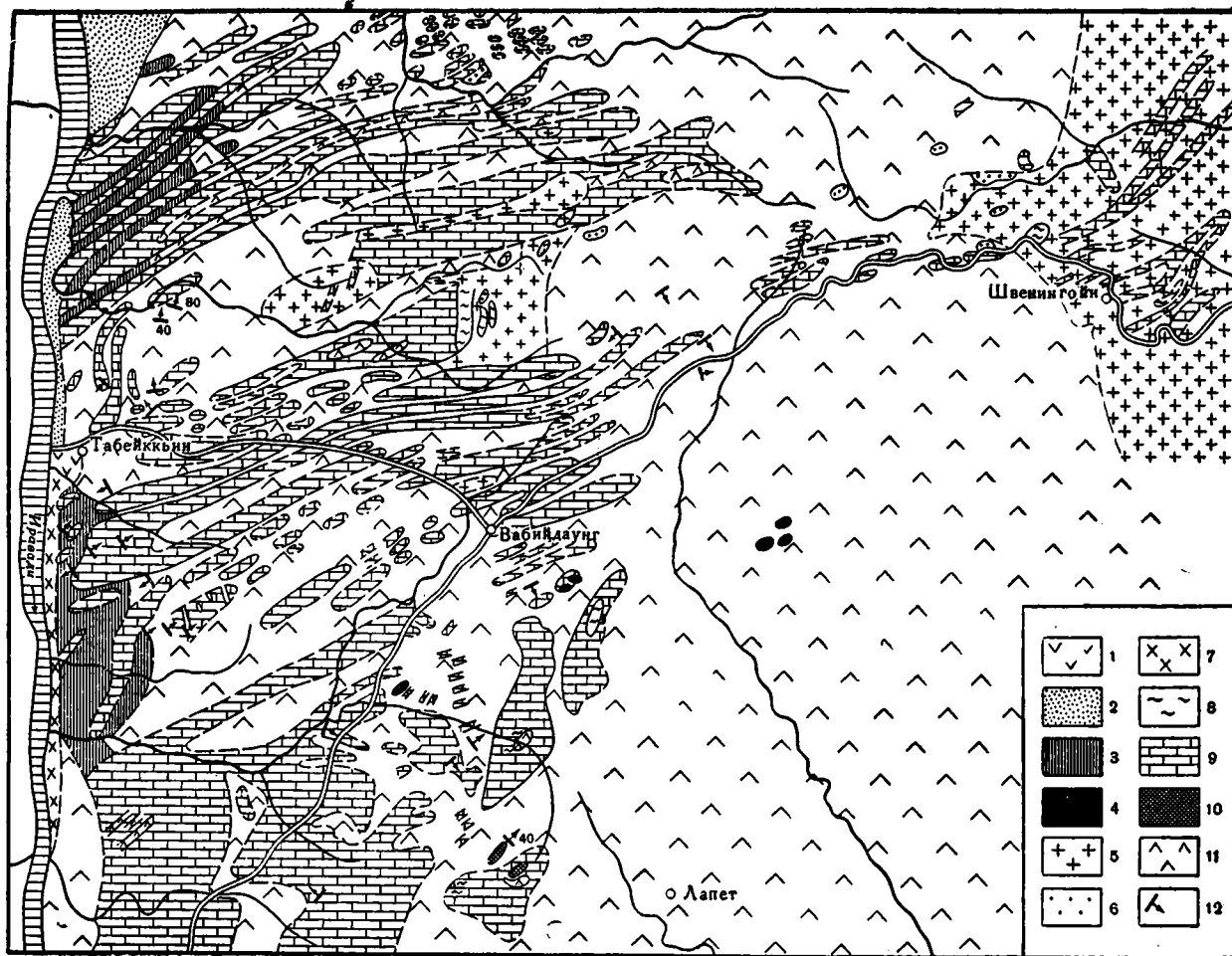
Метаморфические образования

Выходы метаморфических пород широко распространены в северной части Бирманско-Малайской зоны (фиг. 15). Крупнейшие из них образуют протяженные полосы вдоль тектонических швов.



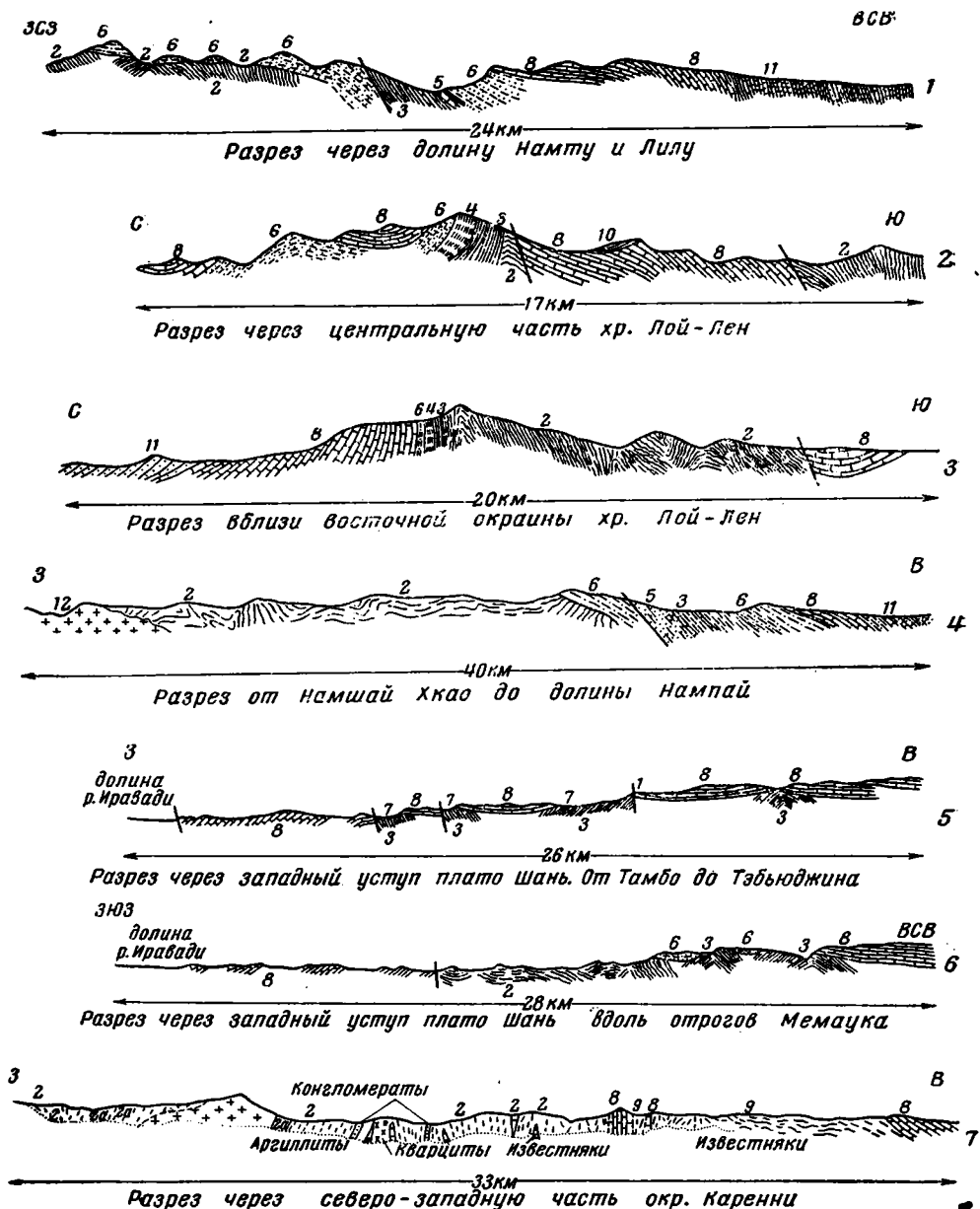
Фиг. 15. Схема расположения выходов метаморфических пород в Индокитае.

Черное — выходы метаморфических пород; I — Центрально-Бирманская метаморфическая зона; II — Меконгская метаморфическая зона; III — зона Черной реки; IV — Айлаошань-Фансипанская метаморфическая зона; V — метаморфические образования Контумского блока; VI — метаморфическая зона «Верхний Сонг-Чай»; VII — Чань-Шаньская метаморфическая зона. Цифры на карте: 1 — г. Чаук; 2 — г. Монлонг; 3 — г. Чиенг-Мей; 4 — г. Ханой; 5 — г. Вьентьян; 6 — г. Кон-Куонг; 7 — г. Рахенг; 8 — г. Бангкок; 9 — г. Пурсат; 10 — г. Рэт-Бури; 11 — г. Сурат-Тани; 12 — г. Канханабури; 13 — г. Кампот; 14 — г. Пайлин; 15 — г. Куала Край



Фиг. 16. Геологическая карта окрестностей г. Табейккын (Iueg, 1953)

1 — аллювий; 2 — серия Ирэвади (N₁-N₂); 3 — роговообманковые гранулиты; 4 — турмалиновые граниты; 5 — граниты Кабейг; 6 — сиениты; 7 — кварциты; 8 — кальцитовые и скаполитовые гнейсы; 9 — кристаллические известняки и кальциферы; 10 — роговообманковые кристаллические сланцы; 11 — нерасчлененные кристаллические породы; 12 — направление и угол падения пород



Фиг. 17. Геологические разрезы для территории Северных Шаньских штатов (1, 2, 3, Брауну, 1917; 7 — по Хобсону, 1941). Горизонтальный масштаб равен вертикальному. ских разрезов обозначено точками с номерами, соответствующими

Цифры на разрезах: 1 — серия Могок; 2 — серия Чаун-Маджи и серия Мавхи в Каренни (Pst—Pz₁?); 3 — серия Наунканджи (0); 4 — слои Хве-Мон (0); 5 — граптолитовый прослой Панса-та Зебинджи (S₂—D₁); 8 — «известняки плато» (D—P); 9 — слои Инью (P); 10 — свита Напен (рэт);

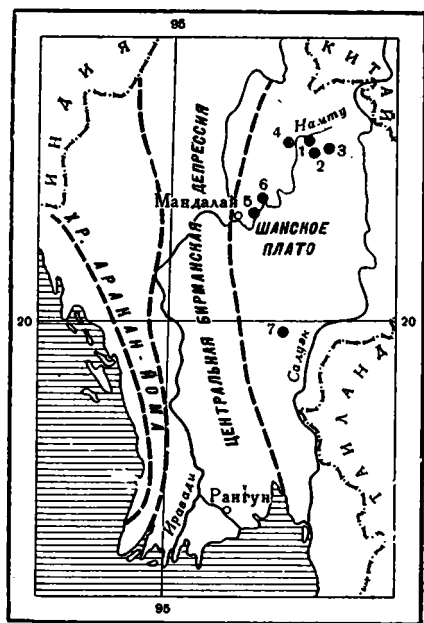
Метаморфические породы Восточной Бирмы представлены серией «гнейсов Могок» («Центрально-Бирманская метаморфическая зона» на фиг. 15¹). Выходы этих кристаллических образований протягиваются

¹ Название описываемой серии метаморфических пород — «гнейсы Могок» — в петрографическом смысле не является строгим, так как серия включает различные по текстуре и составу образования, а не только гнейсы. Первоначально (1895 г.) породы

прерывистой полосой вдоль западного края Шаньского плато от округа Рубиновые копи на севере до района г. Моулмейна на юге, где полоса погружается в море. Сходные породы обнаружены также к северу от г. Бамо. Серия Могок наиболее изучена в округе Рубиновые копи (Juerg, 1953; Kobajashi, 1960). С преобладающими здесь породами среднего состава — биотитовыми гнейсами, кристаллическими сланцами, гранулитами, часто с гранатом — тесно переслаиваются кислые ортопороды: аплитовые граниты, пегматиты и пр. (фиг. 16). В подчиненных количествах встречены пироксеновые гнейсы, амфиболиты и другие основные и ультраосновные образования. С широко распространенными пластами кристаллических известняков связаны месторождения рубинов.

Изверженные породы, относимые к серии Могок, не одновозрастны. Для округа Рубиновые копи, наряду с сненитами и авгитовыми гранитами, участвовавшими в древних складчатостях, установлены послескладчатые основные и кислые интрузии (Juerg, 1953). Возможно, что внедрение этих интрузий произошло в перерыве до начала накопления на древних кристаллических образованиях менее метаморфизованных осадочных отложений.

О возрасте серии Могок известно немного. По степени метаморфизма и составу она сопоставляется с архейскими образованиями Восточных Гат Индостана (Стратиграфический справочник, 1960). В ряде



5, 6 — по Ла Туше, 1913; 4 — по На карте местоположение геологическим номерам разрезов.

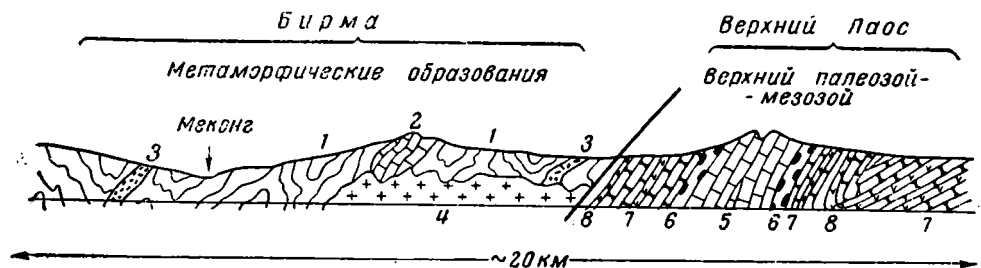
2а — метаморфизованные образования с Пье (S); 6 — слои Намшим (S); 7 — свиты 11 — слои Намьяу (J — Cr?); 12 — граниты

мест на кристаллических породах залегает серия Чаун-Маджи доордовикского возраста. Учитывая также и то, что полоса обнажений серии Могок приурочена в основном к поднятому западному краю Шаньского плато, длительно подвергавшемуся эрозии, можно предположить древний возраст этой серии. Не исключено, однако, что в серию Могок объединены образования разного возраста. Особенно это относится к районам, расположенным южнее 22° с. ш., где кристаллические породы Могок значительно хуже изучены (Clegg, 1937). Высокую степень метаморфизма серии и большое количество тесно чередующегося с парапородами изверженного материала можно объяснить близостью крупного тектонического шва, отделяющего горную область Шань от Центральной Бирманской депрессии.

Известны конкретные примеры постепенного перехода осадочных толщ в образование метаморфической серии Могок. В штате Каренни (Бирма) Э. Г. Хэнкоксом (Hobson, 1941) прослежен переход осадочной серии Мавхи (верхи Rcm — R_z?) к западу в образование метаморфического комплек-

са южного продолжения полосы «гнейсов Могок» (фиг. 17, профиль 7). Хэнкокс пишет: «Восточная граница метаморфического комплекса... яв-

Могок под названием «гнейсовая серия» были описаны Б. Брауном и Дж. Джаддом. Название «гнейсы Могок» окончательно введено в литературу Ла Тушем (La Touche, 1913).



Фиг. 18. Геологический разрез приблизительно по 21° с. ш. на границе Бирмы и Верхнего Лаоса (Hoffet, 1934).

1 — древние слюдяные сланцы и гнейсы, частично ортогнейсы; 2 — диориты; 3 — андезитовые лабрадориты; 4 — граниты; 5 — известняки с криноидеями и редкими мшанками; 6 — конгломераты; 7 — зеленые и голубые сланцеватые песчаники с ископаемыми костями; 8 — андезиты и риолиты

ляется произвольной. Для удобства восточной границей метаморфического комплекса принято считать осадочные породы, в которых содержатся отчетливые вкрапления слюды. Обычно первые признаки метаморфизма — слабая волнистость кливажа в аргиллитах, сопровождаемая появлением глянца (со слюдой или без слюды) на поверхностях кливажа. Далее в глубь комплекса эти признаки сменяются отчетливым появлением слюды на плоскостях отдельности; алевролиты постепенно переходят в слюдяные сланцы» (Hobson, 1941, стр. 136). Далее указывается, что в более южном районе метаморфизмом затронута также палеозойская серия известняков плато. Причиной метаморфизма Г. В. Хобсон и Е. Л. Клегг считают гранитные интрузии.

Приведенные факты заставляют нас предположить, что метаморфические образования Могок в широком смысле (в пределах всей Центрально-Бирманской метаморфической зоны) не являются разновозрастными и объединение их в единую серию лишь на основании значительного метаморфизма производится условно.

Породы серии Могок сильно перемяты. Общие меридиональные простирания их к северу от Мандалая сменяются на северо-восточные.

Метаморфические породы — гнейсы и кристаллические сланцы — обнажаются на восьми небольших участках в Таиланде: к западу от Чиенг-Мей, к югу от Фет-Бури, к северо-востоку от Лоай и т. д. (см. фиг. 15). Все выходы меридионально вытянуты в соответствии с общим структурным планом территории. О возрасте этих кристаллических пород известно, что они вблизи г. Канханабури перекрыты пермскими отложениями. Состав и условия залегания этих образований кратко описаны А. Геймом и Х. Хирши (Heim a. Hirschi, 1939), к западу от г. Рахенга. Они представлены там парагнейсами и слюдяными сланцами, прорванными многочисленными мелкими телами гранитов и пегматитов. Большую роль играет контактовый метаморфизм. Не приводя убедительных доказательств, авторы относят метаморфические породы к докембрию.

По соседству в Тенассериме (Южная Бирма) кристаллические сланцы, гнейсы и разгнейсованные граниты обнажаются на небольшом участке в хр. Дона, округ Амхерст. Г. П. Коттер, описавший эти образования (Cotter, 1924), указывает на резкие отличия гранитов хр. Дона от гранитов, повсеместно развитых в Тенассериме. Прямых данных о возрасте этих кристаллических образований нет. Предположительно Г. П. Коттер сопоставляет их с серией Могок Шаньского плато. Е. Клегг (Clegg, 1953), также посетивший хр. Дона, пишет, что нормальные биотитовые вольфрамоносные граниты образуют восточную

часть хребта, к западу граниты становятся разгнейсованными, сменяясь затем слюдяными сланцами. Клегг считает граниты хр. Дона послетриасовыми. Другие считают некоторые из выходов этих кристаллических образований в Таиланде также относительно молодыми. Характеризуя протяженные обнажения кристаллических пород к западу от Чинг-Мей, В. Срестапутра и другие пишут: «Парагнейсы, по-видимому, произошли путем послышной инъекции гранитного расплава в глинистые сланцы и песчаники, предположительно относимые к серии Канханабури (среднепалеозойского возраста.— Е. П.)» (Sresthaputra, 1956, стр. 44). По свидетельству этих же авторов метаморфические образования, обнажающиеся на большой территории к юго-востоку от г. Бангкока, представлены ортопородами — слюдистыми гранито-гнейсами.

Другая крупная линейная зона метаморфических пород протягивается по границе Бирмы и Верхнего Лаоса, продолжаясь на север в Китай вдоль р. Меконг. Она выделена на фиг. 15 под названием «Меконгская метаморфическая зона». Зона сложена сильно перемятыми и передробленными кристаллическими сланцами, гнейсами, циполинами, эффузивами разного состава (фиг. 18). Большое развитие в пределах зоны, судя по картам Фромаже (*Carte Géologique de l'Indochine*, 1952; Fromaget, 1952₂) и Хуан Цзи-цина (1960), имеют гранитные интрузии. Сложно дислоцированные, по-видимому, разновозрастные метаморфические породы Меконгской зоны надвинуты по разлому на верхнепалеозойские — мезозойские осадочные отложения Верхнего Лаоса (см. фиг. 18).

В южной части Бирманско-Малайской зоны на территории Малайзии до самого последнего времени значительные выходы глубоко метаморфизованных пород не упоминались. Лишь в 1961 г. появилась небольшая статья К. С. Хатчисона (Hutchison, 1961), в которой описывается неширокая (порядка 15 км) полоса метаморфических пород в Келантане, пересекающая р. Сунгай Галас между городами Куала Край и Добонг. Породы представлены гранатсодержащими слюдяными сланцами, в западных выходах — также амфиболитами с эпидотом, полевым шпатом (андезин), редкими гранатами и пиритом. Метаморфические образования простираются меридионально, но из-за плохой обнаженности вне береговых обрывов реки площадное распространение этих пород остается неясным. Для всего метаморфического комплекса на основании замеров углов падения по сланцеватости предполагается антиклинальная структура. К. С. Хатчисон считает возраст этих пород докембрийским по следующим соображениям: 1) на западе и востоке на описываемые метаморфические образования с резким угловым несогласием налегают каменноугольные отложения; 2) при контактовом метаморфизме, связанном с гранитными интрузиями и широко распространенном в горных породах Малайи, степень измененности палеозойских и нижнемезозойских осадочных пород достигает лишь фации зеленых сланцев. Описываемые метаморфические образования не связаны непосредственно с гранитами и, скорее всего, сами представляют измененные основные ортопороды. Метаморфические изменения в них значительно сильнее, чем в породах кембрийского или более молодого возраста в Малайе. По степени метаморфизма и минералогическому составу Хатчисон относит их к ставролит-кианитовой субфации амфиболитовой фации Эскола; 3) к западу от выходов метаморфических образований распространены нижнепалеозойские породы, и появление здесь докембрия не противоречило бы общей геологической ситуации.

В Западной Камбодже кристаллические образования обнажаются к северу от г. Преаса и в районе г. Пайлина (Gubler, 1935) в двух горстовых выступах площадью в несколько десятков квадратных кило-

метров каждый. Южный выход кристаллических пород складывается преимущественно слюдяными, амфиболовыми и прочими сланцами. Он вытянут в субмеридиональном направлении согласно с окружающими структурами. На юго-западе кристаллические породы прорваны интрузией лейкократовых догерцинских гранитов, которые трансгрессивно перекрыты метаморфизованными осадочными породами, предположительно отнесенными Ж. Гублером к каледонскому комплексу. Метаморфические образования северного участка в районе г. Пайлина представлены главным образом ортопородами, сильно передроблены и простираются в широтном направлении. По северной границе они прорваны длинной узкой интрузией герцинских гранитов, внедрившейся; очевидно, по разлому. На кристаллических образованиях Пайлина также несогласно залегают пятна палеозойских (?) пород.

Из изложенного видно, что метаморфические образования Центральной Индокитая относятся к докембрию.

Достаточно обоснован их докембрийский возраст лишь для северной части Центрально-Бирманской метаморфической зоны (район Могока). В большинстве же случаев вопрос о возрасте метаморфических пород Центральной Индокитая нельзя считать однозначно решенным. Поэтому на тектонической карте они изображены как «выходы метаморфических пород разного возраста». В ряде случаев их линейное распространение подчеркивает расположение крупных зон разрывов.

Верхнедокембрийские — палеозойские образования складчатого основания мезозойид

Помимо упоминавшихся докембрийских метаморфических образований, складчатое основание мезозойид сложено осадочными, а также вулканогенными породами, образовавшимися до начала мезозойского геосинклинального цикла осадконакопления. Описание этих пород основания удобно проводить по крупным литолого-стратиграфическим комплексам, обычно выделяемым как серии. При описании из большого числа местных названий серий и толщ мы упоминаем лишь основные. То, что толщи пород, сопоставимые по стратиграфическому положению и литологии, в разных частях Индокитая имеют разные названия, часто вызвано административной расчлененностью этой территории.

Выходы складчатого основания верхнедокембрийского-нижнепалеозойского возраста

В горной системе Центрального Индокитая, протягивающейся на расстояние более 2000 км с севера на юг, выделены следующие верхнедокембрийские — нижнепалеозойские осадочные серии: в Бирме — серии Чаун-Маджи, Мавхи и Мергуи; в Таиланде — серия Пукет; в Малайзии — серия Махинхен.

В Восточной Бирме на кристаллических образованиях серии Могок залегают толщи немых пород, слагающие широко распространенную серию Чаун-Маджи. Породы Чаун-Маджи обнажаются в виде полосы северо-северо-восточного простирания в западной части плато Шань до р. Чаун-Маджи на юге¹. Отложения этой серии в виде крупных горстовидных выступов среди более молодых пород встречены также и восточнее, в хребтах Шаньского плато. Серия сложена разноцветными филли-

¹ Мы почти не располагаем сведениями о распространении древних серий к востоку от р. Салуэн, равно как о геологии этих районов северо-восточной Бирмы вообще. В библиографическом справочнике [Bibliogr. and index Geol. excl. N. America, v. 18, 1953 (1954), стр. 195] приведено указание о работе: «Burma, the Eastern Shan states (miscellaneous notes). Techn. note Geol. surv. India, Strategia branch» № 38, 1944. Статья сопровождается геологической картой масштаба 1 : 500 000. Однако работу эту использовать не удалось.

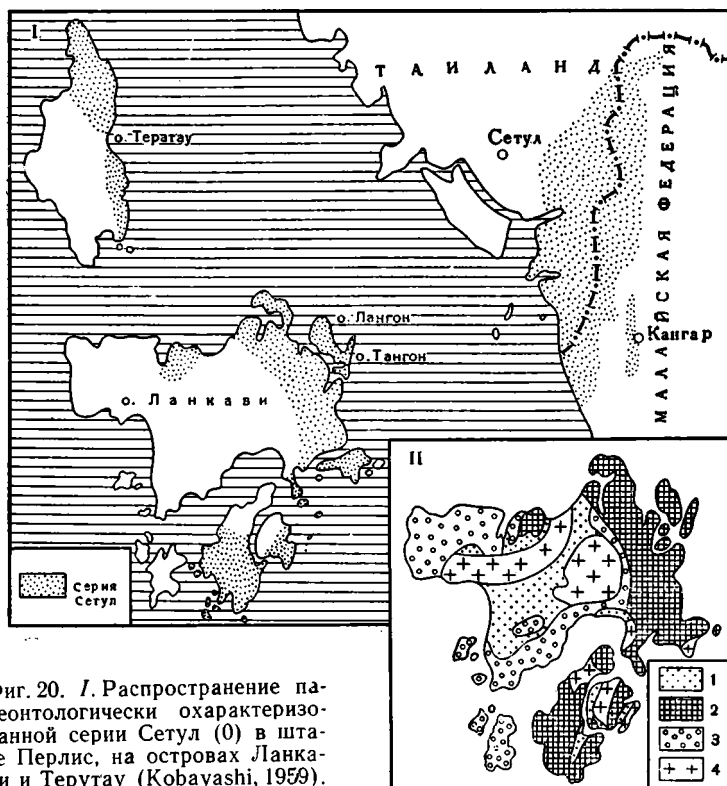
тами, глинистыми сланцами с пачками кварцитов и аркозовых песчаников. Возраст серии Чаун-Маджи определен весьма условно. В районе г. Бодвина на серию Чаун-Маджи несогласно налегают риолитовые лавы и туфы с пеплами, составляющие вулканогенную серию Бодвин. В свою очередь, породы серии Бодвин согласно перекрываются немой пестроцветной песчано-сланцевой с прослоями конгломератов толщей Панджун, вверх по разрезу постепенно переходящей в фаунистически охарактеризованную ордовикскую (O_2 ?) серию Наунканджи. В других местах серия Чаун-Маджи несогласно перекрыта более молодыми отложениями палеозоя. По положению в разрезе серии Чаун-Маджи условно приписывается верхнедокембрийский возраст. Она сопоставляется с частью групп Пурана Индии (Стратиграфический справочник, 1960).

Серия Чаун-Маджи параллелизуется также с породами свиты Гаолян на китайской территории. О распространении и составе этой свиты вблизи китайско-бирманской границы Ли Сы-гуан сообщает следующее: «В западной Юннани сложный комплекс филлитов, кварцитов и слюдяных сланцев вместе с сильно метаморфизованными известняками образует широкую зону между реками Иравади и Салуэн, известную как Гаолигуаньшань, и более узкую зону вдоль долины р. Ланьцзянцзян (Меконг.— *Е. П.*). В западной зоне эти породы несогласно подстилаются архейскими гнейсами и кристаллическими сланцами и покрываются палеозойскими отложениями» (Ли Сы-гуан, 1952, стр. 56).

Южным продолжением серии Чаун-Маджи, согласно Г. В. Хобсону (Hobson, 1941), является немая серия Мавхи, распространенная в штате Каренни. Это преимущественно слабо измененные мелкообломочные отложения, характеризующиеся значительным литологическим разнообразием (глинистые сланцы, аргиллиты, мелкозернистые песчаники, известняки с прослоями гравия, конгломератами и красноцветами). Основание серий не вскрыто. Прямым указанием на возраст серии Мавхи является лишь несогласное залегание на ней среднепалеозойских «известняков плато».

В Южной Бирме, на территории Тенассерима наиболее древние осадочные породы представлены серией Мергуи, повсеместно там распространенной (фиг. 19). Для серии характерна большая мощность и однообразие разреза на значительной площади. Последнее наряду с плохой обнаженностью сильно затрудняет стратификацию и изучение тектонических структур серии. На юге, в округе Мергуи, в составе серии преобладают темные глинистые сланцы, местами переходящие в филлиты и аргиллиты. Распространены также песчаники, кварциты, конгломераты, туфы и агломераты (Rao, 1930). В направлении на север (округ Тавой) количество грубообломочных пород в составе серии уменьшается и измененные до аргиллитов и шиферных сланцев глинистые породы господствуют в разрезе. Подчиненное значение имеют агломераты, кварциты, известняки и конгломераты (Brown and Heron, 1923).

Возраст серии Мергуи является одним из основных спорных вопросов бирманской геологии. О разноречивости мнений и большой сложности этого вопроса можно составить представление, прочитав работу Э. Клегга (Clegg, 1953), где подробно изложены разные точки зрения. Единственное прямое доказательство докамменноугольного образования серии Мергуи — залегание на этих породах пермокарбонových известняков Моулмейн. Отметим, однако, что известняки Моулмейн слагают обычно мелкие изолированные холмы среди аллювия по долинам рек (см. фиг. 19), и непосредственный контакт между породами Мергуи и Моулмейн достоверно никем не описан. Сетху Рамо Рао (Rao, 1930) и Г. Хобсон (Hobson, 1941) условно сопоставляют серию Мергуи с серией Чаун-Маджи Восточной Бирмы. Дж. Скривенор (Scrivenor, 1931), предполагая постепенный переход между образованиями Мергуи и Мо-



Фиг. 20. I. Распространение палеонтологически охарактеризованной серии Сетула (0) в штате Перлис, на островах Ланкави и Терутау (Kobayashi, 1959). II — Геологическая карта о-ва Ланкави до находок ордовикской и верхнекембрийской (на о-ве Терутау) фауны (Scrivenor, 1931)

I — рыхлые отложения (Kz); 2 — верхняя карбонатная серия (P — C, теперь O. — E. П.); 3 — нижняя кварцито-сланцевая серия (C, теперь St — E. П.); 4 — граниты

улмейн, коррелировал серию Мергуи с кварцито-сланцевой толщей серии Махинхен на о-ве Ланкави (см. ниже) и на этом основании отнес породы Мергуи к нижней части карбона. Теперь кварцито-сланцевая толща Ланкави относится к кембрию, и поэтому точка зрения Скривенора в такой интерпретации не противоречит возрастному сопоставлению серий Мергуи и Чаун-Маджи.

Серия Мавхи по своему географическому положению и литологическому составу является связующим звеном между сериями Чаун-Маджи и Мергуи.

Следует отметить, что сам факт отсутствия в породах серий Чаун-Маджи, Мавхи и Мергуи окаменелостей косвенно свидетельствует в пользу их древнего возраста.

В южном направлении породы серии Мергуи протягиваются в Таиланд, где по крайней мере части образований Мергуи соответствует обломочная серия Пукет (Kobayashi, 1960). Породы серии Пукет обнажаются в виде крупных меридиональных полос в центральной части и на востоке полуостровного Таиланда. В типичном выражении серия обнажена на о-ве Пукет. Серия сложена глинистыми и шиферными сланцами, аргиллитами, кварцитами и песчаниками. Черные шиферные сланцы серии Пукет протягиваются из восточной части о-ва Пукет по западному побережью полуостровного Таиланда, оканчиваясь к северо-западу от Чумпона. В сланцах содержится редкая галька метаморфических

и изверженных пород — кремнистых кристаллических сланцев, кварцитов и среднезернистых биотитовых гранитов.

На о-ве Пукет, на северо-востоке мыса Тонкех Харбор в породах серии Пукет обнаружены отпечатки *Eophyton*, характерные для нижнего палеозоя (в частности, для кембрия Западной Юннани). Позже, в 1955 г., на соседнем о-ве Терутау (фиг. 20) были найдены остатки трилобитов, определенные Т. Кобаяси как *Apheoorthis* (?) sp., *Pagodia thaiensis* n. sp., *Eosoukia buravasi* n. sp. По мнению Кобаяси, они датируют верхнекембрийский возраст «формации Терутау» (Saman Bugaras, 1961). Стратиграфические взаимоотношения между этими отложениями и серией Пукет еще не установлены, но вопрос о наличии кембрия в Малайе решен этими находками однозначно. У железнодорожной станции Тан Сон серия Пукет перекрыта ордовикскими известняками. На этом основании возраст серии Пукет считается кембрийским (Lexique stratigr. intern., 1956). Об аналогах серии Пукет на территории Малайзии нам известно немного. В береговых обрывах о-ва Ланкави обнажается кварцито-сланцевая толща видимой мощностью 1600 м. Ее согласно перекрывает известняковая толща. Раньше (Scrivenor, 1931; Stille, 1945, и др.) по литологическим признакам эти толщи относились к карбону и перми. По сообщению К. Р. Джонса (Jones, 1959) в карбонатной толще о-ва Ланкави недавно найдены ордовикские силурийские граптолиты; соответственно, кварцито-сланцевая толща отнесена теперь к кембрию (см. фиг. 20). Кроме того, на соседнем с Ланкави о-ве Терутау (Таиланд) в песчаниках найдена верхнекембрийская фауна (Kobayashi, 1959). Кембрийские породы, обнаруженные в Малайзии, названы Д. Б. Александером серией Махинхен (Alexander, 1959).

В литературе почти не приводится точных данных о мощностях древних серий; это объясняется их плохой обнаженностью и недостаточной изученностью. В окрестностях Тан Сона видимая мощность серии Пукет определена В. Ли в 1200 м; на о-ве Ланкави видимая мощность серии Махинхен составляет 1600 м. Из просмотренных геологических карт и профилей создается впечатление, что мощности других верхнекембрийских — кембрийских серий тоже измеряются многими сотнями метров.

Таблица 1

Возрастные соотношения древних серий в Бирманско-Малайской складчатой зоне.
По Александру (Alexander 1959), Кобаяси (Kobayashi, 1960) и др.

Возраст	Бирма			Таиланд	Малайзия
	Плато Шань	Каренни	Тенассерим		
Кембрий				Серия Пукет	Серия Махинхен
Верхний докембрий	Серия Чаун-Маджи	Серия Мавхи	Серия Мергуи		

В приведенной табл. 1 очень условно показаны общие соотношения древних свит. Более подробные сопоставления — дело дальнейшего полевого изучения этих толщ.

Плохая обнаженность древних серий часто вынуждает устанавливать их площадное распространение по отдельным разрозненным выходам. При этом используются лишь внешние литологические признаки. Нельзя поручиться поэтому, что на некоторых участках к древним сериям ошибочно не отнесены более молодые породы. Особенно это относится к площадям распространения серий Чаун-Маджи, Мавхи и Мергуи. Отметим, что одни и те же пачки пород, обнажающихся на площадях

преимущественного распространения древних свит, разными авторами относились то к древним свитам, то к значительно более молодым верхнепалеозойским образованиям (Геологическая карта Евразии, 1956; Brown a. Heron, 1923; Oldham, 1856; Rao, 1930).

О магматизме древних серий известно следующее. Серия Чаун-Маджи на нескольких участках прорвана интрузиями и дайками кислых пород. В грубообломочных отложениях серии Мергуи — агломератах и конгломератах — встречены породы изверженного происхождения. В гальке конгломератов на некоторых островах архипелага Мергуи (о-в Лампи и др.) встречены граниты, а также агломераты — куски пемзы, вулканического стекла, туфа и т. д. Это указывает на древнюю вулканическую деятельность и внедрения гранитов до накопления по крайней мере части пород Мергуи. Сетху Тамо Рао (Rao, 1930) на юге Тенассерима, вблизи дер. Телобуса обнаружил кислые и основные породы типа силлов, залегающие в шиферных сланцах и кварцитах серии Мергуи. К сожалению, характер контактов осадочных и изверженных пород не описан. Не исключено, что эти изверженные породы одновозрастны осадочным и, следовательно, магматическая деятельность имела место также во время накопления отложений серии.

В составе серии Пукет не встречено никаких вулканогенных образований. Гальки биотитовых гранитов свидетельствуют о более древней интрузивной деятельности.

Из сказанного видно, что магматические процессы во время накопления древних серий проявлялись слабо.

Тектонические нарушения в древних осадочных сериях весьма интенсивны. Для серии Чаун-Маджи характерны сложные интенсивные дислокации с частыми сменами простирий пород. Последнее, вероятно, объясняется большой ролью глыбовой тектоники в строении плато Шань. Породы серии Мергуи смяты в крутые параллельные складки, имеющие выдержанные северо-северо-восточные простирия. На крыльях складок обычны падения в $60-70^\circ$ (до вертикальных). Общим является некоторое уменьшение напряженности складчатости к западу, на островах архипелага Мергуи (Rao, 1930).

Из приведенных описаний становится ясным, что наиболее древние осадочные породы, обнажающиеся в разных местах Бирманско-Малайской складчатой зоны, имеют сходные в общих чертах разрезы. Это преимущественно мелкообломочные отложения. Преобладают глинистые сланцы, песчаники и их метаморфизованные эквиваленты. На тектонической карте весь комплекс древних осадочных свит Центрального Индокитая выделен как «выходы верхнедокембрийского — нижнепалеозойского складчатого основания мезозойского».

Выходы складчатого основания ордовикско-каменноугольного возраста

Породы описанных в предыдущем разделе древних осадочных серий в разрезах часто отделены от вышележащих толщ перерывом и угловым несогласием. Накоплению этих толщ в Восточной Бирме предшествовал перерыв, во время которого были дислоцированы породы серии Чаун-Маджи. К этому промежутку времени приурочены незначительные извержения кислых вулканитов (риолитовых лав и туфов) серии Бодвин и, возможно, часть посторогенных интрузий, прорывающих немые осадочные толщи (граниты Кабейнг; Iueg, 1953). Согласно Х. Д. Чибберу (Chhibber, 1934), кислые вулканогенные образования этого возраста встречены также на севере Бирмы, в районе перевала Лагви.

Породы серии Бодвин на нескольких участках вверх по разрезу согласно сменяются немой песчано-сланцевой серией Панджун, в свою очередь постепенно переходящей в серию Наунканджи.

Породы ордовикской серии Наунканджи обнажаются во многих частях Шаньского плато. Наиболее крупное поле распространения серии находится к востоку от г. Мандалая. Нижняя часть Наунканджи сложена песчанистыми мергелями и кристаллическими известняками; верхняя часть — аргиллиты и известняково-глинистые сланцы. Видимая мощность серии — приблизительно 300—400 м (Chhibber, 1934). В Южных Шаньских штатах к ордовику отнесена серия кристаллических известняков Мосон. Кроме того, в районе хр. Пиндайя в Южных штатах в глинистых и известковистых сланцах («слои Пиндайя») найдены окаменелости верхнеордовикского (?) — силурийского (?) возраста (Стратиграфический справочник, 1960; Brown, 1917).

Силурийские отложения в Восточной Бирме представлены обоими отделами и содержат обильную трилобитовую фауну, граптолитов и т. д. В составе силура, включающего большое количество местных стратиграфических подразделений, преобладают известняки и глинистые сланцы с подчиненными мергелями и песчаниками. В каньоне р. Намхсим (23°37' с. ш., 97°7' в. д.) обнажаются песчаники и мергели (слои Намхсим) с уинлокской, возможно верхнеландоверской и лудлозской фауной (Стратиграфический справочник, 1960). В Северных Шаньских штатах близ местечка Зебинджи (21°53' т. ш., 96°21' в. д.) обнажаются известняки и песчаники (слои Зебинджи) с верхнесилурийскими — нижнедевонскими граптолитами, птероподами (*Tentaculites elegans*) и пр.

В ряде мест силур согласно залегает на ордовике, хотя известны примеры и несогласного залегания (см. профили на фиг. 17). Так, незначительные тектонические движения, вероятно, имели место перед отложением слоев Зебинджи в Северных Шаньских штатах. На это указывает несогласное залегание слоев Зебинджи на верхнеордовикских известняках Ньяунбо, а также быстрые изменения их мощностей и фациального состава (La Touche, 1913). Это дало Г. Штилле повод говорить о слабых проявлениях таконской складчатости в Восточной Бирме (Stille, 1945).

Вверх по разрезу отложения Зебинджи совершенно согласно переходят в «известняки плато» — мощную карбонатную формацию, широко распространенную в Восточной Бирме, от Северных Шаньских штатов до Каренни и Тенассерима. Мощность «известняков плато» — не менее 1000 м (Стратиграфический справочник, 1960). В серии «известняков плато» по литологическим различиям выделены два подразделения:

1. Нижние «известняки плато», относимые к девону. Это трещиноватые, иногда брекчированные доломиты и доломитизированные известняки, обычно настолько перекристаллизованные, что встречаемые в них остатки кораллов и фораминифер плохо определимы. В районе дер. Падаукпин (22°6' с. ш., 96°39'30" в. д.) в рифовой и глинисто-сланцевой фациях была найдена обильная эйфельская и верхнедевонская фауна (La Touche, 1913).

2. Верхние «известняки плато» — условно пермокарбон. Представлены темными известняками с фузулинами и продуктами.

Следует отметить, что каменноугольные отложения в «известняках плато» палеонтологически не доказаны (Стратиграфический справочник, 1960). Поэтому, хотя отсутствие грубообломочных региональных пород, угловых несогласий и размывов, а также общая литологическая выдержанность разреза этой мощной карбонатной формации не говорят о резких тектонических переменах, вопрос о взаимосвязях нижнего и верхнего подразделений «известняков плато» остается открытым. Из дальнейшего описания мы увидим, что в более южных районах Центрального Индокитая этот вопрос также неясен, хотя верхнепалеозойские породы литологически резко отличны от подстилающих.

Послепермскими движениями «известняки плато» смяты в довольно

пологие складки (углы падения до 30°), но с многочисленными разрывами, часто омоложенными и выраженными морфологически в виде обрывов (Chhibber, 1934, 1954). Обращает внимание сильная перекристаллизация этих пород, наличие в их составе брекчий.

По принятой нами для тектонической карты легенде верхнее подразделение «известняков плато» (Pz₃) следовало бы относить уже к нижнему структурному ярусу мезозой. Однако вследствие плохой изученности Шаньской области расчленение на карте «известняков плато» и раздельное описание этих двух подразделений не представляется возможным. К тому же и методически было бы неверно разделять таким образом эту единую карбонатную формацию. По-видимому, территория Шаньского плато в среднем и верхнем палеозое, по сравнению с остальной частью Бирманско-Малайской складчатой зоны, отличалась большей тектонической стабильностью, что и привело к накоплению здесь однообразных карбонатных толщ «известняков плато».

На тектонической карте значительная часть территории Шаньского плато показана знаком нерасчлененной мезозойской складчатой области.

Ордовикские отложения и нижняя часть силурийских на территории Таиланда и Малайзии объединены в серию Сетул (Alexander, 1959; Kobayashi, 1959). На островах Ланкави и Терутау известняки Сетул согласно перекрывают кембрийскую обломочную серию Пукет. Для территории островов Ланкави, Терутау и части штата Перлис, изображенной на фиг. 20, Т. Кобаяси (Kobayashi, 1959) приводит следующий разрез серии Сетул¹ (снизу вверх):

	Мощность, м
S ₁ Светлые слоистые известняки с брахиоподами и губками	35—65
S ₂ Массивные белые немые известняки	750
S ₃ Толстослоистые серые известняки с редкими фаунистически охарактеризованными горизонтами, содержащими цефалоподы и гастроподы	1000
S ₄ Слоистые известняки с линзами глинистых сланцев, содержащими граптолиты	500
S ₅ Верхние слоистые серые известняки с многочисленной фауной	300
Общая мощность серии Сетул в этом районе	2300—2500

Третья толща серии Сетул (S₃) сопоставляется с выделенными значительно раньше известняками Тан-Сон, распространенными в южной части полуостровного Таиланда² (Brown a. o., 1951; Geologie reconnaissance..., 1958; Lee, 1927). На островах Лангон, Тангон и Тимус из третьей толщи были собраны гастроподы лландейло, а близ Кангора в Перлисе и в Рон Фибоне — приблизительно эквивалентная по возрасту цефалоподовая фауна (*Actinoceras* и др.). В Сиамском заливе на о-ве Ко Си Чанг к породам Тан-Сон предположительно отнесены серые доломитизированные кристаллические известняки. В сланцах S₄ встречены *Climacograptus* и другие граптолиты карадокского возраста. На основании находок граптолитов *Monograptus* в S₅ эта верхняя толща серии Сетул датируется как ландоверы.

Ордовикско-силурийские граптолиты, по сообщению К. Р. Джонса (Jones, 1959), найдены также в сланцах Центрального Перака (Малайзия). Недавно подобные же ордовикско-силурийские окаменелости были обнаружены также вблизи г. Куала-Лумпур в Салангоре (Alexander, 1961).

К северо-востоку от г. Канханабури в предположительно силурийских песчано-глинистых сланцах встречены *Tentaculites elegans* и *Styliolina clavula*. Х. Дункан (Brown a. o., 1951) сопоставляет эти породы

¹ S — обозначение серии Сетул, принятое Т. Кобаяси.

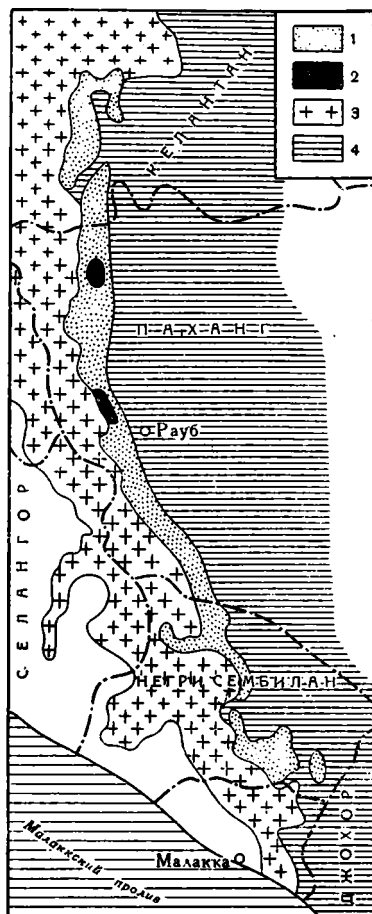
² Возможно, что известняки Тан-Сон в старом понимании охватывают и другие толщи серии Сетул, так как только видимая мощность этих известняков в окрестностях г. Тан-Сон оценена В. Ли в 2740 м.

со слоями Зебинджи Восточной Бирмы, содержащими аналогичные тентакулиты.

В Таиланде стратиграфически выше серии Сетул залегает серия Канханабури. Это мощная толща песчано-сланцевых пород, часто измененных до шиферных сланцев, филлитов и кварцитов. Серия Канханабури широко распространена на поверхности в Северном Таиланде и почти непрерывной полосой протягивается на юг вдоль всего полуостровного Таиланда. Взаимоотношения серии Канханабури с более древними породами неясны¹, но смена по вертикали литологического состава отчетливая. Для полуостровного Таиланда В. Ли оценивает мощность серии Канханабури в 2900 м. На о-ве Ко Лапта Яй к юго-востоку от Краби (Южный Таиланд) известно не менее 1000 м филлитов и песчаников, отнесенных к серии Канханабури (Brown a. o., 1951). В Северном Таиланде мощность серии весьма значительна, но из-за сильной дислоцированности не может быть точно определена.

Скудные палеонтологические свидетельства позволяют предположительно определить возраст серии Канханабури в границах от силура до раннего карбона (Стратиграфический справочник, 1960; Brown a. o., 1951). Фауна, собранная из серии Канханабури в районе Паталунга, определена Ф. Р. Ридом как визейская (Muir-Wood, 1948; Reed, 1920). Кораллы из известняково-филлитового прослоя в серии Канханабури у Лоай (на северо-западной границе плато Корат) также предположительно отнесены к визе (Kobayashi, 1960). В ряде мест породы серии Канханабури перекрыты верхнепалеозойскими известняками Рэт Бури.

В книге С. Ф. Брауна, В. Срестапутры и других (Brown a. o., 1951) говорится о существовании несогласия между породами Рэт Бури и Канханабури. По сведениям Г. Мартини (Martini, 1957), при этом имеются в виду разрезы палеозоя вблизи г. Рэт Бури, где в основании холма обнажаются сильноскладчатые песчано-сланцевые породы Канханабури, а много выше, у вершины холма имеются выходы значительно более спокойно залегающих известняков Рэт Бури. Х. И. Мартини считает, что разную интенсивность складчатости этих серий мож-



Фиг. 21. Схематическая геологическая карта района Главного хребта и предгорий в Малайе (Richardson, 1947).

1 — серия песчанистых пород предгорий Главного хребта; 2 — серия амфиболовых кристаллических сланцев; 3 — граниты Главного хребта; 4 — отложения пермокарбона, триаса и интрузивные породы к востоку от предгорий

¹ Г. И. Мартини, не приводя конкретных материалов, упоминает, что «ни в основании Канханабури, ни внутри этой серии в Таиланде не было каких-либо указаний на заслуживающие внимания несогласия. Это подтверждают все полученные до настоящего времени наблюдения в Малайе и Бирме» (Martini, 1957, стр. 688—689).

но объяснить их литологическими особенностями, рассматривая массивные известняки Рэт Бури как более компетентные породы. Подобная же картина, по мнению Мартини, наблюдается во впадине Мае Фанг. Отмечая, что характер контакта Канханабури и Рэт Бури изучен еще недостаточно, Мартини предполагает постепенные переходы между этими сериями. Автор считает, что вопрос о характере контакта между сериями Рэт Бури и Канханабури остается открытым.

На территории Верхнего Лаоса известны лишь небольшие выходы среднепалеозойских образований, обычно не превышающие по протяженности 10 км. В среднем течении р. Нам Бак известен выход предположительно девонских — нижнекаменноугольных фтанитов с радиоляриями. К востоку от г. Мион Кхоа, что на р. Нам У, московско-уральские известняки перекрывают черные и разноцветные сланцы с пластами фтанитов и песчаников. Последние также отнесены к среднему палеозою (Saurin, 1950).

Сведений о среднепалеозойских породах на территории Малайзии очень немного. Находки визейских брахиопод, кораллов, трилобитов и отпечатков растений сделаны в известняках в округе Куантан (штат Паханг, Восточная Малайя; Muir-Vood, 1948; Scrivenor, 1931), где выходы визейских пород приурочены, по-видимому, к ядру меридионального антиклинального поднятия. Известняки с цефалоподами визейского яруса известны в штате Паханг также и западнее, вблизи г. Куала Липис (см. фиг. 22, пункты 14, 20—23). Эти выходы морских нижнекаменноугольных пород сходны с упоминавшимся выше морским визе Паталунга (Muir-Vood, 1948).

Палеонтологически не доказанные обломочные среднепалеозойские породы предполагаются к востоку от Главного хребта (иначе — гор Кербау), представляющего собой огромный гранитный батолит удлиненной формы (фиг. 21). Восточные предгорья хребта сложены немymi обломочной и карбонатной толщами, из которых обломочная толща обнажается западнее. Северную часть выходов обломочной толщи в Келантане слагают глинистые фации, метаморфизованные до филлитов, шиферных сланцев и т. д. К югу (штаты Паханг и Негри Сембилан) в ее составе, наряду с глинистыми, появляются более грубообломочные отложения — песчаники и конгломераты. Породы обломочной толщи смяты в сжатые, часто изоклинальные складки и в целом погружаются на восток под отложения карбонатной толщи. И. А. Ричардсон (Richardson, 1947₁) указывает на слабое угловое несогласие (10—20°) между карбонатной и обломочной толщами. Непосредственно на обломочных отложениях вблизи гранитов Главного хребта в виде отдельных останцов залегают амфиболовые и эпидотовые кристаллические сланцы. По мнению И. А. Ричардсона, тщательно изучившего вопрос о происхождении и возрасте амфиболовых сланцев (Richardson, 1947₁), они являются измененными первично-осадочными или пирокластическими образованиями пермокарбонного или более древнего возраста. Пермокарбонный возраст карбонатной толщи (серии Пауб) общепризнан (Alexander, 1959; Lexique stratigr. intern., 1956; Scrivenor, 1931). По литологическим признакам нижнюю, обломочную толщу относили к триасу (Scrivenor, 1931, 1934), объясняя налегание на ней пермокарбона перевернутым залеганием. Это мнение было опровергнуто Ричардсоном, а затем И. Б. Александером, показавшим, что характеристики тяжелых минеральных ассоциаций в немом обломочном разрезе Западного Паханга не сопоставимы с таковыми из палеонтологически доказанного триаса Центрального Паханга. Другое существенное отличие от триаса Малайи — отсутствие вулканогенного материала в немой обломочной толще. Был сделан вывод, что возраст серии немых обломочных пород предгорий Главного хреб-

та — не моложе карбона. Александер сопоставляет эти обломочные отложения под названием «свита Бентон» с верхней частью серии Канханабури Таиланда (Alexander, 1956). Напомним, однако, что на небольшом расстоянии к востоку от предгорий известны визейские отложения с цефалоподами, представленные не обломочными породами, а известняками. Возможно поэтому, что обломочная толща предгорий Главного хребта включает и более древние отложения.

В Западной Камбодже между городами Компонг-Спё и Кампотом (см. фиг. 23) Дж. Гублером к нижнепалеозойским породам отнесены циполины, шиферные сланцы и кварциты, с перерывом залегающие на древних кристаллических образованиях. Этот «каледонский комплекс» Гублера перекрывается широко распространенной сланцево-песчаниковой серией: чередованием сланцев, мергелей, песчаников, яшм и известняков с радиоляриями, спикулами губок и криноидеями. Девонский — нижнекаменноугольный возраст сланцево-песчаниковой серии определяется находками в известняках из ее верхних горизонтов остатков нижнекаменноугольной фауны (Lexique stratigt. intern. 1956; Gubler, 1935).

Описанные ордовикские — каменноугольные породы Бирманско-Малайской складчатой зоны почти не содержат в себе признаков одновременного осадконакоплению вулканизма или интрузивной деятельности. Упомянем только, что в Восточной Бирме вблизи г. Таунгьи известняки и глинистые сланцы ордовикских (силурийских?) слоев Пиндайа чередуются в разрезах с риолитовыми лавами (Brown, 1917) ¹. На Малайском полуострове описанные породы прорваны и контактово метаморфизованы многочисленными интрузиями мезозойских гранитов.

Ордовикские и среднепалеозойские породы Центрального Индокитая в первом приближении сопоставлены в табл. 2.

Таким образом, в ордовикское — силурийское время в Центральном Индокитае существовал крупный прогиб, на всем протяжении которого отлагались мощные однородные известняково-сланцевые толщи. Накопление известняков во внешней, западной зоне прогиба (Шаньское плато)

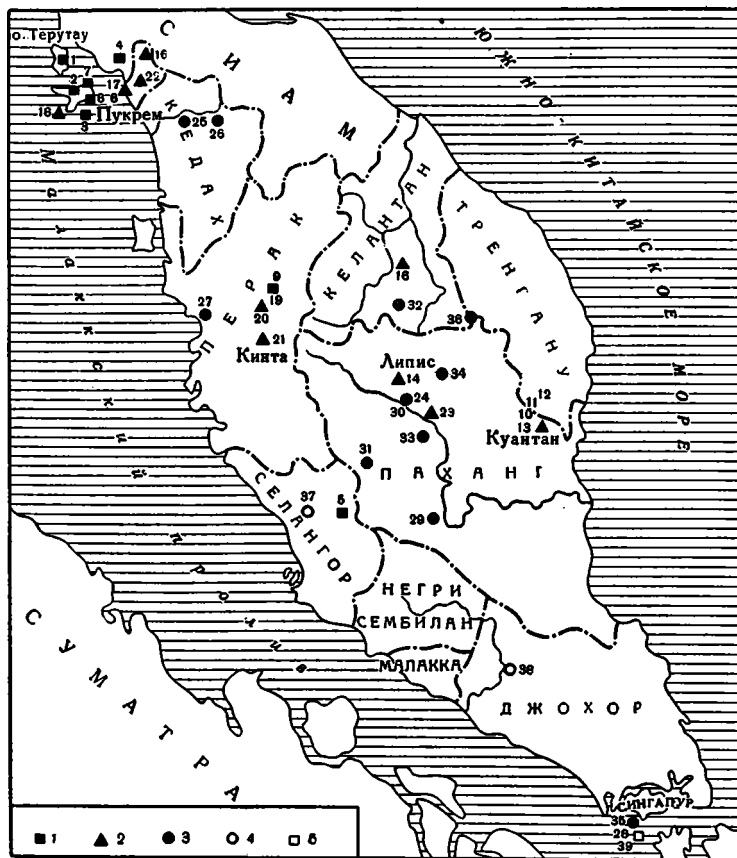
Таблица 2

Возрастные соотношения ордовикских — каменноугольных серий в Бирманско-Малайской складчатой зоне

По Александру (Alexander, 1959), Кобаяси (Kobayashi, 1960) с изменениями
Е. С. Постельникова

Д. С. Постельников					
Возраст	Восточная Бирма		Малайский полуостров		Западная Камбоджа
			Таиланд	Малайя	
Девон-карбон (?)	Нижние «известняки плато»		Обломочная серия Серия Канханабури	Песчаная свита Бентон Глинистая свита Куантан	Сланцево-песчаниковая серия
Силур	Известняки и песчаники Зебинджи Мергели и песчаники Намхсим Глинистые сланцы Пангсапье Известняки Ньяунбо		Тентакулитовые сланцы Сланцы с <i>Monograptus</i>		Изнестняковая серия Сетул. Нижнепалеозойский комплекс (немые кварциты, кремнистые сланцы, циполины)
Ордовик	Карбонатно-сланцевая серия Наунканджи Песчано-сланцевая серия Панджун	Серия известняков Мосон	Сланцы с <i>Climacograptus</i> Известняки Тан-Сон		

¹ На этом основании верхним возрастным пределом вулканического яруса Бодвин (см. стр. 50) считается силур (Стратиграфический справочник, 1960), что по этим данным не может быть доказано.



Фиг. 22. Места находок окаменелостей в Малайе (Kobayashi, 1959; Muir-Vood, 1943; Scrivenor, 1931, и др.).

1 — находки окаменелостей кембрия — силура; 2 — то же, карбона — перми; 3 — то же, мезозоя; 4 — то же третичных; 5 — то же, неуставленного возраста.
 Цифры на карте: 1—4 — находки кембрийской фауны; 5—9 — находки ордовикской — силурийской фауны; 10—12 — нижний карбон (визе), известняки с брахиоподами, кораллами и т. д.; 13 — нижний карбон (визе), глинистые сланцы с брахиоподами, трилобитами, флорой и т. д.; 14 — нижний карбон (визе), известняки с цефалоподами; 15 — верхний карбон (стефанский ярус), глинистые сланцы с *Pecopteris* и *Cordaites*; 16 — верхний карбон (уральский ярус), кварциты с *Fusulina*, *Bryozoa* и т. д.; 17 — верхний карбон (уральский ярус), кремнеземные известняки с *Fusulinella*; 18 — верхний карбон (уральский ярус), известняки с криноидеями, гастроподами и т. д.; 19—21 — карбон или пермь, известняки со стеблями криноидей; 22 — пермь, известняки с брахиоподами и гастроподами; 23 — верхняя пермь, глинистые сланцы с *Xenodiscus* и *Dentalium*; 24 — верхняя пермь, глинистые сланцы с брахиоподами, *Bryozoa* и т. д.; 25—27 — средний триас, сланцы с *Halobia*; 28—30 — верхний триас, песчаники с *Myophoria*; 31 — верхний триас, глинистые сланцы с остатками растений; 32 — триас, известняки с моллюсками и остатками растений; 33 — находки верхнеюрской — нижнемеловой флоры в серии Гаго; 34 — третичные угленосные отложения с ископаемой флорой; 35 — юра (?), глины с моллюсками и остатками растений; 36 — находки верхнеюрской — нижнемеловой флоры в серии Гаго; 37 — третичные угленосные отложения с ископаемой флорой; 38 — третичные отложения (верхний миоцен?), пресноводные глинистые сланцы с *Viviparus*; 39 — возраст не установлен, кремнеземные породы с радиоляриями

продолжалось и в средне-верхнепалеозойское время. На территории Малайского полуострова в среднем палеозое имела место значительная тектоническая дифференцированность, сопровождавшаяся накоплением обломочных толщ (серия Канханабури и др.).

Описанные комплексы пород выделены на тектонической карте под названием: «выходы палеозойского (О — С) складчатого основания мезозонд».

Геосинклинальные образования мезозоид Бирманско-Малайской складчатой зоны (Pz₃—T)

Геосинклинальное развитие мезозоид Бирманско-Малайской складчатой зоны охватывает период с верхнего палеозоя по верхний триас включительно. Геосинклинальное осадконакопление было прервано в нижне-, отчасти в среднетриасовое время, когда территория Центрального Индокитая испытала региональные поднятия. Соответственно, геосинклинальные образования разделены на два структурных яруса: верхнепалеозойский и верхнетриасовый. Ниже приводим их описание.

Нижний структурный ярус (Pz₃)

Верхнепалеозойский этап тектонической истории Бирманско-Малайской складчатой зоны начинается с накопления на больших площадях каменноугольных — пермских известняков.

Верхнекаменноугольные и пермские породы в Малайе объединены в серию Рауб, фаунистически охарактеризованную лишь на немногих участках (фиг. 22). Наибольшее развитие верхний палеозой в известняковых фациях имеет в северной части территории Малайзии; в направлении на юг (штаты Малакка, Негри-Сембилан и Джохор) известняки уступают место глинистым отложениям (Alexander, 1959; Scrivenor, 1931). Породы серии Рауб в штатах Келантан, Тренгану, Паханг и Джохор переслаиваются с пирокластами и экструзиями вулканической серии Паханг.

В Камбодже верхнепалеозойские известняки обнажаются в провинциях Кампот и Баттамбанг в отдельных разрозненных холмах — останцах (пноммах). Обнажены, по-видимому, верхние части разреза с многочисленными остатками фораминифер, кораллов, брахиопод, криноидей и пр.

По данным Ж. Гублера (Gubler, 1935), общая мощность пермских известняков в провинции Баттамбанг составляет около 400 м. Эта цифра вызывает сомнения и, вероятно, занижена. Работавшие в последние годы в провинции Баттамбанг польские и китайские геологи оценивают мощность известняков в 600—800 м, хотя в районе Баттамбанга не описано конкретных контактов с подстилающими породами и базальных слоев. В холмах-пноммах провинции Кампот (юго-западная Камбоджа) в основании разреза залегают конгломераты и песчаники.

На территории Таиланда верхней части карбонатной серии Рауб соответствуют известняки Рэт Бури, а в Тенассериме — серия Моулмейн. В полуостровном и Северном Таиланде породы Рэт Бури обнажаются в виде изолированных полос и отдельных останцов, но к западу от плато Корат они имеют широкое площадное распространение. В составе серии преобладают перекристаллизованные светло-серые известняки и мергели; подчиненное значение имеют известковистые песчаники, кварциты и глинистые сланцы (у западного края плато Корат). В нижней части известняков содержатся прослои и стяжения кремнелых пород с пермскими окаменелостями. Из Северного Таиланда известны находки редкой сомнительной фауны уральского яруса (Brown a. o., 1951). В коллекциях из окрестностей Лоп Бури и Након-Савана в среднем Таиланде, Краби и Трана на полуострове определены многочисленные пермокарбоновые фузулины, кораллы и брахиоподы (Lexique stratigr. intern., 1956).

Мощность пород серии Рэт Бури, по данным Ли, Креднера, Хёббома, Гейма и Хирши, в полуостровном Таиланде составляет от 1000 до 2500 м, а в Северном Таиланде — 2000 м и более (о характере контакта серии Рэт Бури с подстилающими породами см. стр. 56).

Крупнокристаллические известняки серии Моулмейн в Тенассериме слагают изолированные останцы (см. фиг. 19) и взаимоотношения их с подстилающими породами серии Мергуи окончательно не выяснены.

В известняках Моулмейн найдена ископаемая фауна перми и карбона (Стратиграфический справочник, 1960).

В Западной Камбодже (фиг. 23) пермские известняки повсюду не-согласно перекрывают сланцево-песчаниковую серию, выделенную Губ-лером. Возраст известняков — средняя и верхняя части перми — опреде-ляется находками фораминифер, кишечнотелостных, брахиопод и гастро-под. Мощности перми, значительные в Южной Камбодже, уменьшаются к западу и северу (Gubler, 1935).

В Верхнем Лаосе известны морские и континентальные верхнепалео-зойские отложения, которые латерально замещаются эруптивными об-разованиями (андезитовыми порфиритами, дацитами), перекрываются более молодыми риолитами. Субконтинентальные фации верхнего палео-зоя в Северном Лаосе выделены Фромаже под названием «нижняя пес-чано-сланцевая серия» (Fromaget, 1952). Она широко распространена в бассейне р. Нам У, где слагает крупное меридиональное антиклинальное поднятие, в верховьях рек Черной — Нам Ма О, на междуречье Нам Та и Нам Бенг и в пограничных с Бирмой районах. В составе серии преоб-ладают зеленые, голубоватые, черные и другие песчаники и сланцы. Встречены также фузулиновые известняки и мергелистые прослои с морской фауной. В долине Нам У верхняя часть серии угленосна. Види-мая мощность серии 800—900 м; по свидетельству Фромаже, мощность этих отложений уменьшается на восток и северо-восток в направлении кристаллического массива Пу Тси Лунг и увеличивается в западном на-правлении. В отложениях нижней песчано-сланцевой серии найдены уральские — пермские фузулины и брахиоподы, а также флора пермо-триасового возраста (Fromaget, 1952).

В северо-восточной Бирме, на плато Шань верхнепалеозойские по-роды представлены верхними «известняками плато» (описание см. на стр. 55).

Верхнепалеозойские известняки с фузулинами обнаружены также на о-ве Банка и предполагаются в архипелагах Риоу и Линга и на о-ве Каримон Анак (Bemmelen, 1949). Это свидетельствует о том, что единая область верхнепалеозойской карбонатной седиментации протягивалась значительно юго-восточнее южной оконечности территории Малайского полуострова. Исследования Моленграфа, Умбгрова и других (Baren a. Kiel, 1950; Molengraaff a. Weber, 1919; Umbgrove, 1938) показали, что эти и соседние острова Зондского шельфа были отделены морем от Ма-лайского полуострова лишь в кайнозойское время.

Сопоставление верхнепалеозойских серий Бирманско-Малайской складчатой зоны приведено в табл. 3.

Т а б л и ц а 3

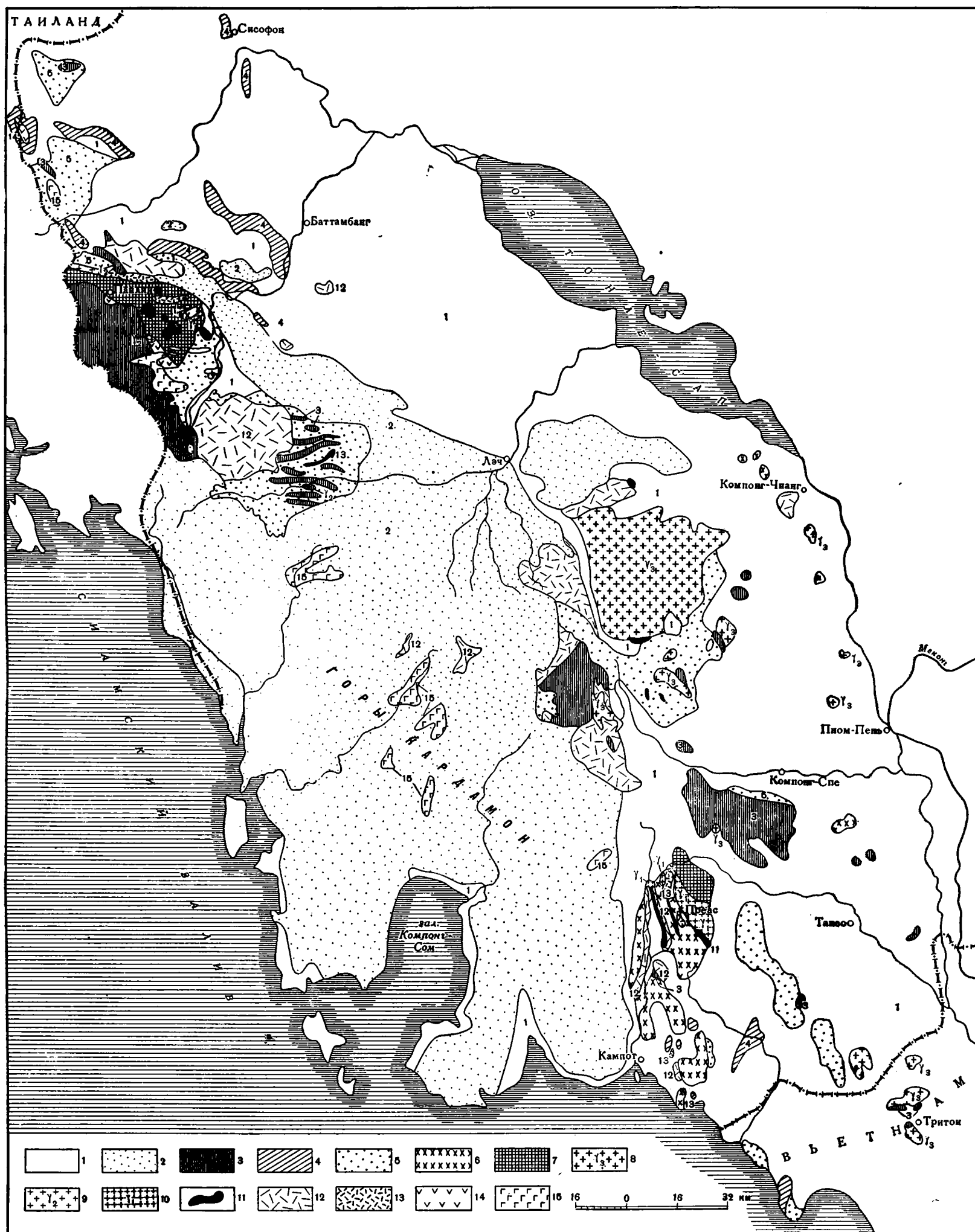
Возрастные соотношения верхнепалеозойских серий в Бирманско-Малайской складчатой зоне

По Кобаяси (Kobayashi, 1960) и др.

Возраст	Бирма		Таиланд	Малайзия	Западная Камбоджа
	Плато Шань	Тенассерим			
Пермь	Верхние «извест- няки плато»	Известняки Мо- улмейн	Известняки Рэт Бури	Серия Рауб	Известняки
Карбон					

Верхний структурный ярус (Т)

По имеющимся данным, триасовые отложения наиболее распростра-нены на территории Малайзии. Там они встречены преимущественно в обломочных фациях. Среднетриасовые сланцы с *Halobia* найдены на се-веро-западе в штатах Кедах и Перак (Scrivenor, 1931, см. фиг. 22). На-



Фиг. 23. Геологическая карта Западной Камбоджи (Gubler, 1935).

1 — аллювий; 2 — серия «верхние песчаники» (J — Cr?); 3 — триас; 4 — пермь; 5 — «сланцево-песчанниковая серия» (D — C); 6 — кембрий — силур; 7 — кристаллические образования; 8 — мезозойские граниты (γ_3); 9 — герцинские граниты (γ_2); 10 — древние догерцинские граниты (γ_1); 11 — габбро и амфиболиты; 12 — постгерцинские риолиты и дациты; 13 — древние риолиты; 14 — долериты и андезиты; 15 — базальты (Kz)

ходки верхнетриасовой ископаемой флоры и фауны сделаны в Паханге, Сингапуре и на о-ве Линга. Относимые к триасу только по литологическому составу обломочные породы широко развиты в Малайе и на островах Зондского шельфа (Батаме, Бинтане, Банке, Каримунджава и др.; Markz, 1956)¹, продолжающих Малайский полуостров к юго-востоку. Лучшие обнажения малайского триаса находятся в штате Паханг (район Бентон и др.), где они представлены плохо сортированными глинисто-песчанисто-конгломератовыми породами, переходящими друг в друга по простиранию. Д. Б. Скривенор отмечает широкоразвитое окремнение триасовых пород, наличие в них радиолярий (Scrivenor, 1931). В составе сланцев много углистого вещества, в конгломератах преобладает галька кварцитов; встречены окремненная древесина и другие остатки растений, указывающие, наряду с общим обликом триасовых пород, на мелководные и эпиконтинентальные условия осадконакопления.

И. Б. Александер (Alexander, 1959) объединяет триасовые отложения Малайи в серию Липис, характеризующуюся в целом глинисто-песчаным разрезом с прослоями карбонатов в верхней части.

В составе малайского триаса, хотя и в меньшем количестве, чем в породах серии Рауб, встречены вулканиты вулканогенной серии Паханг. Вблизи гранитных интрузий триасовые отложения контактово метаморфизованы.

Триасовые породы Малайи продолжают в южную часть полуостровного Таиланда, где триас слагают кварциты, филлиты и черные глинистые сланцы. На территории Таиланда и Нижней Бирмы известны фаунистически охарактеризованные средне- и верхнетриасовые отложения. Песчаники с карнийской *Daonella sumatrensis* встречены на юго-западе Таиланда в На Тави. Среднетриасовые отложения с фауной обнаружены у г. Чиенг-Рая. Разрез из почти неметаморфизованных чередующихся известняков, глинистых сланцев и песчаников, видимой мощностью 320 м, описан К. Питекпайваном в долине р. Май Мо, к востоку от г. Лампанга. Собранные из этих пород морские окаменелости датируют их возможные возрастные границы анизийским-карнийским веками (Pitakpaivan, 1955). Делается вывод о значительном распространении средне- и верхнетриасовых отложений в Май Мо и соседних районах.

Южнее Лампанга, в Пакане обнаружены коралловые известняки, сопоставимые с известняками Камавкала. Эти последние прослеживаются по краю третичной впадины Хтичара в Мае Сот, где в виде отдельных линейно расположенных выходов протягиваются на северо-северо-запад на расстояние около 25 км, до Бирманско-Таиландской границы (Cotter, 1924; Gregori a. o., 1930). Известняки Камавкала серые, крупнокристаллические, с крутыми, до вертикальных падениями. Они содержат остатки известковистых водорослей, кораллов, брахиопод и моллюсков карнийского — норийского возраста (Стратиграфический справочник, 1960; Cotter, 1924, и др.). Известняки несогласно перекрыты красноцветными песчаниками лейаса.

Характеристика нижнемезозойских отложений в меридиональных хребтах северо-западного Таиланда дана А. Геймом. Здесь на пермских известняках несогласно залегают более 1000 м преимущественно зеленоватых окремнелых глинистых сланцев с редкими пеллециподами *Daonella* среднетриасового возраста. Вероятно, верхняя часть толщи относится уже к верхнему триасу. Сланцы перекрыты верхнетриасовыми-нижнеюрскими красноцветами орогенного комплекса.

¹ Бывший директор Геологической службы Малайи Д. Б. Скривенор писал по этому поводу: «Практически считалось, что всякие карбонатные отложения есть карбон, а песчаные, такие, как кварциты, — триас, когда отсутствовали палеонтологические свидетельства» (Scrivenor, 1931, стр. 52).

В Верхнем Лаосе, к западу от р. Нам У, описание триасовых отложений приведено в работе Э. Сорена (Saurin, 1950). Карнийские отложения — разноцветные глинистые сланцы, песчаники, изредка с фауной, иногда риолиты — залегают трансгрессивно. Они являются, по-видимому, переходными к образованиям орогенного структурного яруса и вверх по разрезу сменяются регрессивной серией норийских красноватов.

На территории Восточной Бирмы к триасу (?) относятся черные известняки Каренни с галобиями и монотисами (Cotter, 1924).

Палеонтологически охарактеризованные отложения низов триаса в Индокитае почти неизвестны, а в Центральном Индокитае до недавнего времени (Kebayashi, 1960) не найдено ни одной окаменелости скифского яруса.

Соотношения отдельных свит триаса приведены в табл. 4

Таблица 4

Возрастные соотношения триасовых серий и свит в Бирманско-Малайской складчатой зоне

По Кобаяси (Kobayashi, 1960) и др.

Ярусы	Бирма (Тенасерим)	Таиланд	Малайзия	Западная Камбоджа
Норийский *	Известняки	Известняки	Глинисто-песчаниковая серия Липис	Песчаниково-конгломератовая толща
Карнийский	Кавамкала	Кавамкала		
Ладинский	Сланцы с <i>Halobia</i>	Сланцы с <i>Halobia</i> , <i>Daonella</i> Песчаники и сланцы		
Анизийский				
Нижний триас				

* Частично относится уже к орогенному структурному ярусу.

Конкретных описаний взаимоотношений триасовых отложений и верхнепалеозойского карбонатного комплекса на Малайском полуострове в литературе почти нет. Г. Штилле (Stille, 1945), не приводя фактических данных, упоминает, что в Бирме и на Малайском полуострове триас повсюду согласно залегает на пермокарбоне. Этим он обосновывал свой вывод об отсутствии на этой территории поздневарисийской складчатости. Ф. Х. Фитч для окрестностей Куантона (штат Паханг) предполагает угловое несогласие до 45° между каменноугольными породами и залегающей выше песчанистой серией, по литологическим признакам отнесенной к триасу. Фитч считает, что накоплению песчанистой серии предшествовали складчатые движения (Fitch, 1952).

Более определенно на перерыв и базальные конгломераты в основании триасовых (точнее не установленных) отложений указывает для Западной Камбоджи Дж. Гублер (Gubler, 1935). Нижняя конгломератовая пачка предположительно триасового возраста содержит обломки пермских известняков и часто обнажается обособленно от вышележащих пород, трансгрессивно перекрывая разновозрастные более древние образования. Основные выходы этих конгломератов наблюдаются в узких субширотных антиклиналях к западу от горы Тумпор, в районе Пайлина, в окрестностях населенного пункта Ломеанг, к юго-востоку от гранитного батолита Кхол. На последнем участке, к западу от Ломеанга, на конгломератах залегает песчаниковая толща субконтинентального облика. Она обнажается и в других местах (у г. Компонг-Спе, в провинции Баттамбанг и пр.), трансгрессивно залегая на подстилающих породах. Отношения ее с конгломератовой пачкой не совсем ясны.

Описываемая песчаниковая толща перекрывает пермские нижнетриа-

совые эффузивы и, в свою очередь, перекрыта «верхними песчаниками» рэт-лейасового (по Гублеру) возраста.

Сложность вопроса о характере контактов триасовых и верхнепалеозойских отложений в Центральном Индокитае отчасти объясняется плохой обнаженностью и тем, что в условиях влажного тропического климата подземные воды, как правило, сильно размывают кровлю карбонатного комплекса, делая контакты его с вышележащими породами неясными (Scrivenor, 1931).

Из всего сказанного следует, что в отличие от однообразного преимущественно известнякового комплекса пород нижнего структурного яруса мезозойского образования верхнего структурного яруса фациально более разнообразны. Преобладающая роль в составе верхнего яруса принадлежит обломочным отложениям.

Орогенный структурный ярус мезозойского (T_{3n} — J — Cr)¹

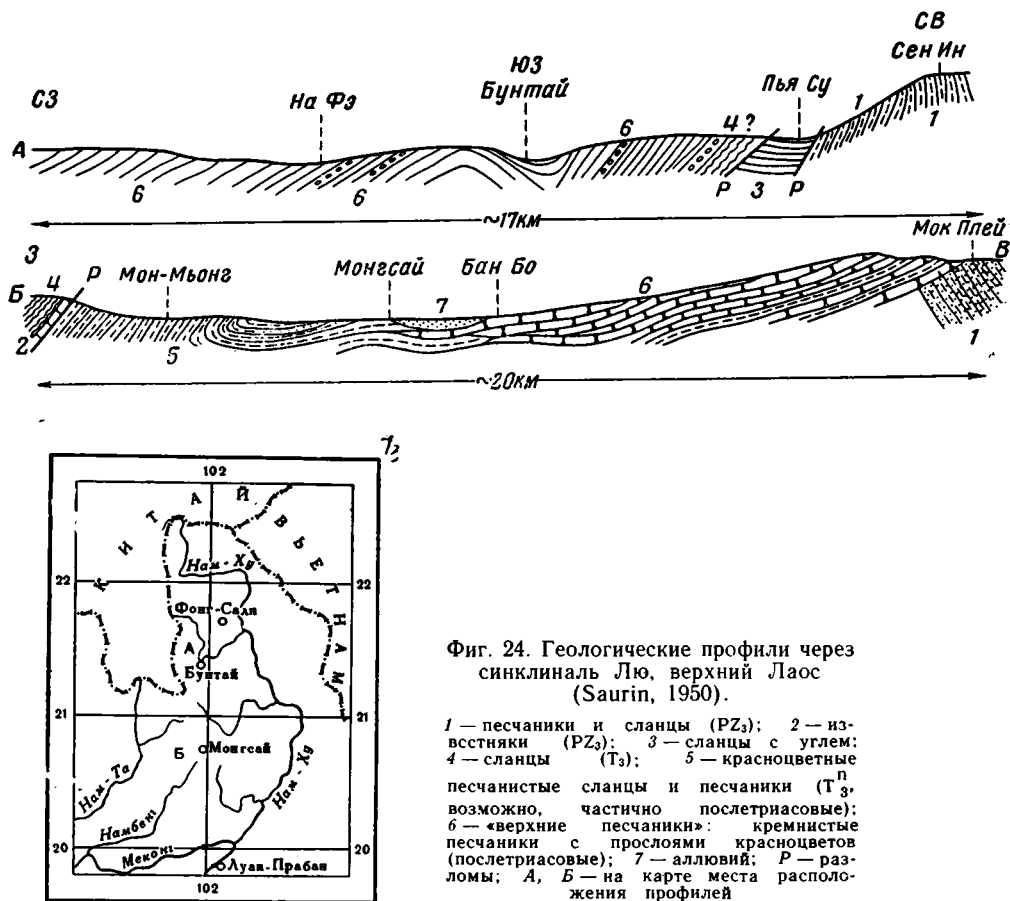
Образования этого яруса обычно залегают в отдельных изолированных впадинах (впадины Мае Фанг, Мае Сот и другие в Таиланде, Сипо, Кало и другие в Бирме). Представлены они преимущественно кластическими породами. Известняки и глинистые сланцы также известны в их составе, но имеют подчиненное значение.

В северном и северо-западном Таиланде широко распространены верхнетриасовые-нижнеюрские складчатые красноцветы. По данным А. Гейма, они начинаются с конгломератов и имеют мощность более 1000 м. Красноцветы триасового возраста с *Daonella*, *Halobia* и *Myophoria* протягиваются из района Уттарадита на север, в Северный Лаос. Они содержат здесь вулканиты, сходные с эффузивами серии Паханг. Далее эти красноцветы прослеживаются в Южную Юннань и Шаньскую область (Coggin, 1938). В Северном Лаосе на верхнепалеозойских континентальных и морских породах залегает «верхняя песчано-сланцевая серия» (Fromaget, 1952₂), сложенная преимущественно лагунными отложениями. Фромаже для восточной части Верхнего Лаоса предложил двучленное деление этой серии. Нижняя ее часть сложена слюдястыми сланцами, латерально замещающимися разноцветными глинами и песчаниками. Верхние горизонты серии образованы песчано-сланцевыми красноцветными отложениями с углем и остатками растений верхнетриасового времени (находки у Фонг Сали и пр.).

Их частичными возрастными аналогами являются красноцветные отложения, также распространенные в Верхнем Лаосе, Южной Юннани и в Шаньской области. Это красные и зеленые глины и песчаники с прослоями галечников у основания. Во вмещающих породах содержат соль. Редкие окаменелости позволяют говорить о рэтском и более молодом (юра?, мел?) возрасте красноцветов Верхнего Лаоса (Lexique stratigr. intern., 1956).

Западнее р. Нам У описание триасовых отложений Верхнего Лаоса приведено в работе Сорена (Saurin, 1950). Карнийские отложения — разноцветные глинистые сланцы, песчаники, изредка с фауной, иногда риолиты — залегают трансгрессивно. Вверх по разрезу, часто с перерывами и угловыми несогласиями они сменяются регрессивной орогенной серией — красноцветными песчаниками и сланцами, слабее дислоцированными. Встречаются прослои морских пород с норийской фауной. Норийские отложения перекрыты субгоризонтальными красноцветами и светлыми кремнистыми «верхними песчаниками» послетриасового возраста. Подобная картина наблюдается в других районах Северного Лаоса (Fromaget, 1937; Hoffet, 1950). «Верхние песчаники»

¹ О структурах орогенного этапа на территории Индокитая сведений мало. Поэтому на тектонической карте главная полоса развития впадин орогенного этапа показана в обобщенных контурах, а некоторые из этих структур не выделены вообще.



Фиг. 24. Геологические профили через синклиналь Лю, верхний Лаос (Saurin, 1950).

1 — песчаники и сланцы (PZ₃); 2 — известняки (PZ₃); 3 — сланцы с углем; 4 — сланцы (T₃); 5 — красноцветные песчаные сланцы и песчаники (T₃, возможно, частично послетриасовые); 6 — «верхние песчаники»: кремнистые песчаники с прослоями красноцветов (послетриасовые); 7 — аллювий; Р — разломы; А, Б — на карте места расположения профилей

(Jacob et Dussalt, 1924) перекрывают норийские красноцветы с перекрытием, но без резкого углового несогласия. Они составляют самые верхние части стратиграфического разреза в Лаосе. Это преимущественно красноцветные, иногда соленосные песчаники с прослоями кремнистых светлых песчаников и конгломератов. «Верхние песчаники» смяты в пологие складки лишь на западе Восточного Лаоса; в других местах они залегают субгоризонтально и затронуты лишь разрывными нарушениями.

Точное определение возраста «верхних песчаников» затруднительно, так как из палеонтологических остатков в большом количестве они содержат лишь окрепшую древесину. В Нижнем Лаосе и в Камбодже в сходных образованиях найдена меловая фауна. Поэтому возраст их оценивается от рэта до мела. На востоке Верхнего Лаоса «верхние песчаники» залегают в крупной синклинальной структуре горной цепи Пу Дан Ден (Fromaget, 1952₂). Западнее, в другой крупной синклинальной структуре, северная часть которой известна под названием «борозды Лю» (Saurin, 1950, и др.), «верхние песчаники» иногда слабо складчаты (фиг. 24).

На Шаньском плато палеонтологически доказанные рэтские отложения — слои Напен — распространены небольшими изолированными пятнами и залегают на «известняках плато» с разрывом и несогласно. Слои Напен представлены преимущественно пестрыми аргиллитами и глинистыми сланцами, реже мергелями и известняками. На слоях Напен без заметного углового несогласия или с разрывом на «известняках плато» залегает серия Намьяу. Она сложена фиолетовыми песчаниками

и глинистыми сланцами с прослоями известняков. С. С. Бакман из известняков в слоях Намъяу определил батские брахиоподы (Стратиграфический справочник, 1960), а также отметил большое своеобразие фауны из этих слоев. В Южных Шаньских штоках, к востоку от г. Кало «известняки плато» несогласно перекрыты угленосными отложениями серии Лойан. Остатки флоры из этих отложений датируют их как позднелюрские или раннемеловые (Cotter, 1924).

В Южных Шаньских штатах, в районе между Кенгтунгом и границей с Таиландом, обнажаются красноцветные отложения Кало. В них обнаружены цефалоподы предположительно мелового возраста (Стратиграфический справочник, 1960). По мнению Кобаяси, меловой возраст для красноцветов Кало может быть принят, так как по стратиграфическому положению они моложе юрской угленосной толщи Лойан и древнее третичных отложений депрессии Иравади (Kobayashi, 1960).

Отложения юрского и мелового возраста известны также в Тенасериме. В округе Амхерст Тенасерима, к востоку от кристаллических пород хр. Дона на верхнетриасовых известняках Камавкала несогласно залегают красноцветные породы. Они описаны Г. П. Коттером (Cotter, 1924). В составе красноцветов преобладают мелко- и среднезернистые розовые и красные песчаники; встречены также глины, коричневые песчаники и конгломераты. В глинах содержатся тонкие прослои известняков со следами плохо определимых окаменелостей. В базальных слоях непосредственно на известняках Камавкала описаны валуны, происхождение которых неясно. Очень предположительно возраст красноцветов Амхерстского округа Г. П. Коттер считает юрским. Возможно, что они являются аналогами красноцветов Мергуи (см. ниже) и относятся к мелу.

Красноцветы в районе г. Мергуи (Тенасерим) занимают участок побережья Андаманского моря и прилегающие острова архипелага Мергуи, образуя полосу выходов северо-северо-западного простирания протяженностью около 70 км. Согласно С. Р. Рао (Rao, 1930), сводный разрез этих отложений следующий (снизу вверх):

1. Конгломераты и крупнозернистые песчаники.
2. Известковистые песчаники.
3. Мелкозернистые розоватые песчаники с пятнами белых глин.
4. Фиолетовые песчаники, глинистые сланцы и конгломераты.

В составе красноцветов Мергуи встречены обломки свежих полевых шпатов, гальки кварца и сланцев, свидетельствующие о том, что источником сноса для этих отложений были близлежащие гранитные интрузии и шиферные сланцы. Вблизи г. Мергуи красноцветы залегают на размытых аргиллитах серии Мергуи. С. Р. Рао писал о возрасте этих красноцветов: «Хотя прямых палеонтологических доказательств в районе Мергуи не получено, автор думает, что серия красноцветных песчаников этого района образует связующее звено в цепи обнажений, протягивающихся из Северных Шаньских штатов в Тонкин и Сиам, вероятно, имеющих тот же возраст, т. е. юрский» (Rao, 1930, стр. 20). Т. Кобаяси, сопоставляя красноцветы Мергуи с серией Корат, относит их к мелу, возможно даже к палеогену.

Отложений юры и мела на территории Малайзии и полуостровного Таиланда до последнего времени не было известно. Лишь в 1952 г. на границе штатов Келантан и Паханг (плато Гунон Гаго) найдены отложения с верхнеюрской — нижнемеловой флорой, объединенные в серию Гаго (Paton, 1959). В основании разреза залегают грубые базальные конгломераты (до валунных), перекрытые более мелкогалечниковыми с гальками кварца. Флора найдена в редких тонких прослоях красных глин среди конгломератов. Эти нематаморфизованные слабосмятые

(углы падения 5—8°) отложения с явным угловым несогласием залегают на сильно дислоцированных породах, условно относимых к пермокарбону. Местами описанные конгломераты перекрывают гранитные интрузии.

В Западной Камбодже послетриасовая серия «верхних песчаников» (J?, Cr?) трансгрессивно перекрывает все более древние образования. Серия сложена пологозалегающими песчаниками, мергелями и конгломератами преимущественно континентального происхождения. Мощность серии — более 1000 м. В западной Камбодже эти породы распространены очень широко и слагают горы Кардамон и Слоновые. Руководящих палеонтологических остатков в «верхних песчаниках» не найдено; известны находки окаменелой древесины. (Lexique stratigr. intern., 1956).

Примерные соотношения местных стратиграфических подразделений юры и мела видны из табл. 5.

Таблица 5

Возрастные соотношения верхнемезозойских серий и свит в Бирманско-Малайской складчатой зоне

По Кобаяси (Kobayashi, 1960) и др.

Возраст		Малайзия	Бирма		Западная Камбоджа
			Тенассерим	Шаньская область	
Мел	Палеоген			Красноцветные песчаники Кало	
	Верхний мел				
	Нижний мел	Серия	Красноцветные песчаники Мергуи и Амхерста		Континентальные «верхние песчаники» (горы Кардамон и пр.)
	Мальм	Гаго		Угленосные отложения Лойан. Серия Намъяу.	
Юра	Доггер				
	Лейас				
	Рэт			Слон Напен	

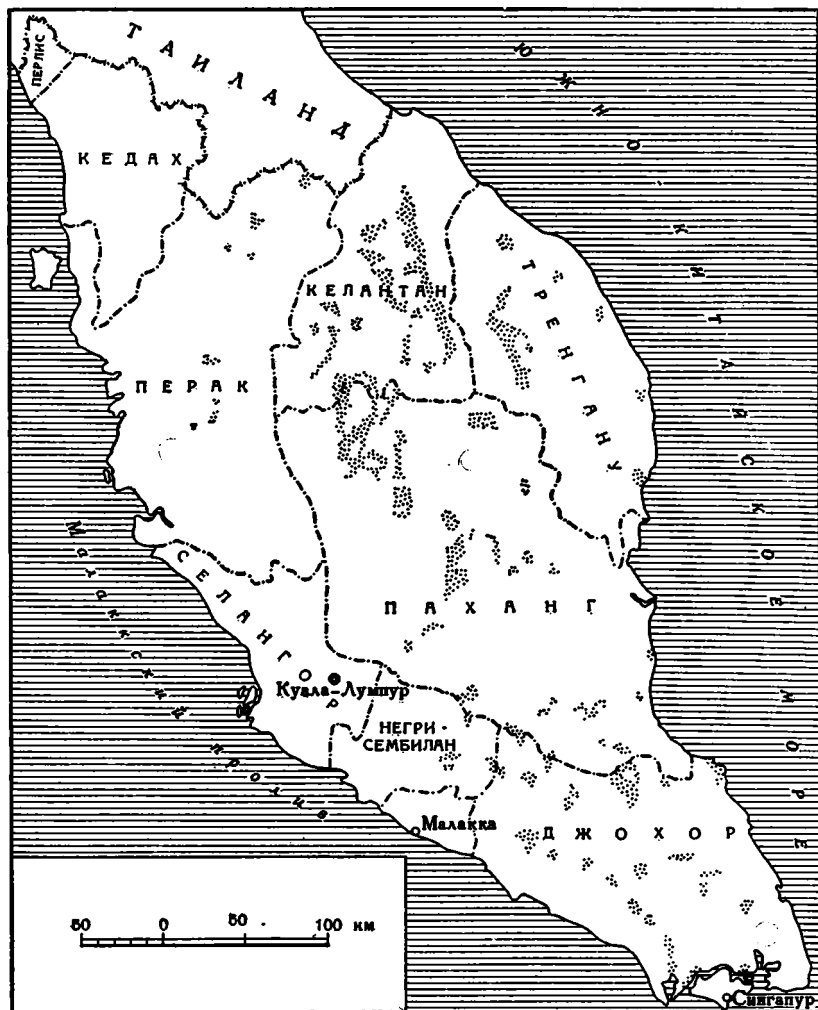
Мощности мезозоя в отдельных впадинах достигают больших величин. Так, суммарная мощность верхнетриасовых известняков Камавкала и залегающих выше мезозойских пород во впадине Мае Сот составляет более 2000 м (Brown a. o., 1951).

Для мезозойских отложений во впадинах характерно в общем пологое залегание с углами падения от нескольких градусов до 15—20°. Более интенсивные дислокации развиты лишь локально на небольших участках (Brown a. o., 1951; Chhibber, 1934). Верхнемезозойские отложения (серия Гаго, красноцветы Кало, Амхерста, Мергуи) в общем дислоцированы слабее юрских пород. Другим характерным признаком являются частые стратиграфические перерывы в разрезах мезозоя Центрального Индокитая. Они подчеркнуты обычно горизонтами конгломератов (в основании серии Намъяу, между угленосными отложениями Лойан и красноцветами Кало и т. д.).

Магматизм Бирманско-Малайской зоны

В геологическом строении Центрального Индокитая изверженные породы играют очень большую роль, занимая на поверхности более 1/3 всей его площади.

Эффузивы и пирокластические образования верхнепалеозойского — нижнемезозойского возраста наиболее широко распространены в восточной половине Малайи (к востоку от Главного хребта, в штатах Паханг, Тренгану, Келантан, Джохор и на островах восточного побережья;



Фиг. 25. Распространение вулканической серии Паханг (заштрихована) на территории Малайзии (по Alexander, 1961; Scrivenor, 1931)

фиг. 25), где они объединены в серию Паханг¹. Серию составляют туфы и лавы преимущественно липаритового и риолитового состава. Риолитовые лавы и туфы встречаются в Келантане и на русловых островах р. Паханг. При этом туфы и агломераты преобладают над лавами.

Возраст вулканогенных образований Паханг оценивается как позднекаменноугольный — триасовый (Lexique stratigr. intern., 1956, и др.), хотя прямых данных немного. По сведениям Е. С. Вилборна, «большинство туфов и лав переслаивается с глинистыми сланцами Рауб. Найденная в них фауна указывает, что некоторые из них пермского возраста. Полевые данные говорят, что сланцы Рауб одновозрастны известнякам Рауб, а последние содержат верхнекаменноугольные окаменелости» (Willbourn, 1917, стр. 513)². Вулканиты Паханг в меньшем количестве найдены также в отложениях триаса. Догранитный возраст вулканической серии Паханг доказан ее контактовыми изменениями

¹ Название предложено Д. Б. Скривенором (Scrivenor, 1911) по наименованию штата Паханг, где эта серия впервые была изучена в 1904 г.

² В настоящее время возраст серии Рауб оценивается как поздний карбон — пермь (Alexander, 1959).

вблизи мезозойских гранитных интрузий, включением пород Паханг в качестве ксенолитов в граниты (например, на о-ве Таймен). Как довод в пользу догранитного возраста серии Паханг Д. Б. Скривенор (Scrivenor, 1931) приводит факты, показывающие, что интенсивная раскливажированность, свойственная породам серии на ряде участков (например, в Верхнем Пераке), не затрагивает гранитных интрузий.

Верхнепалеозойский-нижнемезозойский геосинклинальный вулканизм проявлялся не только на территории Малайзии. Он имел место намного севернее, уже в пределах материка, на продолжении меридиональных малайских структур по другую сторону Сиамского залива. Выход интенсивно перемятых андезитовых порфиритов, площадью около 100 км² расположен на границе Камбоджи и Таиланда, к юго-западу от пос. Пойпет. Среди андезитов встречены незначительные пропластки диабазовых порфиритов (Cubler, 1935). Эффузивы несогласно залегают на верхнедевонской-нижнекаменноугольной песчано-сланцевой серии и перекрыты фаунистически охарактеризованными пермскими отложениями. Другой мелкий выход аналогичных эффузивов известен у г. Пайлина.

Маломощные пропластки кварцевых порфиров и их туфов известны среди триасовых (Т₂²) отложений (в пределах горного массива Тадет и пр.). Более молодые покровы дацитов, риолитов, кварцевых порфиров и их туфов имеют в Западной Камбодже значительное распространение. Наиболее крупные поля установлены к северу от г. Пайлина, в горном массиве Тумпор (район Преам-Пруса), к западу и югу от гранитного батолита Кхол. Дж. Гублер указывает на более тесную связь дацитовых и более кислых эффузивов. При этом, по его мнению, сначала изливались лавы дацитового состава, затем преобладали излияния кварцевых порфиров и риолитов. Максимальная мощность эффузивов оценивается в 1000 м. Описанные эффузивные покровы залегают на породах разного возраста, вплоть до пермских и среднетриасовых (?). По косвенным соображениям Э. Сорен (Saurin, 1935) считает их доэртскими.

Несколько мелких выходов андезитовых, кварцевых и диабазовых порфиритов с туфобрекчиями в основании описаны в юго-западной части провинции Баттамбанг (Gubler, 1935). Согласно Гублеру, переход от андезитовых порфиритов к диабазовым постепенный. Максимальная мощность эффузивов — первые сотни метров. Они залегают в разных по возрасту (вплоть до пермских) породах; галька эффузивов содержится в триасовых (?) конгломератах.

Далее к северу, в Западном Лаосе вдоль р. Меконг и в бассейне р. Нам У дайки и покровы андезитов имеют широкое распространение (Corte géologique de l'Indochina, 1952; Hoffet, 1950; Lexique stratigr. intern., 1956; Saurin, 1950). В этих районах пластовые тела андезитов известны в фузулиновых верхнепалеозойских известняках, а обломки их встречаются в палеонтологически охарактеризованных породах от перми до триаса включительно. Андезиты прорываются дацитами и еще более поздними и менее распространенными риолитами. Последние иногда переслаиваются с карнийскими отложениями и встречены в гальке норийских красноцветов. Андезиты, дациты и риолиты связаны постепенными переходами и образуют единую мощную серию изверженных пород верхнепалеозойского-триасового возраста. Сходная эффузивная серия широко распространена также на востоке Индокитайского полуострова (см. стр. 42—43). Описанные эффузивные образования Верхнего Лаоса очень тесно связаны с телами габбро и долеритов, также широко распространенных. На геологических картах эта эффузивная серия, как правило, не отделена от своих гипабиссальных аналогов. Поэтому на тектонической карте вся протяженная полоса

этих пород условно показана как огромная интрузия основного состава.

Возможно, что более поздними отзвуками верхнепалеозойского — нижнемезозойского вулканизма являются пласты туффов, включенные в красноцветы в районе Уттарадита (Högbom, 1914). Аналоги серии Паханг за пределами Центрального Индокитая известны в области Джамби на Центральной Суматре и в Центральном Калимантане (серия Боджон), где пермокарбоновые и пермотриасовые отложения содержат вулканы сходного состава (Marks, 1956).

Таким образом, верхнепалеозойский — нижнемезозойский геосинклинальный вулканизм был широко развит в геосинклинали Центрального Индокитая, особенно в ее восточных частях.

Исключительно широкое распространение в Центральном Индокитае имеют гранитные интрузии, особенно многочисленные на территории Малайского полуострова. Граниты образуют крупные, удлиненные в направлении общего простирания пород батолиты, расположенные эшелонно и формирующие в рельефе наиболее высокие горные хребты (Richardson, 1947₂, и др.). Обычно гранитные батолиты приурочены к ядрам антиклинальных структур.

В Центральном Индокитае различаются два главных типа гранитов: 1) роговообманково-биотитовые граниты и 2) мусковит-биотитовые граниты с крупными порфирообластами полевых шпатов.

Роговообманково-биотитовые граниты в ряде мест (например, у Мае Фанг) прорывают палеозой и несогласно перекрываются мезозойскими отложениями. Возраст гранитов этого типа почти всеми исследователями устанавливается как триасовый (Brown a. o., 1951; Lexique stratigr. intern., 1956 и др.).

Относительно времени внедрения двуслюдяных гранитов существуют разные мнения. В сводке по геологии Малайи Д. Б. Скривенором (1931) описан ряд случаев, когда оловоносные граниты контактово изменили палеонтологически охарактеризованные триасовые отложения. В Кедахе они метаморфизовали средний триас (см. фиг. 22, пункты 5 и 6). В пределах оловоносного поля Ларут (пункт 7) известны метаморфизованные среднетриасовые глинистые сланцы и кварциты, содержащие вторичный турмалин. Триасовые (в том числе верхнетриасовые) отложения интенсивно смяты и метаморфизованы вблизи гранитов хр. Бенон (см. фиг. 22, пункты 15 и 17) и т. д.

Большие затруднения вызывало установление верхней возрастной границы двуслюдяных гранитов. Некоторые исследователи (Brown a. o., 1951) до последнего времени связывали внедрение этих гранитов с широко проявившимся в Южной Азии ларамийским тектогенезом, приписывая им верхнемеловой — нижнетретичный возраст. В других работах (Bemmelen, 1949; Martini, 1957; Stille, 1945) внедрение оловоносных гранитов предполагается в верхнем триасе — нижней части юры. Мартини справедливо отмечает, что петрографически двуслюдяные граниты Малайского полуострова отличны от ларамийских гранитов Западной Суматры. По поводу возраста двуслюдяных гранитов Мартини пишет следующее: «Оловоносные граниты в Таиланде, так же как в Малайе, Инзулинде и Бирме, нигде не вступают в непосредственный контакт с серией Корат (в широком понимании стратиграфического объема серии Корат; см. стр. 35—38. — *Е. П.*)...» Несмотря на то, что однозначные доказательства возраста оловоносных гранитов еще не приводились, хотя об их возрасте свидетельствуют многие наблюдения, мы, как и Штилле (1945. — *Е. П.*), также должны рассматривать оловоносные граниты как древнекиммерийские. При этом оловоносный гранит может быть немного моложе, чем роговообманково-биотитовый, потому что с перемещением фронта складчатости с востока на запад, естествен-

но мог перемещаться и фронт магматизма. Так было бы понятнее, что более кислые оловоносные граниты преобладают в западной части, тогда как более основные роговообманково-биотитовые граниты естественны в восточных областях древнекиммерийской складчатой геосинклинали» (Martini, 1957, стр. 694).

Точку зрения о верхнетриасовом-юрском времени внедрения двуслюдяных гранитов убедительно подтверждают верхнеюрские-нижнемеловые обломочные отложения, обнаруженные в 1952 г. на плато Гунон Гаго. Базальные конгломераты этих отложений перекрывают гранитные интрузии. Оценивая данный факт, И. Р. Патон пишет: «Это открытие проливает интересный свет на тектоническую историю Малайи. Ранее предполагали, что складкообразование и внедрение гранитов почти одновременны и, по аналогии с окружающими территориями, вероятно, были позднемеловыми или раннетретичными. Однако настоящее свидетельство (перекрытие гранитов конгломератами серии Гаго. — Е. П.) показывает, что по крайней мере основная часть процесса складкообразования имела место ранее, в юрское время» (Paton, 1959, стр. 231).

Семь определений абсолютного возраста оловоносных гранитов с островов Сингкеп и Биллитон, по данным Х. М. Ф. Шюрманна и других (1960 г.; взято из работы Т. Кломпа; Kłompe, 1962), дают средние цифры абсолютного возраста этих гранитов 145—155 млн. лет.

Из всего сказанного следует, что точка зрения о верхнетриасовом-юрском возрасте двуслюдяных гранитов представляется наиболее обоснованной и принимается автором. Нужно только оговориться, что вдоль границы области Центрального Индокитая с альпийской складчатой зоной Западной Бирмы возможны и более молодые внедрения гранитов. Например, для Тенассерима и более северных районов Х. Л. Чиббер (Chhibber, 1934, стр. 294), кроме двуслюдяных гранитов, упоминает также порфириновые, по его мнению, более молодые.

Весьма показательно почти полное отсутствие на территории Центрального Индокитая гранитов герцинского возраста, широко распространенных в Восточном Индокитае.

Исключение представляет территория Западной Камбоджи, где в районе г. Преаса и к северу от г. Пайлина известны три мелких тела известково-щелочных гранитов последовонского-предпермского возраста. Наиболее крупная (площадью более 20 км²) гранитная интрузия расположена к северу от г. Пайлина и связана с широтным разломом. На севере эти граниты прорывают сланцево-песчаниковую серию (Д₃—С₁), на востоке они перекрыты отложениями триаса. По аналогии с герцинскими известково-щелочными гранитами Восточного Индокитая внедрения предполагаются в московском веке (Gubler, 1935). Однако мезозойские гранитные интрузии, прорывающие пермские породы, преобладают в Западной Камбодже. К описанному типу мезозойских роговообманково-биотитовых гранитов принадлежит, например, крупный гранитный батолит Кхол (Gubler, 1935).

В площадном распространении двух главных типов гранитных интрузий Центрального Индокитая наблюдаются определенные закономерности. Их можно наглядно проследить из распространения определенных полезных ископаемых, связанных с интрузиями каждого из типов гранитов. С роговообманково-биотитовыми гранитами связаны месторождения железа, золота, меди, молибдена, сурьмы, свинца и цинка. Двуслюдяные граниты являются олово- и вольфрамоносными (Маркова и Орлова, 1956; Fejtmor, 1940). Как видно из схемы (фиг. 26), роговообманково-биотитовые граниты широко распространены в Центральном и Северном Таиланде, Восточной Бирме и Восточной Малайе. В Центральной Малайе (штат Паханг) они входят в состав интрузий

Главного хребта, где с ними связано коренное месторождение золота Рауб. В полуостровном Таиланде роговообманково-биотитовые граниты представлены лишь двумя интрузиями: к северу от Краби и к югу от Наративата.

Зона оловоносных гранитов протягивается на западе Центрального Индокитая от районов северо-западного Калимантана (Klompé, 1962; Roe, 1955) и других островов Зондского шельфа через Малайю, Таиланд, Тенассерим в районы Яметина и Мандалая. В целом оловоносные гранитные интрузии занимают более западное положение, чем более древние (?) роговообманково-биотитовые граниты. Последние показаны на тектонической карте как синорогенные. Оловоносные граниты предположительно отнесены на карте к позднеорогенным интрузиям. Двуслюдяные граниты Малайского полуострова сидят в ядрах антиклинальных поднятий. Это также характерно для позднеорогенных гранитов.

В связи с широким площадным распространением мезозойских гранитов в Центральном Индокитае контактовый метаморфизм более древних пород является наиболее распространенным типом метаморфизма, хотя обычно достигает лишь фации зеленых сланцев (Hutchison, 1961).

Интрузии основных пород — диоритов, габбро и пироксенитов предположительно триасового возраста (Brown a. o., 1951) — в Таиланде локализованы в районах Уттарадита и Чиенг-Рай. К северо-востоку от г. Уттарадита дайки и мелкие штоки основного состава прерывают породы серии Канханабури (?) (Brown a. o., 1951). В Малайе мелкие тела габбро, норитов и серпентинитов не установленного возраста известны на о-ве Убин, в Северном и Южном Джохоре, на реках Тембелинг и Ромпир в Паханге, в Верхнем Пераке и т. д. (Scrivenor, 1931). На территории Шаньских штатов Бирмы описаны лишь отдельные редкие дайки долеритов и оливиновых габбро (у Могока, Нам Сам и т. д.) дотретичного возраста (Chhibber, 1934).

Позднемеловые-кайнозойские изверженные породы не относятся к образованиям геосинклинального типа. В северной половине описываемой территории довольно широко распространен кайнозойский базальтовый вулканизм. В Северных Шаньских штатах описан кайнозойский вулкан Лой-Хан-Хун, базальтовые дайки и лавы которого моложе окружающих третичных отложений. У северо-восточной границы Бирмы, в Юннани находится молодой вулкан Тен-Ех, извергавший андезитовые и базальтовые лавы, а также другие вулканы. Кайнозойские излияния оливиновых базальтов известны в архипелаге Мергун (о-в Медау и др.). Мелкие потоки лав и купола базальтов третичного возраста вписаны во многих местах Северного Таиланда (к востоку от Лампанга, к западу от ст. Май Мо и т. д.). Несколько мелких полей кайнозойских базальтов находятся в Западной Камбодже, в пределах гипотетического Пурсатского массива (см. приложение). Многие изверженные породы Бирмы связаны с крупным тектоническим швом, отделяющим Шаньское плато от расположенных западнее районов кайнозойского осадконакопления. К зоне этого шва приурочены дайки и силлы долеритов, базальтовые лавы Швебо и Мандалая, базальты плато Сингу (22°44' с. ш.), риолиты и кислые лавы округа Татон. Многие из перечисленных силлов и лавовых потоков залегают среди отложений поздне-третичных серий Пегу и Иравади (Chhibber, 1934) или даже перекрывают породы Иравади, что определяет их молодой возраст.

На территории Таиланда к кайнозою относятся также мелкие штоки, дайки и потоки диоритов и кварцевых диоритов (к востоку от Прачин Бури и пр.), андезитовых и риолитовых порфиров (у Сара Бури, к северу от Лоп Бури и т. д.), прорывающие мезозойские отложения (Brown a. o., 1951).

Северо-Вьетнамская складчатая зона занимает территорию Восточного Индокитая и, как уже говорилось, огибает Индосинийский массив с северо-востока. На западе она ограничена крупной зоной меридиональных разломов (шаарунгом, см. стр. 43), на востоке погружается под воды Северо-Вьетнамского залива. Северо-восточной границей этой складчатой зоны является грабен Красной реки, который отделяет ее от Южно-Китайской платформы. Большая часть описываемой территории известна в литературе под названием «Аннамитская геосинклиналь» (Фромаже, 1939, 1952¹ и др.). Мы будем употреблять название Северо-Вьетнамская складчатая зона для всей указанной области, до цепи Фан-Си-Пан на северо-востоке включительно.

Тектонический план описываемой зоны определяется чередованием сложных синклинорных и антиклинорных структур, вытянутых в северо-западном направлении. Протяженность каждой из них — порядка 250—300 км. Эти структуры особенно четко выражены на севере зоны.

Метаморфические образования

Крупные полосы метаморфических образований обнажаются вдоль тектонических швов: грабена Красной реки и «шрама Тхань-Хоа» французских геологов (зоны Айлаошань-Фансипанская и Черной реки; см. фиг. 15).

Узкий грабен Красной реки ограничивает с северо-востока горную цепь Фан-Си-Пан и хр. Айлаошань в Юннани, сложенные метаморфическими породами. На всем этом огромном (около 500 км) протяжении ширина грабена составляет всего 10—15 км; он заполнен 1000-метровой толщей озерно-болотных угленосных отложений неогена, залегающих непосредственно на метаморфических образованиях (*Carte Géologique de L'Indochine*, 1952, и др.). Цепь Фан-Си-Пан является сложным антиклинорным сооружением протяженностью с юго-востока на северо-запад более 250 км. Согласно Фромаже (Fromaget, 1937), эта структура сложена в нижней части разреза альгонкскими породами: различными слюдяными сланцами, амфиболитами, ортогнейсами, разгнейсованными гранитами и т. д. Выше залегают образования второго метаморфического комплекса: амфиболиты, циполины, слюдитые сланцы, кварциты. На юге они погружаются под отложения девона, что, по мнению Сорена (Saurin, 1956¹), является косвенным доказательством их нижнепалеозойского возраста (силурийские породы в разрезах Северного Вьетнама к западу от Красной реки известны лишь на одном небольшом участке у г. Тхань-Хоа).

Разлом Тхань-Хоа протягивается в северо-западном направлении на расстояние свыше 400 км от Пью-Нанг-Сантама до Тхань-Хоа (*Carte Géologique de L'Indochina*, 1952). На поверхности разлом выражен в виде полосы передобленных пород; вдоль него узкой цепью вытянуты граниты и тела основных интрузий: перидотитовых змеевиков и серпентинитов, бронзититов, горнблендитов и дунитов. К шву Тхань-Хоа также примыкает зона метаморфических пород, сходных с породами, перечисленными для цепи Фан-Си-Пан. Широко распространено мнение о докембрийском и нижнепалеозойском возрасте этих метаморфических образований. Однако оно основано главным образом лишь на высокой степени метаморфизма пород и поэтому не может считаться окончательным.

¹ В 1964 г. в трудах ВНИГНИ (вып. 42) опубликована статья Ш. К. Китовани «Перспективы нефтегазоносности Демократической Республики Вьетнам», в которой содержится геологическое описание значительной части Северо-Вьетнамской складчатой зоны. Однако эту статью использовать уже не удалось. (Прим. отв. ред.).

Существующие в Восточном Индокитае более мелкие выходы метаморфических пород изучены еще очень плохо и здесь не описываются.

Из всего сказанного видно, что судить о роли архейских или протерозойских пород в строении складчатого основания мезозоид Северо-Вьетнамской зоны трудно, так как датировка возраста метаморфических толщ недостаточна определена.

Нижне- и среднепалеозойские образования складчатого основания мезозоид

Осадочные породы этого возраста обнажаются на территории Северо-Вьетнамской складчатой зоны в ядрах и на крыльях крупных антиклинорных структур, а также в горстовых выступах. Преддевонским несогласием они подразделяются на нижне- и среднепалеозойский комплексы, описываемые нами раздельно.

Выходы нижнепалеозойского складчатого основания

Фаунистически охарактеризованные кембрийские отложения в пределах Северо-Вьетнамской складчатой зоны не найдены. Ближайшие их выходы расположены в северо-восточном Бакбо и в Юннани, уже на территории Китайской платформы. Здесь на границе с Китаем, в районе Куан Ба, известны выходы слабо метаморфизованных известняков, песчаников и фтанитов с трилобитовой и другой фауной, характерной для верхней части нижнего кембрия и для среднего кембрия. Разрез слабо метаморфизованных моноклинально залегающих кембрийских, возможно отчасти синийских, отложений мощностью несколько тысяч метров обнажается также восточнее Куан Ба, в окрестностях пос. Чан Поунг (Lexique stratigr. intern., 1956; Saurin, 1956₃). Как и в Куан Ба, кембрийские отложения Чан Поунга без резкого углового несогласия перекрыты девонскими отложениями.

На территории Северо-Вьетнамской зоны к северо-западу от г. Тхань-Хоа к кембрию (?) относятся сильно перекристаллизованные розоватые известняки, перекрытые породами с нижнеордовикскими азафидами (Jacob, 1921; Saurin, 1956₃). Ордовик здесь представлен железистыми песчаниками, кварцитами и песчанистыми сланцами, без значительного углового несогласия перекрытыми эйфельскими отложениями. Брахиоподы, трилобиты, граптолиты верхнего ордовика найдены также в сланцах горстового (?) выступа Бак-Сон на юге Северного Вьетнама (Saurin, 1956₃).

В районах Каммона и на плато Тран-Нинь разрез начинается с темных сланцев и слюдястых песчаников, охарактеризованных окаменелостями ордовика. Они согласно без перерыва перекрыты черными и разноцветными сланцами силура, в свою очередь непрерывно переходящими вверх по разрезу в девонские отложения. Приведенный непрерывный разрез ордовикских, силурийских и девонских пород — единственный на территории Северо-Вьетнамской складчатой зоны, так как силур обычно отсутствует. Отсутствие в разрезах Восточного Индокитаа фаунистически охарактеризованного силура, французские геологи объясняют каледонскими движениями.

Выходы среднепалеозойского складчатого основания

Во многих местах Северо-Вьетнамской складчатой зоны девон несогласно залегает на подстилающих породах и начинается обычно верхнекобленцскими или эйфельскими отложениями. Известняки и известковистые сланцы кобленца известны на юго-востоке зоны (район г. Рона) и на севере плато Тран-Нинь. Полные разрезы среднедевонских известняков и сланцев отмечены на юго-востоке, в районах городов Куи-Дат и Кам-Кет. Франские известняки обнаружены в северной части Северо-

Вьетнамской зоны. Фаменские отложения слабо распространены и твердо установлены лишь в районе Куи-Дат, где фамен представлен известняками и сланцами. В очень немногих точках, преимущественно в южной половине зоны, выявлены известняково-сланцевые отложения турне, связанные с девонскими постепенными переходами (Куи-Дат, Кам-Кет). Девонские отложения на крайнем северо-западе Северного Вьетнама, в бассейне Черной реки слагают борта сложной синклинальной структуры и обнажаются в виде двух полос северо-северо-западного простирания. При их описании использованы данные Фромаже (Fromaget, 1952). В низах разреза залегают немые сланцы и песчаники нижнего (?) девона, перекрытые глинистыми сланцами с эйфельской фауной (находки у Ма Ксао Фен и пр.). Эйфельские сланцы, в свою очередь, переходят вверх по разрезу в живетские и верхнедевонские черные известняки и доломиты с брахиоподами и кораллами (плато Та Пинь, район Лан Ни Танг и пр.). Девонские породы в разрезах северо-западного Бакбо часто неотделимы от каменноугольных известняков. Породы сложно перемяты; большое развитие имеют надвиги.

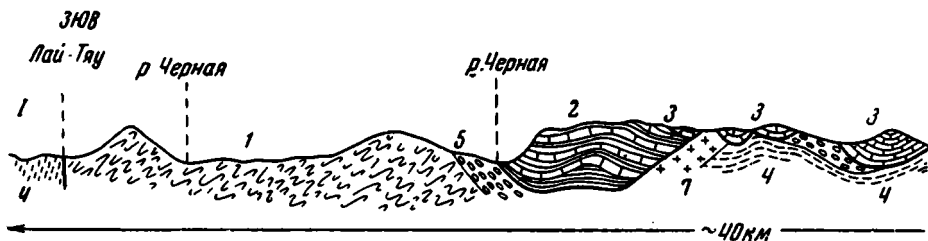
В визейское время область осадконакопления вновь расширилась. Визейские отложения залегают на девоне и турне трансгрессивно; на западе складчатой зоны они представлены (снизу вверх): глинистыми и известковистыми сланцами, серыми и черными известняками с пиритом. На плато Тран-Нинь известны сланцы и граувакки с прослоями известняков визейского возраста. К западу от г. Дьен-Бьен-Фу залегают черные и разноцветные шелковистые сланцы, несогласно перекрытые верхним карбоном. Возможно, что они имеют визейский возраст (Fromaget, 1952). Разрез среднепалеозойских отложений заканчивается намюрскими известняками с гониатитами, а также песчаниками и конгломератами, слагающими самые верхи герцинского комплекса:

Эпоха среднего карбона явилась временем герцинской складчатости, отчетливо проявившейся в Восточном Индокитае. Складкообразование сопровождалось внедрением большого числа гранитных интрузий, реже гранодиоритов преимущественно известково-щелочного состава. В пределах Северо-Вьетнамской складчатой зоны наиболее широко они распространены в Западном Бакбо и на севере провинции Трунбо (Lexique stratigr. intern., 1956). Возраст их определен как московский на том основании, что в ряде мест они метаморфизовали нижнекаменноугольные породы и с разрывом перекрыты отложениями верхов московского яруса и пермокарбона.

Геосинклинальные образования мезозойского Северо-Вьетнамской складчатой зоны

Формирование геосинклинальных комплексов Северо-Вьетнамской мезозойской складчатой зоны происходило в два этапа. Первый из них начался в конце среднего карбона и продолжался до конца перми; затем большие территории вновь были осушены. Образования этого этапа объединены в нижний структурный ярус мезозойского. Накопление отложений верхнего структурного яруса произошло после длительного перерыва во время обширной карнийской морской трансгрессии¹. Норийские отложения на большей части территории представлены уже красными орогенного этапа развития. Лишь в отдельных синклинальных структурах сохранились морские породы норийского яруса.

¹ По новейшим данным, геосинклинальный комплекс мезозойского Северного Вьетнама начал формироваться скорее всего с конца пермского периода. Этот комплекс включает мощные образования верхов перми, нижнего, среднего и верхнего (карнийский ярус) триаса. В эпоху формирования геосинклинального комплекса в Северо-Вьетнамской зоне ясно вырисовываются линейные прогибы и геосинклинальные поднятия, где разрезы триаса неполны, сокращены в мощности, либо отсутствуют. Соответственно,



Фиг. 27. Геологический разрез западного крыла синклинали Черной реки
1 — докембрийские ортогнейсы; 2 — девонские сланцы и известняки; 3 — верхнепалеозойские; 4 — порфириты; 5 — кислые синтектонические интрузии; 6 — жирные линии;

Нижний структурный ярус (Pz_3)

Верхнепалеозойские отложения повсеместно залегают на различных горизонтах подстилающих пород с разрывом и угловым несогласием. Наибольшее распространение в пределах Северо-Вьетнамской зоны они имеют по западному крылу синклинали Черной реки на севере зоны. Это преимущественно известняки с фузулидами и брахиоподами средней мощностью 1200 м (Lexique stratigr. intern., 1956). Местами (Чжань-Нинь и др.) формировались смешанные песчано-сланцевые и известняковые толщи.

Фаунистически охарактеризованные морские осадки нижнего триаса в Северо-Вьетнамской складчатой зоне неизвестны.

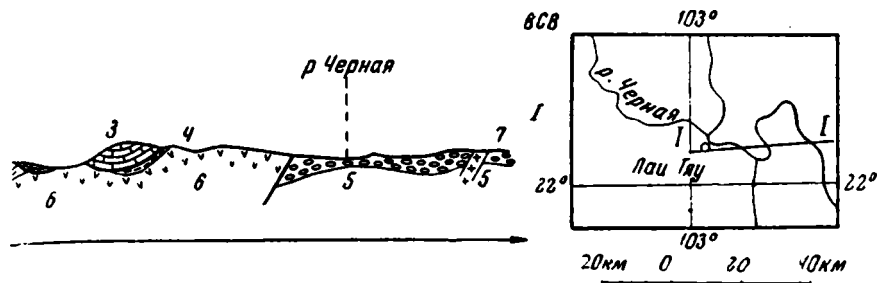
Верхний структурный ярус (T_3)

В карнийское время обширная морская трансгрессия захватила многие районы Индокитая, в том числе и большие площади Северо-Вьетнамской складчатой зоны. На ее территории морские триасовые отложения распространены преимущественно в центральных частях трех крупных синклинальных структур (с юго-запада на северо-восток): синклинали Сонг Ка, синклинали Сам Нёа и синклинали Черной реки. Эти структуры отчетливо видны на нашей тектонической карте по крупным полям распространения пород верхнего структурного яруса. Для указанных районов характерны мощные полные разрезы карнийских отложений, сложенные преимущественно глинистыми сланцами с прослоями известняков, песчаников и обильной ископаемой фауной (Lexique stratigr. intern., 1956; Patte, 1927, и др.). На антиклинальных структурах карнийские отложения имеют сокращенную мощность и более песчаный состав или вообще отсутствуют.

На границе карнийского и норийского веков и в ранненорийское время территория Северо-Вьетнамской складчатой зоны была охвачена мощным складкообразованием. Морские норийские отложения имеют локальное распространение; наиболее полные их разрезы — красные известняки, сланцеватые песчаники, мергели — известны в синклинали Сам Нёа.

Дислокации пород геосинклинальных комплексов Северо-Вьетнамской зоны, слагающих складчатые линейные структуры, весьма сложны. Общее простиранение структур северо-западное. Большую роль играют пологие чешуйчатые надвиги, особенно распространенные на границах синклиналей и антиклиналей. Амплитуда перемещения по некоторым

выделенные ниже структурные ярусы в настоящее время требуют пересмотра. Помимо этого, предупредим, что некоторые приводимые в данном разделе фактические сведения в части геологии ДРВ являются сейчас уже устаревшими. (Прим. отв. ред.).



в районе г. Лай-Тяу (Fromaget, 1952₂).

леозойские известняки; 4 — морские карнийские сланцы; 5 — норийские конгломераты и подошва шарьяжей; на карте-схеме: I—I — линия профиля

из них достигает первых десятков километров («надвиг Черной реки»; Fromaget, 1952₂, и др.). В качестве примера приводим геологический профиль, составленный Фромаже через северную часть западного крыла синклинали Черной реки (фиг. 27).

Не исключено, однако, что изучавшие эти районы французские геологи несколько преувеличили роль шарьяжей.

Образования орогенного этапа на территории Северо-Вьетнамской складчатой зоны имеют незначительное распространение и на тектонической карте не выделены. К ним относится серия полого залегающих «верхних песчаников» — континентальных угленосных отложений норийского-рэтского возраста (Lexique stratigr. intern., 1956). Они распространены в районах Ван-Ен и Фу-Нко-Куан, в низовьях р. Черной.

Магматизм Северо-Вьетнамской складчатой зоны

Магматизм геосинклинального цикла мезозойской Северо-Вьетнамской зоны слабо освещен в литературе.

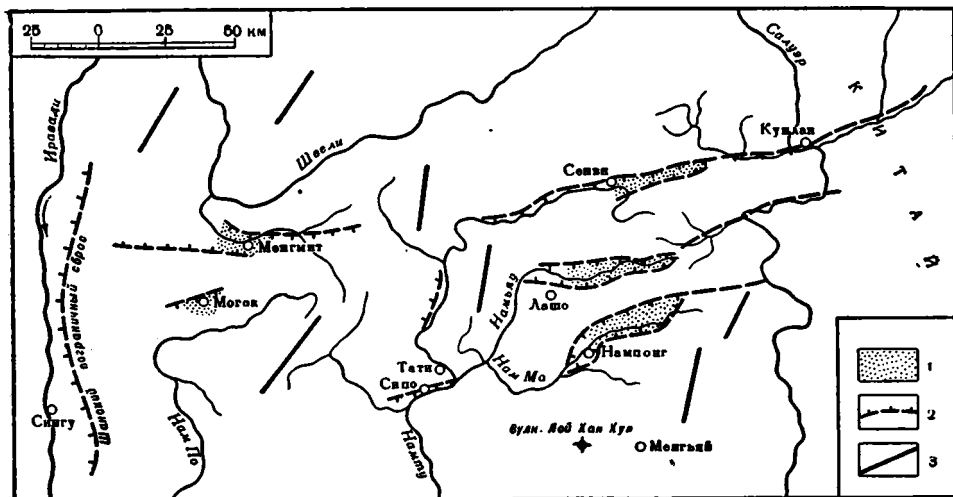
По сведениям Фромаже (1952₂), в Западном Бакбо имеются верхнетриасовые щелочные и монцонитовые граниты, внедрение которых связано с главной фазой мезозойской складчатости и, по-видимому, произошло в конце верхнетриасового времени (интрузии вблизи населенных пунктов Пин-Гай, Као-Пум, Кок-Пиа).

Широкое развитие в восточной части Северо-Вьетнамской складчатой зоны имеют верхнепалеозойские эффузивы и гипабиссальные тела: андезитовые порфириты и габбро, риолиты и микрограниты. Верхнепалеозойская-триасовая эффузивная серия (акдезиты — дациты — риолиты), известная в Центральном Индокитае (см. стр. 42—43) также встречается в районах Северного Вьетнама. Здесь особенно широко распространены выходы монцонитовых риолитов, перекрытые карнийскими сланцами (Lexique stratigr. intern., 1956). Наиболее крупные из них приурочены к разлому Тань-Хоа и восточному крылу антиклинали Черной реки.

КАЙНОЗОЙСКИЕ ВПАДИНЫ

Образование кайнозойских впадин относится к неотектоническому этапу геологической истории Индокитая. Молодые отложения, заполняющие впадины, отделены от пород основания длительным стратиграфическим перерывом; в большинстве случаев впадины по отношению к структурам мезозойской являются резко наложенными, пересекая их в плане.

Наиболее крупная из наложенных кайнозойских впадин — Меконгская — расположена в бассейне нижнего течения р. Меконг. Длина впадины около 700 км, средняя ширина — 200 км. В большей своей северной части впадина наложена на Индосинийский массив, а на юго-западе



Фиг. 28. Расположение кайнозойских впадин в северной части Шаньского плато (Терра, 1943, с дополнениями Е. С. Постельникова).

1 — отложения кайнозойских впадин; 2 — сбросы; 3 — простираения древних структур

несогласно обрезают структуры мезозойской Западной Камбоджи. Впадина заполнена древним и современным аллювием р. Меконга и его притоков. Мощность этих осадков значительна: скважина, пробуренная в г. Гоконге (к югу от Сайгона) на глубину 387 м, не вышла из четвертичных отложений (Saurin, 1935). Время образования наложенной Меконгской впадины приблизительно совпало с мощными излияниями плиоцен(?)—четвертичных базальтов. Огромные поля этих базальтов сохранились в самой впадине и по ее восточному обрамлению.

В настоящее время территория впадины вряд ли испытывает интенсивное погружение, так как продвижение дельты Меконга в море составляет 80—100 м в год (Краткая географическая энциклопедия, 1961), что маловероятно при продолжающемся значительном опускании и компенсации его осадками.

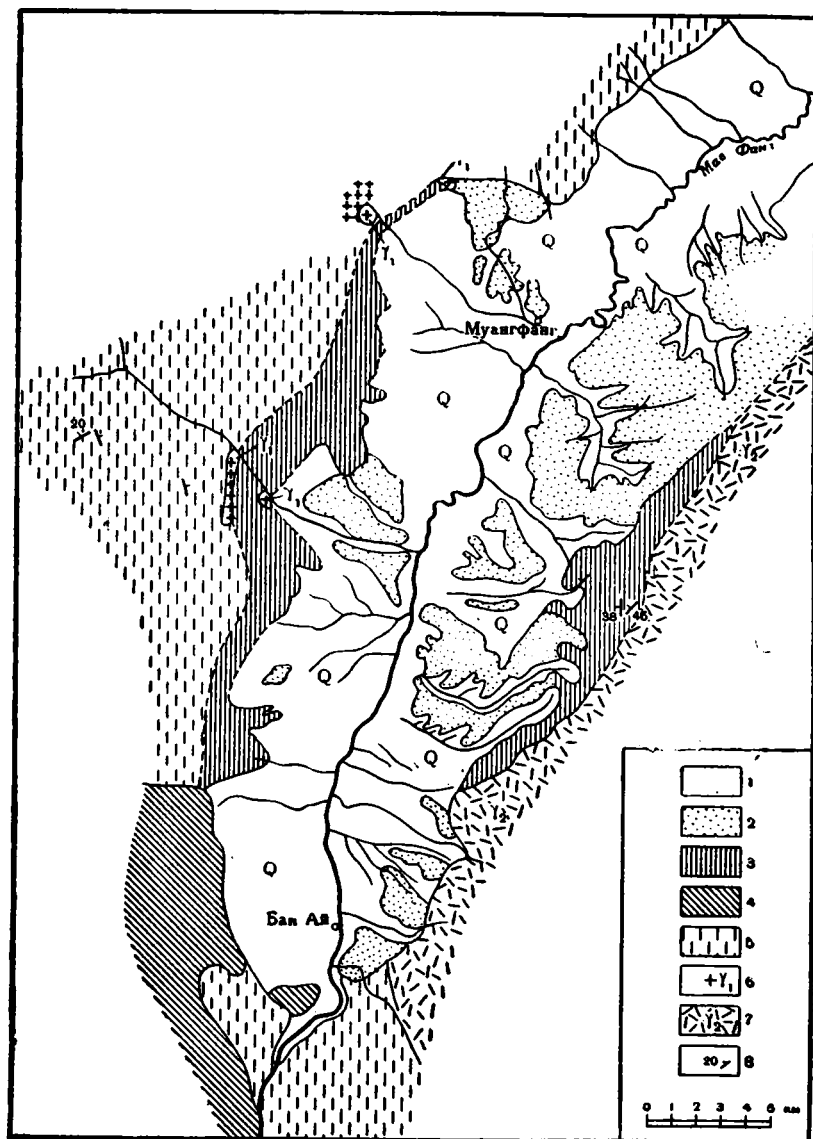
Другая наложенная впадина — Менамская — занимает бассейн р. Менам в Таиланде. Ее непосредственным продолжением к югу является впадина мелководного Сиамского залива. Только в сухопутной части длина Менамской впадины составляет 450 км.

Ограничениями и фундаментом Менамской впадины служат мезозойские складчатые сооружения. Фундамент впадины — мезозойские осадочные породы, известняки Рэт Бури и граниты — в виде отдельных холмов выходит во многих ее местах (Geologie reconnaissance, 1953). Впадина заполнена преимущественно аллювием р. Менам. Скважина, пробуренная у г. Бангкока на глубину 300 м, не вышла из четвертичных отложений.

Т. Кломп (Klompé; 1962) и некоторые другие исследователи связывают между собой образование депрессии Сиамского залива — Менамской впадины и приподнятого блока плато Корат, объясняя их возникновение компенсационными движениями по крупному разграничивающему сбросу вдоль восточного борта впадины. По их мнению, к этому же сбросу приурочены излияния молодых эффузивов вдоль западного края плато Корат.

На территории Центрального Индокитая, кроме описанных двух крупных наложенных впадин, известно много мелких разрозненных депрессий, к которым часто приурочены долины рек.

Согласно Терра (Terра, 1943, фиг. 28), мелкие кайнозойские впадины



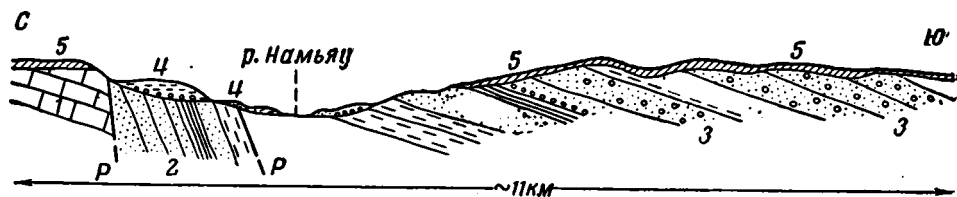
Фиг. 29. Схематическая геологическая карта впадины Мае Фанг, Северный Таиланд (Brown a. o., 1951).

1 — аллювий (Q); 2 — флювиальные и озерные отложения (серия Мае Сот — Тр); 3 — триас и юра; 4 — известняки Рэт Бури (Р — С?); 5 — серия Канханабури (S — D? — C?); 6 — мусковит-биотитовые граниты (J?); 7 — роговообманково-биотитовые граниты (T?); 8 — простирания и углы падения пластов

Шаньского плато заполнены озерно-флювиальными отложениями: песчаниками и глинистыми сланцами с прослоями гравия и пластами лигнитов. Мощность этих плиоценовых — плейстоценовых отложений достигает 500 м. Х. Чиббер описал в Шаньской области шесть таких впадин.

Южнее, в округах Амхерст и Мергуи во впадинах, кроме угленосных отложений, встречаются нефтеносные сланцы (во впадине Хтичара и др.; Cotter, 1924). По свидетельству Х. Л. Чиббера (Chhibber, 1934), скудные палеонтологические остатки датируют эти отложения как позднетретичные, возможно, включая плейстоцен.

В Северном Таиланде в шести-семи небольших впадинах залегают



Фиг. 30. Схематический геологический разрез через западную часть угольного месторождения Лашио, Шаньская область (по De Terra, 1943).
1 — «известняки плато» (D—P); 2 — серия Намьяу (J₂); 3 — плиоценово-плейстоценовые отложения; 4 — террасы; 5 — красные суглинки; Р — разломы

континентальные озерные и речные третичные отложения, объединенные в серию Мае Сот (Brown а. о., 1951, и др.). Третичные осадки во впадинах часто перекрыты четвертичными; об их мощностях и строении в этих случаях можно судить лишь по данным бурения. Во впадине Мае Сот мощность третичных осадков превышает 430 м. Нижняя часть третичного разреза в Мае Сот сложена пресноводными известняками с окаменелостями, переслаивающимися с песчаниками и конгломератами; выше залегают известняки, песчаники, нефтеносные сланцы; вершину разреза слагают известняки и известковистые песчаники. Во всей толще встречаются линзы гипса мощностью до 30 см. Раковины *Viviparus* и другие из известняков Мае Сот определены Йеном как плиоценовые — плейстоценовые (Kobayashi, 1960).

Около 200 м сходных отложений пройдено бурением во впадине Мае Фанг (фиг. 29).

В других третичных впадинах Северного Таиланда разрезы близки к приведенному разрезу Мае Сот и сложены слабо уплотненными глинами, песками, мергелями с гипсом. У г. Лампанга во впадине Май Мо в отложениях с лигнитами был найден *Stegolophodon praelatidens*, гастроподы, остатки рыб, черепах и пр. На основании этих находок возраст слоев с лигнитами определен как ранний или средний плиоцен (Kobayashi, 1960).

В отличие от описанных континентальных верхнетретичных отложений Восточной Бирмы и Северного Таиланда, отложения, сравнимые по возрасту с серией Мае Сот, на Малайском полуострове содержат морские прослои. В полуостровном Таиланде эти отложения залегают в восьми небольших впадинах и объединены в серию Краби. Мощность этих образований во впадине Краби не менее 175 м. Из них 125 м нижней части разреза сложены песчанистыми сланцами с прослоями углей и мергелями. Верхние 30—50 м разреза слагают мергели, битуминозные сланцы, гипсы и морские известняки. Отложения серии Краби в других впадинах состоят из глин, песка и гравия, иногда с прослоями углей; встречены тонкие прослои морских мергелей и известняков. В них на восточном побережье полуострова, у Сурат Тани найдены верхнетретичные гастроподы (Brown а. о., 1951).

Третичные образования Малайи представлены песчано-глинистыми отложениями с углем. В виде небольших пятен они сохранились в штатах Перлис, Селангор и Джохор (Маркова и Орлова, 1956). Структурная приуроченность их неясна.

Кайнозойские отложения в пределах Северо-Вьетнамской складчатой зоны, за исключением побережья Северо-Вьетнамского залива, распространены нешироко. Лишь по границе с Китайской платформой на продолжении грабена Красной реки расположена крупная наложенная Ханойская впадина, занятая дельтой Красной реки. Впадина заполнена преимущественно аллювиальными рыхлыми отложениями большей мощности. Можно думать, что интенсивное прогибание впадины прекра-

тилось, так как скорость продвижения дельты р. Красной в море в настоящее время составляет в среднем 50 м в год. Вряд ли она успевала бы так быстро перемещаться, если бы впадина продолжала интенсивное прогибание.

Образование описанных кайнозойских впадин Индокитая началось, по-видимому, в верхнетретичное время. Указаний на находки нижнетретичных палеонтологически охарактеризованных отложений на территории Центрального и Восточного Индокитая в литературе нет. Формирование впадин было связано не только с эрозионными процессами, но главным образом с разрывной тектоникой.

Кайнозойские отложения во впадинах, особенно в их центральных частях, залегают обычно полого; углы падения не превышают нескольких градусов. Более интенсивные нарушения (углы падения во впадине Мае Сот до 40° , во впадинах Лампанг и Хтичара до 30° и т. д.) весьма ограничены по площади и, как правило, приурочены к краевым частям впадин (фиг. 30) (Brown a. o., 1951; Chhibber, 1934, и др.). Быстрые переходы от ненарушенного залегания в центральных частях впадин к значительной складчатости и дроблению на их периферии в ряде мест указывает на наличие разрывов по краям впадин.

Для Шаньского плато характерно расположение мелких кайнозойских грабенообразных впадин вдоль широтных молодых разломов, направлению которых следуют также долины рек (Terza, 1943; см. фиг. 28).

Нужно отметить, что иногда (см. фиг. 29) третичные впадины по расположению в плане наследуют мезозойские. Но более часто, как указывалось, кайнозойские впадины, в отличие от юрско-меловых впадин орогенного этапа, резко наложены на более древние структуры.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

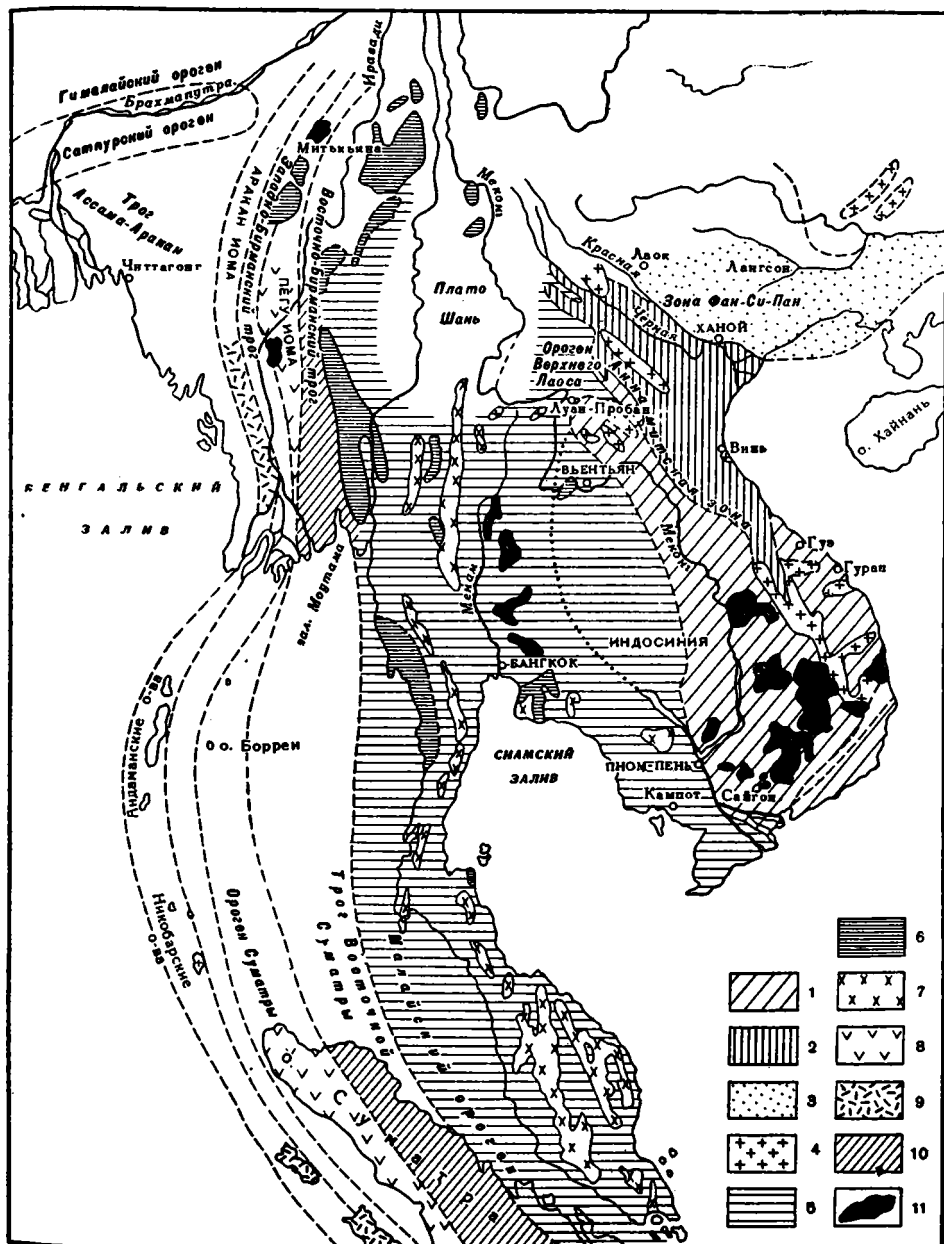
Материал, изложенный в предыдущих разделах, позволяет сделать некоторые общие выводы, касающиеся современного тектонического плана и истории развития территории Индокитая.

Центральные районы описываемого региона занимает докембрийский Индосинийский массив, который, по-видимому, представляет собой крупный платформенный останец древней Гондваны. Структуру массива определяет глыбовая тектоника: он разделен разломами на крупные блоки, занимающие разные гипсометрические уровни. Основные проявления магматизма, в том числе и гранитного, приурочены на массиве к зонам разломов. Образование чехла Индосинийского массива началось с раннего палеозоя и особенно интенсивно происходило одновременно с формированием по окраинам массива герцинских и мезозойских складчатых сооружений, поставлявших материал для накопления мощных континентальных толщ индосинийского комплекса и его стратиграфических аналогов. Рост этих горных сооружений вызвал компенсационные опускания массива.

Индосинийский массив и продолжающаяся к северу от него зона шаарунга разделяют разные по истории развития складчатые зоны.

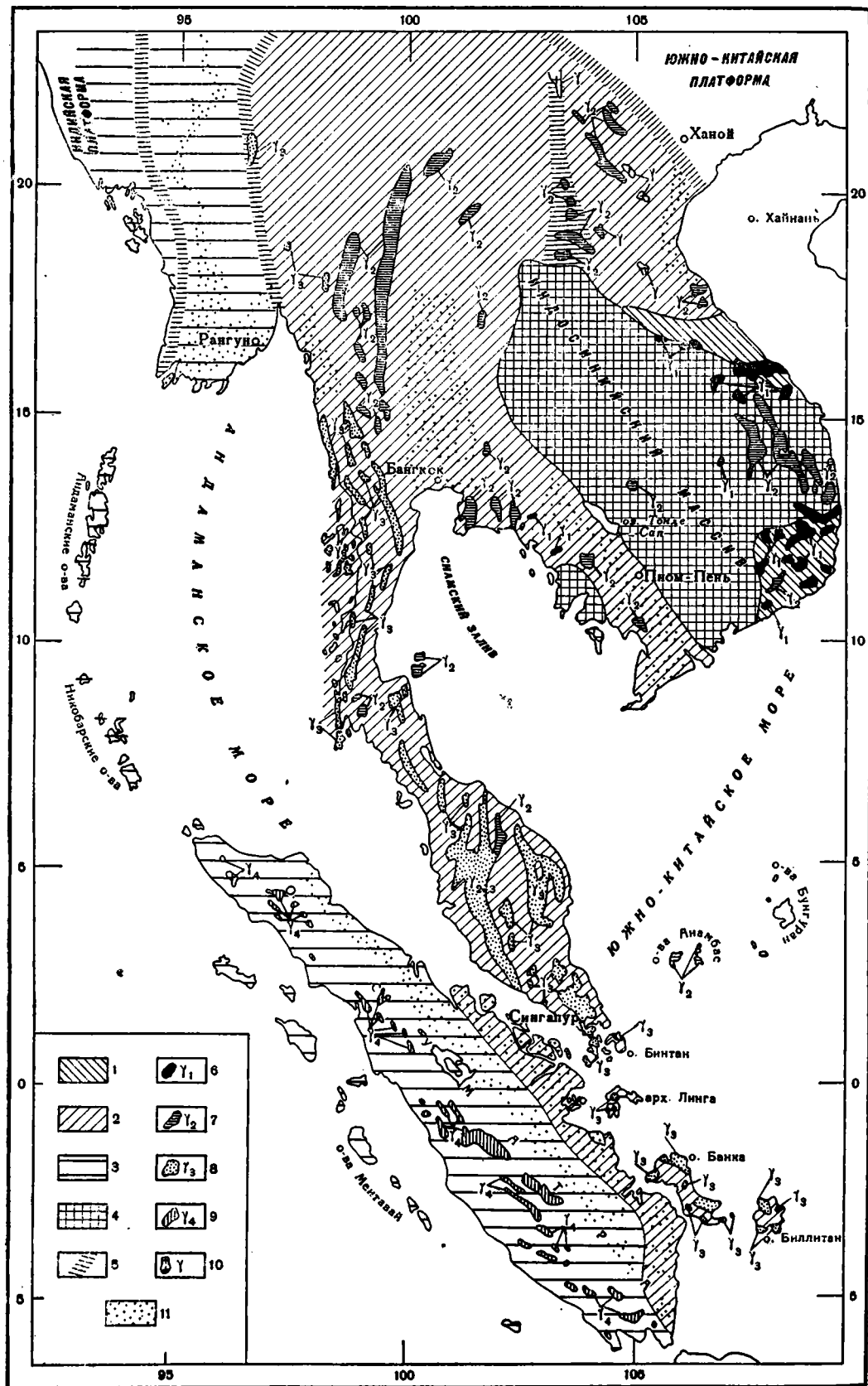
Территория Бирманско-Малайской зоны в рифейское и палеозойское время не испытала складчатостей, сравнимых по интенсивности с мезозойским орогенезом. На всей этой территории нет серьезных проявлений кислого рифейского или палеозойского магматизма, а многие серии пород этого возраста в сходных фациях прослеживаются на огромные расстояния. Напротив, широкое развитие среднекаменноугольных гранитов в Южно-Вьетнамском поднятии и к северу от Контумского выступа, а также разнообразие фаций девона и карбона (включая граувакки и черные сланцы) в восточной ветви мезозойской складчатости позволяет говорить о большей «геосинклинальности» условий ее развития и значительных проявлениях здесь герцинских тектонических движений. Отдельные участки этой восточной палеозойской геосинклинальной зоны были присоединены к Индосинийскому массиву в результате герцинской складчатости. Они выделены нами в качестве самостоятельных Южно-Вьетнамской и Гуэ-Такеской герцинских складчатых зон. Точка зрения о большой роли герцинской складчатости на территории Северо-Вьетнамской складчатой зоны высказывалась разными исследователями. Она отражена, например, на структурной карте Индокитая (фиг. 31), помещенной в статье Т. Кломпа (Klompé, 1962). Однако, по нашему мнению, Кломп ошибочно отнес к герцинидам Северо-Вьетнамскую зону, недооценив значение мезозойского тектогенеза. На этой территории, как было показано выше, геосинклинальные условия возродились в верхнем палеозое и продолжали существовать до конца триаса.

Верхнепалеозойский этап развития, соответствующий нижнему структурному ярусу мезозойской складчатости, начинается в Индокитае опусканиями и установлением однообразных условий на большой территории, что особенно характерно для Центрального Индокитая. Лишь отдельные



Фиг. 31. Структурная карта Индокитая (по Умбгрову, Кломпу, Термье; Кломпе, 1962)

Индосиния: 1 — докембрий — палеозой. Северо-Вьетнамская кордильера (герциниды); 2 — Северо-Вьетнамская зона; 3 — зона Фан Си Пан; 4 — герцинские граниты. Индокитайский-Таиландский-Малайский ороген (мезозой): 5 — киммерийская складчатость с возможной границей между древними и поздними киммеридами; 6 — метаморфические образования; 7 — киммерийские граниты. Бирманско-Индокитайский ороген (Сг — Тр): 8 — меловая складчатость (австрийская фаза); 9 — третичная складчатость (ларамийская — миоценовая фазы); знак косой штриховки (10) в Западной Бирме — Северная Суматра не пояснен в оригинале статьи. 11 — ультраосновные породы и третичные эффузивы.



участки этого региона (например, Северный Лаос — нижеиндосинийские континентальные фации на антиклинальном поднятии) не были вовлечены в прогибания.

По-видимому, верхнепалеозойская трансгрессия и последующая общая регрессия моря еще не сопровождались существенной тектонической дифференциацией описываемого региона.

Значительно большее разнообразие условий осадконакопления, фаций и мощностей пород мы наблюдаем в обеих зонах в нижнемезозойское время (верхний структурный ярус мезозойского). Однообразные верхнекаменноугольные и пермские карбонатные породы сменяются вверх по разрезу морскими песчаниковыми, известняковыми и сланцевыми толщами разного строения.

Начальный и средний этапы развития мезозойских геосинклиналей Индокитая сопровождались андезитовым, дацитовым и риолитовым эффузивным и гипабиссальным вулканизмом (вулканогенная серия Паханг и пр.).

В заключительный период геосинклинального развития, отвечающий главной фазе мезозойского тектогенеза — началу формирования складчатого сооружения мезозойского (конец триаса — юра), произошли внедрения гранитных интрузий.

Орогенный этап геологической истории в Северо-Вьетнамской и Бирманско-Малайской зонах Индокитая является конечным этапом их геосинклинального развития и отвечает времени формирования мезозойских складчатых сооружений на территории этих зон.

Юрские и меловые отложения орогенного этапа залегают обычно в отдельных изолированных впадинах. Это главным образом обломочные субконтинентальные образования. Границы впадин и условия осадконакопления в них определялись в основном морфологией формирующегося складчатого сооружения, а сами впадины являлись составной частью этого сооружения.

Таким образом, на примере развития мезозойского Индокитая во времени мы в обобщенной схеме видим следующие стадии геосинклинального процесса: 1) простые прогибания и накопление однообразных карбонатных формаций (P_3); 2) значительная тектоническая дифференциация, разнообразие фаций и мощностей (T); 3) общее складкообразование заключительной стадии, гранитный плутизм, накопление молассовых толщ орогенного яруса (T_3 — J — Cr).

Внедрение основных масс гранитов на территории складчатых сооружений разного возраста в Индокитае связано по времени с герцинским, мезозойским и альпийским складкообразованием. Разновозрастные комплексы гранитов пространственно приурочены к складчатым зонам соответствующего возраста. Эта зональность отчетливо видна на приведенной схеме (фиг. 32) и впервые была четко сформулирована Г. Штилле (Stille, 1945).

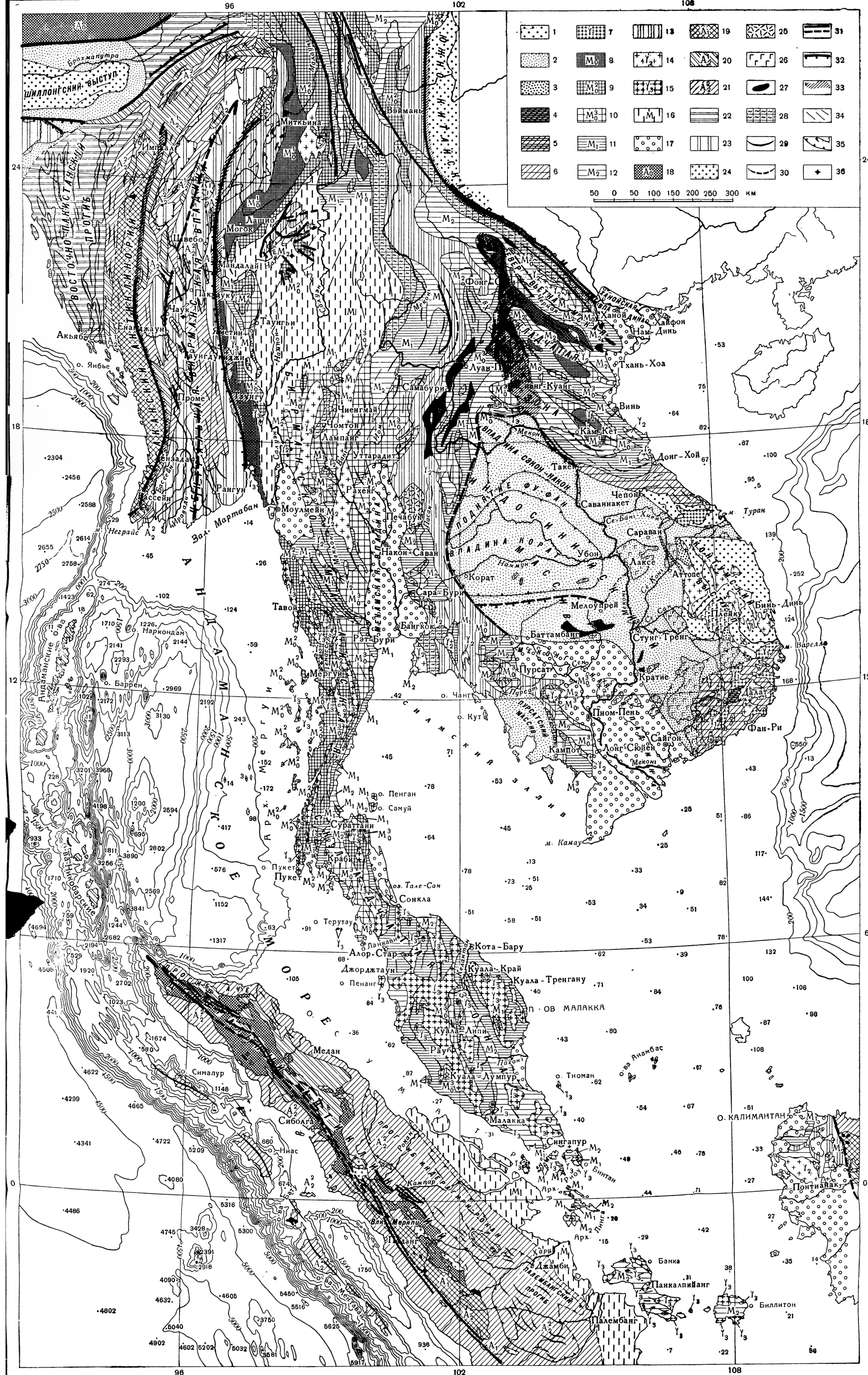
Зональность в распространении по площади разновозрастных гранитных комплексов обуславливает закономерное распределение на территории Индокитая рудных месторождений олова, вольфрама, золота и т. д. (см. фиг. 26). Эти закономерности могут служить основой для прогнозирования поисков определенных видов полезных ископаемых.

Фиг. 32. Схема распространения разновозрастных гранитных интрузий на территории Индокитая и Суматры.

1 — герциниды; 2 — мезозойские; 3 — альпиды; 4 — древние массивы; 5 — зоны крупных разломов; 6 — герцинские щелочные граниты (C_2^m); 7 — мезозойские роговообманково-биотитовые граниты (T); 8 — мезозойские мусковит-биотитовые граниты ($J?$); 9 — ларамийские и более молодые граниты; 10 — граниты не установленного возраста; 11 — крупные районы молодого осадконакопления

В кайнозойскую эпоху, соответствующую новейшему этапу тектонического развития Индокитая, в части орогенных впадин, продолжалось накопление осадков (например, во впадине Мае Фанг; см. фиг. 29), и в этом смысле они развивались унаследованно. Однако одновременно были заложены молодые впадины, секущие структуры мезозой (Менамская, Меконгская, Хтичара, мелкие впадины на севере Шаньского плато; см. фиг. 28.). Кайнозойские отложения залегают во впадинах несогласно и отделены от подстилающих пород длительным стратиграфическим перерывом.

Этот последний этап структурного развития сопровождался в Индокитае базальтовым и, в меньшей степени, кислым вулканизмом. Формирование кайнозойских впадин и молодой вулканизм связаны здесь с оживлением старых или заложением новых разломов. Движения по разломам и приуроченные к ним магматические проявления, по мнению многих исследователей (Клопрé, 1962 и др.), явились отзвуками активной тектонической деятельности в зоне кайнозойской складчатости Бирмы и Индонезии.



Тектоническая карта Индокитая

Составили: Е. С. Постельников, Л. К. Затонский (batimетрия);
 Докембрийские складчатые сооружения (платформы и жесткие массивы)
 1 — метаморфические образования фундамента (преимущественно докембрий). Платформенный чехол: 2 — верхний ярус; верхнепалеозойские и мезозойские породы (индосинийский комплекс, серия Корат и т. д.) — Pz_2-Mz ; 3 — нижний ярус; ниже- и среднепалеозойские породы — $Pz_{1,2}$
 Герцинские складчатые сооружения
 4 — образования начальных этапов геосинклинального развития (серия Далат — Pz_1 ?); 5 — верхний структурный ярус (преимущественно Pz_2); 6 — послегеосинклинальные отложения на герцинских складчатых сооружениях; 7 — герцинские синорогенные граниты (C_2)
 Мезозойские складчатые сооружения
 Складчатое основание ($Pcm-Pz_2$): 8 — докембрийские кристаллические породы; 9 — верхнедокембрийские-нижнепалеозойские (?) осадочные породы (серии Чаун-Маджи, Мавхи, Мергун, Пукет, Махинхен — $Pcm-Pz_1$); 10 — нижне- и среднепалеозойские породы (серии Канханабури, Сетул, Бентон, Куантан, «песчано-сланцевая» и др. — $Pz_{1,2}$), включая герцинские гранитные интрузии. Образование геосинклинального этапа (Pz_2-T): 11 — нижний структурный ярус (серии Рэт-Бури, Моулмейн, Рауб и др. — C_2-P); 12 — верхний структурный ярус (серии Липис, Камавкала и др. — T). Орогенный ярус (T_2-Cr): 13 — впадины; 14 — синорогенные роговообманково-биотитовые гра-

территория о-вов Суматра и Калимантан составлена И. В. Архиповым
 ниты (T); 15 — позднеорогенные мусковит-биотитовые граниты (Jp); 16 — области мезозойской складчатости, нерасчлененные. Отложения наложенных впадин (Kz): 17 — преимущественно четвертичные континентальные отложения
 Альпийские складчатые сооружения
 Складчатое основание: 18 — домезозойские образования. Образование геосинклинального этапа ($Mz-Kz$): 19 — нижний структурный ярус (Mz_2); 20 — нижний подъярус верхнего структурного яруса (C_2-Pg_2 , местами Pg_3 ; на Суматре преимущественно Pg); 21 — верхний подъярус верхнего структурного яруса (Pg_3 , местами N_1 ; на Суматре преимущественно N). Орогенный ярус (Pg_3^3-N-Q): 22 — краевые прогибы; 23 — впадины; 24 — граниты син- и позднеорогенные
 Прочие знаки
 25 — покровы кайнозойских кислых и средних эффузивов; 26 — покровы кайнозойских базальтов; 27 — основные и ультраосновные интрузии разного возраста; 28 — метаморфические образования неуставленного возраста (включая древние изверженные породы); 29 — оси антиклиналей и антиклинорий; 30 — оси синклиналей и синклинорий; 31 — разрывные нарушения, выявленные и предполагаемые; 32 — сбросы; 33 — зоны крупных тектонических швов; 34 — простирания структур; 35 — контуры тектонических впадин; 36 — вулканические конусы

ЛИТЕРАТУРА

- Архангельский А. Д. и Шатский Н. С. Схема тектоники СССР. Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., 1933, 11, № 4.
- Архангельский А. Д. Геологическое строение и геологическая история СССР. В кн.: «Труды XVII сессии Международного геологического конгресса 1937 г.», т. 2. М., ОНТИ, 1939.
- Атлас мира. Отв. ред. А. Н. Баранов. М., Изд. Гл. упр. геодез. и картогр., 1954.
- Барк Л. С., Гансон П. П., Мейстер И. А. Таблицы скорости звука в морской воде. М., Изд-во АН СССР, 1961.
- Безруков П. Л. Исследование Индийского океана в 33 рейсе э/с «Витязь». — Океанология, 1961, № 4.
- Буркар Ж. Рельеф океанов и морей. М., Изд-во иностр. лит-ры, 1953.
- Геологическая карта Евразии. М-б 1 : 6 000 000. Под ред. Н. С. Шатского. М., Изд. Гл. упр. геодез. и картогр., 1956.
- Горшков Г. П. Вопросы сейсмоструктоники и сейсмическое районирование территории Бирманского Союза. — Бюлл. Совета по сейсмологии, 1961, № 12.
- Гуру П. Азия. М., Изд-во иностр. лит-ры, 1952.
- Добби Э. Юго-восточная Азия. М., Изд-во иностр. лит-ры, 1952.
- Железорудные месторождения мира. Сб. статей, т. 2. М., Изд-во иностр. лит-ры, 1955.
- Зарубежная Азия. Физическая география. М., Учпедгиз, 1956.
- Затонский Л. К. Новые данные о рельефе дна Индийского океана. — Труды Ин-та океанологии АН СССР, 1963, 64.
- Индийский океан. Карта. М-б 1 : 10 000 000. М., Изд. Гл. упр. геодез. и картогр., 1956.
- Индокитай. Физико-географическая карта. М-б 1 : 4 000 000. М., Изд-во Гл. упр. геодез. и картогр., 1959.
- Канаев В. Ф., Удинцев Г. Б. Изучение подводного рельефа в океанографических экспедициях. Труды Ин-та океанологии АН СССР, 1960, 44.
- Краткая географическая энциклопедия, т. 2. М., 1961.
- Кропоткин П. Н. Индокитай. Геологическое строение. БСЭ, т. 18. М., 1953.
- Ли Сы-гуан. Геология Китая. М., Изд-во иностр. лит-ры, 1952.
- Махачек Ф. Рельеф Земли, т. II. М., Изд-во иностр. лит-ры, 1961.
- Маркова Е. И., Орлова Е. В. Минеральные ресурсы Индонезии, Малайи и Таиланда. М., Госгеолтехиздат, 1956.
- Морской атлас, т. 1—2. М., Изд. Гл. упр. Военно-морского флота, 1950—1953.
- Непрочнов Ю. П., Лунарский Г. Н. Применение сейсмоакустических буев для определения строения земной коры в Индийском океане. — Океанология, 1963, № 1.
- Объяснительная записка к Тектонической карте СССР и сопредельных стран. М-б 1 : 5 000 000. М., Госгеолтехиздат, 1957.
- Орлова Е. В., Розин М. С. Минеральные ресурсы Индии, Пакистана, Бирмы, Цейлона, Вьетнама, Камбоджи и Лаоса. М., Госгеолтехиздат, 1950.
- Постельников Е. С. Краткий очерк тектоники Индокитая. — Изв. АН СССР, серия геол., 1960, № 1.
- Пушаровский Ю. М. Краевые прогибы, их тектоническое строение и развитие. — Труды Геол. ин-та АН СССР, 1959, вып. 28.
- Синицын В. М. Основные черты тектоники Китая. В кн.: «Вопросы геологии Азии», т. 2. М., Изд-во АН СССР, 1955.
- Стратиграфический справочник. Индия, Пакистан, Непал, Бутан, Бирма, Цейлон. Перев. с англ. М., Изд-во иностр. лит-ры, 1960.
- Тан-Ким Хуон. География Камбоджи. М., Изд-во иностр. лит-ры, 1959.
- Толоконникова А. А. Бирма. М., Географиз, 1959.
- Удинцев Г. Б. К методике эхометрической съемки при морских геологических исследованиях. Труды ин-та океанологии АН СССР, 1951, 5.
- Удинцев Г. Б. Аппаратура и методика изучения подводного рельефа при океанографических исследованиях. — Бюлл. океаногр. ком., 1958, № 2.
- Удинцев Г. Б. Рельеф дна и тектоника западной части Тихого океана. В кн.: «Морская геология». М., 1960. (Международ. геол. конгресс. XXI сессия. Доклады советских геологов. Проблема 10).

- Фромаже Ж. Очерк структуры и тектоники Индокитая. В кн.: «Труды XVII сессии Международного геологического конгресса 1937 г.», т. 2, М., ОНТИ, 1939.
- Хуан Цзи-цин (Хуан Бо-цин)¹. Основные черты тектонического строения Китая. М., Изд-во иностр. лит-ры, 1952.
- Хуан Цзи-цин. Тектоническая карта Китая. М-б 1:3 000 000. Пекин, 1960 (на кит. яз.).
- Чеботарев М. В., Леван. Металлогения и полезные ископаемые Северного Вьетнама. В кн.: «Материалы к I Всесоюзной конференции геологии и металлогении Тихоокеанского рудного пояса», вып. 1. Владивосток, Приморское кн. изд-во, 1960.
- Чжу-Чжи Хэ. Бирма. М., Изд-во иностр. лит-ры, 1958.
- Щеглова Т. Н. Вьетнам. М., Географиз, 1957.
- Alexander J. B. La Malaisie.—*Lexique stratigr. intern.*, 1956, 13, fasc. 66.
- Alexander J. B. Pre-Tertiary stratigraphic succession in Malaya.—*Nature*, London, 1959, 183.
- Alexander J. B. A short outline of the geology of Malaya. В кн.: «Tenth Pacific Science Congress». Honolulu, 1961.
- Baren F. A., Kiel H. Contribution to the sedimentary petrology of the Sunda Shelf.—*J. Sediment. Petrol.*, 1950, 20, № 4.
- Bemmelen R. W. Mountain building. Hague, 1934.
- Bemmelen R. W.² The geology of Indonesia. Vol. IA. General geology of Indonesia and adjacent archipelagos. Hague, 1949.
- Blondel F. Sur la structure d'ensemble du Sud-Est l'Indochine.—*Compt. rend. Acad. sci.*, 1927, 185.
- Blondel F. Les mouvements tectoniques de l'Indochine Française. В кн.: «Proceedings of the 4th Pacific Science Congress», vol. 2. Java, 1927.
- Brown J. C. Geology and ore deposits of the Bavdvm mines.—*Rec. Geol. Surv. India*, 1917, 48, pt. 3.
- Brown J. C. Contributions to the geology of the Province of Junnan in Western China. 9. The Brachiopod Beds of Liuwum and related formations in the Shan States and Indo-China.—*Mem. Geol. Surv. India*, 1938, 71, pt. 2.
- Brown J. C., Heron A. M. The geology and ore deposits of the Tavoy District.—*Mem. Geol. Surv. India*, 1923, 44, pt. 2.
- Brown G. F. a. o. Geologic reconnaissance of the mineral deposits of Thailand.—*U. S. Geol. Surv. Bull.*, 1951, № 984.
- Brown J. C., Sondhi V. P. The geology of the country between Kalaw and Taunggyi, Southern Shan States.—*Rec. Geol. Surv. India*, 1933, 67, pt. 2.
- Carte générale bathymétrique des océans. Echelle 1:10 000 000. 3-ème éd., Feuille A III, Monaco, 1940; Feuille A' III. Monaco, 1942.
- Carte géologique de l'Indochine. Echelle 1:500 000. Serv. géograph. de l'Indochine. Hanoi, листы № 1 — Mongtzen (1942), № 2 — Cao-Bang (1931), № 5 — Hanoi (1927), № 8 — Vinh (1929), № 11 — Hué (1935), № 12 — Tourane (1935), № 13 — Bang-Kok (Est.) (1939), № 14 — Khong (1942), № 16 — Pak-Nam (1939), № 17 — Saigon (1938), № 18 — Nha-Trang (1937).
- Carte géologique de l'Indochine. Echelle 1:2 000 000. 2me ed. Paris, 1952.
- Carte № 355. Andamanisches Meer. Maßstab 1:1 500 000. Berlin, 1941.
- Carte № 2760. Sumatra. North and West coasts. Scale 1:1 500 000. London, 1948.
- Chhibber H. L. Geology of Burma. London, 1934.
- Chhibber H. L. The physiography of Burma. London, 1954.
- Chosh A. M. N., Banerjee T. Post-Jurassic diastrophic cycles in Assam.—*Quart. J. Geol., Mining and Metallurg. Soc. India*, 1952, 24, № 1/4.
- Clegg E. L. G. Notes on the geology of second defile of the Irrawady river.—*Rec. Geol. Surv. India*, 1937, 71, pt. 4.
- Clegg E. L. G. A traverse from Padaung to the Taungup Pass in the Prome district.—*Rec. Geol. Surv. India*, 1954, 78, pt. 2.
- Clegg E. L. G. The Cretaceous and associated rocks of Burma.—*Mem. Geol. Surv. India*, 1941, 74, pt. 1.
- Clegg E. L. G. The Mergui, Moulmein and Mawchi series.—*Rec. Geol. Surv. India*, 1953, 78, pt. 2.
- Coggin B. J. Contributions to the geology of the Province of Yunnan in Western China. The distribution, age and relationships of the red beds.—*Rec. Geol. Surv. India*, 1938, 73, pt. 4.
- Condit D. D. Natural gas and oil in India.—*Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists*, 1934, 18, № 3.

¹ При переводе этой книги фамилия автора была транскрибирована неверно — Бо-цин вместо Цзи-цин.

² Имеется русский перевод этой книги (Беммелен ван Р. В. Геология Индонезии, Изд-во Иностран. лит-ры, 1957), но он значительно сокращен за счет фактического материала. Поэтому при составлении данной работы использован оригинал.

- Corps E. V. Digboi oil field, Assam.—Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists, 1949, 33, № 1.
- Cotter G. P. de. Oil shales of Eastern Amherst, Burma.—Rec. Geol. Surv. India, 1924, 55, pt. 4.
- Cotter G. P. de, Clegg E. L. G. Geology of parts of Minbu, Myingyau, Pakokku and Lower Chindwin districts.—Mem. Geol. Surv. India, 1938, 72, pt. 1.
- Das K. L. Notes on the geology of Tripura State, Bengal.—Quart. J. Geol., Mining and Metallurg. Soc. India, 1939, 2, № 3.
- Dey A. K., Boileu V. H. The southward extension of the Assam oilbelt.—Indian Minerals, 1948, 2, № 4.
- Dussault L. Itinéraire géologique dans le Cambodge Occidental.—Bull. surv. géol. de l'Indochine, 1926, 15, fasc. 3.
- Evans P. Tertiary succession in Assam.—Trans. Mining, Geol. and Metallurg. Inst. India, 1932, 27.
- Evans P., Sansom C. A. The geology of British oilfields. Oilfields of Burma.—Geol. Mag., 1941, 78, № 5.
- Fermor L. L. The mineral resources of Malaya.—Bull. Imper. Inst., 1940, 38, № 1.
- Fitch F. H. The geology and mineral resources of the neighbourhood of Kuantan, Pahang.—Geol. Surv. Feder. of Malaya, Mem., new ser., 1952, № 6.
- Fontaine H. Etude de revision des tabliues et heliolitides du devonien d'Indochine et du Yunnan. Hanoi, 1954.
- Fontaine H. Découverte d'un gisement fossilifère permien dans la province de Quang-Tri, region de Hue (Viet-Nam). Hanoi, 1960.
- Fromaget J. Sur la présence des roches intrusives alcalines dans la zone charriée néotriassique des plateaux calcaires du Tonkin occidental.—Compt. rend. Acad. sci., 1933, 197, № 13.
- Fromaget J. Etudes géologiques sur le Nord-Ouest du Tonkin et le Nord du Haut-Laos. Pt 1.—Bull. serv. géol. Indochine, 1937, 23, fasc. 1.
- Fromaget J. 1. Aperçu de nos connaissances sur la géologie de l'Indochine en 1948. B KH: «International Geological Congress. Report of the 18th session». Pt 13. London, 1952.
- Fromaget J. 2. Etudes géologiques le Nord-Ouest du Tonkin et le Nord du Haut-Laos. Pt 2—3.—Bull. serv. géol. Indochine, 1952, 29, fasc. 6.
- Geological map of Asia and the Far East. Scale 1:5 000 000. Calcutta, 1959.
- Geological map of Burma, Assam and East Bengal. Scale 1:2 000 000. Rangoon, 1954.
- Geological map of India. Scale 1:6 000 000. Calcutta, 1957.
- Geological map of Malaya. Scale 1:760 320. Kuala Lumpur, 1948.
- Geologic reconnaissance of mineral deposits of Thailand.—Roy. Dept. Min. Geol. Surv., Mem., Bangkok, 1953, 1.
- Gregory J. W. a. o. Upper Triassic fossils from Burma-Siam frontier.—Rec. Geol. Surv. India, 1930, 63.
- Griffith S. V. Tin and wolfram in Burma.—Min. Mag., 1956, 95, № 4.
- Gubler J. Etude géologique au Cambodge Occidental.—Bull. serv. géol. Indochine, 1935, 22, fasc. 2.
- Heim A., Hirschi H. A section of the mountain ranges North-Western Siam.—Eclogae geol. helv., 1939, 32, № 1.
- Hobson G. V. A geological survey in parts of Karenni and the Southern Shan States.—Mem. Geol. Surv. India, 1941, 74, pt. 2.
- Hoffet J. H. Etude géologique sur le centre de l'Indochine (entre Tournae et le Mékong).—Bull. serv. géol. Indochine, 1933, 20, fasc. 2.
- Hoffet J. H. Sur la structure du Haut-Laos Occidental.—Compt. rend. Acad. sci., 1934, 199.
- Hoffet J. S. Note sur la géologie du Bas-Laos.—Bull. serv. géol. Indochine, 1937, 24, fasc. 2.
- Hoffet J. H. Notes sur la géologie de la province du Haut-Mekong.—Bull. serv. géol. Indochine, 1950, 29, fasc. 2.
- Högbom B. Contribution to geology and morphology of Siam.—Bull. Geol. Inst. Uppsala Univ., 1914, 12.
- Hutchinson C. S. The basement rocks of Malaya and their palaeogeographic significance in South-East Asia.—Amer. J. Sci., 1961, 259, № 3.
- Iuer L. A. N. The geology and gemstones of the Mogok stone tract, Burma.—Mem. Geol. Surv. India, 1953, 82.
- Jacob C. Etudes géologiques dans le Nord-Annam et le Tonkin.—Bull. serv. géol. Indochine, 1921, 10, fasc. 1.
- Jacob C., Dussault L. Exploration géologique dans le Haut-Laos.—Bull. Serv. géol. Indochine, 1924, 13, fasc. 4.
- Jones C. R. Graptolites recorded from Malaya.—Nature, London, 1959, 183.
- Klompé Th. H. F. Igneous and structural features of Thailand.—Geol. en mijnbouw, 1962, 41, № 6.
- Kobayashi T. On some Ordovician fossils from Northern Malaya and her adjacence.—J. Fac. Sci. Univ. Tokyo, sect. 2, 1959, 11, pt. 4.

- Kobayashi T. Notes on the geologic history of Thailand and adjacent territories.— Japan. J. Geol. and Geogr., 1960, 31, № 2—4.
- Krishnan M. S. Geology of India and Burma. Madras, 1960.
- Lacroix A. Roches éruptives de l'Indochine.— Bull. serv. géol. Indochine, 1933, 20, fasc. 3.
- La Moreaux P. E. a. o. Reconnaissance of the geology and ground water of the Khorat Plateau, Thailand. Washington, 1958.
- La Touche T. H. D. Geology of the Northern Shan States.— Mem. Geol. Surv. India, 1913, 39, pt 2.
- Lee W. Outline of the geology of Siam with reference of petroleum.— Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull., 1927, 11, № 4.
- Lexique stratigraphique international. Vol. 3. Asie, fasc. 6a, b, c, d. Congrès géologique international. 20 session. Commission de stratigraphie d'Asie. Mexico, 1956.
- Map of Burma, Malaya and Indo-China. Scale 1 : 4 000 000. Edinburg — London, 1952.
- Map of India. Pakistan. Burma and Ceylon. Scale 1 : 4 000 000. Edinburg, 1952.
- Marks P. Indonesia. В кн.: «Lexique stratigraphique internationale. Vol. 3, Asia, fasc. 7. Mexico, 1956.
- Martini H. J. Über das Alter von Hauptfaltung und Granit in Thailand.— Geol. Jahrb., Hannover, 1957, 74.
- Molengraaff G. A. F., Weber M. On the relation between the Pleistocene glacial period and the origin of the Sunda Sea (Java and South China Sea) and its influence on the distribution of a coral reefs and freshwater fauna.— Proc. Koninkl. nederl. Akad. wet., 1919, 23.
- Muir-Vood H. M. Malayan Lower Carboniferous fossils and their bearing on the viscan palaeogeography of Asia.— Brit. Mus. Nat. Hist., London, 1948.
- Ocean Indien. Carte. Echelle 1 : 10 000 000. Paris, 1960.
- Oldham T. Memorandum on the coal found near Thayetmyo on the Irrawady River.— Sel. Rec. Govt. Ind., 1856, 10.
- Paton I. R. Jurassic-Cretaceous sediments in Malaya.— Nature, London, 1959, 183.
- Patte E. Etudes géologiques dans l'Est du Tonkin.— Bull. Serv. Geol. de l'Indochine, 1927, 16, fasc. 1.
- Pitakpaivan K. Occurrences of Triassic formation at Mae Moh.— Rept. Invest., Roy. Dept. Min., Bangkok, 1955, № 1.
- Rao S. R. Geology of the Mergui district.— Mem. Geol. Surv. India, 1930, 55, pt 1.
- Reed F. R. C. Carboniferous fossils from Siam.— Geol. Mag., 1920, 58.
- Richardson J. A. The stratigraphy and structure of the arenaceous formation of the Main Range foothills, F. M. S.— Geol. Mag., 1946, 83.
- Richardson J. A. 1. The Origin of the amphiboleschicht series of Pahang, Malaya.— Geol. Mag., 1947, 94, № 4.
- Richardson J. A. 2. An outline of the geomorphological evolution of the British Malaya.— Geol. Mag., 1947, 84, № 3.
- Roe F. W. Radioactive age determinations of West Sarawak igneous rocks. В кн.: «Annual Report for 1954 of the Geological Survey Department, British Territories in Borneo». Kuching, Sarawak, 1955.
- Saman Buravas. Progress in geology and geophysics in Thailand since the First Pacific Science Congress (1920). Honolulu, 1961.
- Saurin E. Sur quelques points de la stratigraphie et de la structure de l'Antracolithique dans la zone maritime du Nord Vietnam.— Compt. rend. Acad. sci., 1932, 235, № 25.
- Saurin E. Etudes géologiques sur l'Indochine du Sud-Est (Sud-Annam — Cochinchine — Cambodge Oriental).— Bull. serv. géol. Indochine, 1935, 22, fasc. 1.
- Saurin E. Etudes géologiques sur le Centre-Annam Méridional.— Bull. serv. géol. Indochine, 1944, 27.
- Saurin E. Etudes géologiques sur la province de Luangprabang et la délégation de Bun Tai (Haut Laos).— Bull. serv. géol. Indochine, 1950, 29, fasc. 3.
- Saurin E. Notes paleontologiques sur quelques calcaires a fusulinides du Nord Vietnam. I—III. Hanoi — Saigon, 1954.
- Saurin E. Gisements devoniens du Tran-Ninh.— Arch. géol. Viet-Nam, 1955, № 3.
- Saurin E. 1. Le Cambrian de Indochine. В кн.: «El sistema Cambrico, supaleogeografia y el problema de su—basse. Symposium». Pt 1. Mexico. 1956.
- Saurin E. 2. Extension du Sinémurien au Darlas (Sud Viet-Nam).— Compt. rend. soc. géol. France, 1956, № 5/6.
- Saurin E. 3. La géologie de l'Indochine. В кн.: «Proceedings of the VIII Pacific Congress». Vol. 2. Quezon City, Philippines, 1956.
- Schuppli H. M. Geology of oil basins of East Indian archipelago.— Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 1946, 30, № 11.
- Scrivenor J. B. The geology and mining industries of Ulu Pahang. Kuala Lumpur. 1911.
- Scrivenor J. B. The geology of Malaya. London, 1931.
- Scrivenor J. B. Note on the correlation of the geology of Burma and Malaya. Appendix A to Chhibber H. L. The geology of Burma. London, 1934.
- Southern Asia serial. Sheet Andaman. Scale 1 : 2 000 000. London, 1944.

- Sresthaputra V. Thailand. В кн.: «Lexique stratigraphique international». Vol. 3. Asia. Fasc. 6a. Mexico, 1956.
- Stamp L. D. Natural gas fields of Burma.—Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists, 1934, 18, № 3.
- Stille H. Die tektonische Entwicklung des hinterindischen Festlands und Inselgebirge.—Geotekton. Forsch., 1945, H. 7/8.
- Suess E. La face de la terre. Vol. 3. Paris, 1902.
- Tains H. R. Tertiary geology and principal oil fields of Burma.—Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists, 1950, 34, № 5.
- Terra H. The Pleistocene of Burma.—Trans. Amer. Philos. Soc., 1943, 32, pt 3.
- Umbgrove J. H. F. Geological history of the East Indies.—Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists, 1938, 22.
- Umbgrove J. H. F. Structural history of the East Indies. Cambridge, 1949.—
- Weder H. J. Die hydrogeologischen Verhältnisse des Bas-Bo, Demokratische Republik Vietnam.—Z. angew. Geol., 1960, 6, № 4.
- Westerveld J. 1. Phases of mountain building and mineral provinces in the East Indies. В кн.: «International Geological Congress. Report of the 18th session». Pt 13, London, 1952.
- Westerveld J. 2. Quaternary volcanism on Sumatra.—Bull. Geol. Soc. Amer., 1952, 63, № 6.
- Whittington H. B. Geological reconnaissance between Loilem and Kehsi, Mansam, Southern Shan States.—Rec. Geol. Surv. India, 1953, 78, pt 2.
- Willbourn E. S. The Pahang volcanic series.—Geol. Mag., 1917, 4, № 10, 11.
- Willbourn E. S. The relationship of the geological survey to the mining industry of Malaya.—Bull. Imp. Inst., 1946, 44, № 2.

Е. С. Постельников, Л. К. Затонский, Р. А. Афремова

Тектоническое развитие и структура Индокитая

Труды ГИН, вып. 108

Утверждено к печати

Геологическим институтом Академии наук СССР

Редактор издательства *Д. А. Туголесов,*

Технический редактор *Ф. М. Хенох*

Сдано в набор 11/V 1964 г.

Подписано к печати 12/IX 1964 г.

Формат 70×108¹/₁₆. Печ. л. 6+4 вкл.

Усл. печ. л. 8,22+4 вкл. Уч.-изд. л. 8,7(7,6+1,1 вкл).

Тираж 1100 экз. Т-13829. Изд. № 2254.

Тип. зак. № 5182. Темплан 1964 г. № 669

Цена 60 к.

Издательство «Наука»,

Москва, К-62, Подсосенский пер., 21.

2-я типография Издательства «Наука»

Москва, Г-99, Шубинский пер., 10.

ИСПРАВЛЕНИЯ И ОПЕЧАТКИ

К стр. 97 В оглавлении раздела «Зоны мезозойской складчатости» (стр. 43—79):

- | | |
|--|---------|
| 1) пропущен первый подзаголовок:
Бирманско-Малайская складчатая зона | стр. 43 |
| 2) не выделен второй подзаголовок:
Северо-Вьетнамская складчатая зона | стр. 75 |

60 к.