

Ю. Г. ГАТИНСКИЙ

ЛАТЕРАЛЬНЫЙ СТРУКТУРНО- ФОРМАЦИОННЫЙ АНАЛИЗ



Ю. Г. ГАТИНСКИЙ

ЛАТЕРАЛЬНЫЙ СТРУКТУРНО- ФОРМАЦИОННЫЙ АНАЛИЗ

4885



МОСКВА „НЕДРА“ 1986



Гатинский Ю. Г. Латеральный структурно-формационный анализ.— М.: Недра, 1986 — 195 с., с ил.

Рассмотрены методика изучения тектонического строения и эволюция складчатых областей по временным срезам, в пределах каждого из которых выделены и проанализированы латеральные ряды разновозрастных структурно-формационных комплексов, отвечающих различным геодинамическим обстановкам. Особое внимание уделено определению глубинности среды осадконакопления и петрохимической специализации магматических пород. Показано, что тектоно-магматические и металлогенические пояса, занимающие в настоящее время внутриконтинентальное положение, сформировались в прошлом на окраинах древних континентальных блоков при многократном проявлении процессов наращивания и разрушения земной коры. Проведены палинспастические реконструкции.

Для геологов, занимающихся структурно-формационным анализом, изучением тектоники и магматизма, закономерностями размещения полезных ископаемых.

Ил. 39, список лит.— 50 назв.

Рецензент: В. М. Моралев, д-р геол.-минер. наук (Институт литосферы АН СССР).

ПРЕДИСЛОВИЕ

К числу главнейших достижений в области наук о Земле относится установление значительной латеральной неоднородности верхней твердой оболочки нашей планеты. Космические исследования последних лет показывают, что эта особенность характерна для всех планет земной группы. Одним из основных выражений такой неоднородности служит разделение земной коры на океанический и континентальный типы. Проблема формирования континентальной коры, роли и закономерностей проявления при этом различных тектонических процессов, связи с ними осадконакопления, магматизма и образования полезных ископаемых принадлежит к фундаментальным проблемам геологии. Изучение современных активных континентальных окраин, областей молодого горообразования и континентальных рифтовых зон дает обширный материал для суждения о характере и направленности упомянутых процессов в наши дни. В историко-геологическом аспекте вопросы формирования континентальной коры и связанных с ней полезных ископаемых могут быть наиболее полно решены при изучении длительно развивавшихся складчатых областей, в первую очередь, находящихся на пересечении нескольких глобальных подвижных поясов.

Расшифровка строения и эволюции фанерозойских складчатых областей путем выделения в их вертикальном разрезе комплексов различных стадий развития в соответствии с классическим геосинклинальным каноном нередко встречает существенные трудности. Комплексы отдельных стадий выпадают из разреза, другие повторяются или совмещают в себе особенности разнотипных образований. Поэтому рамки геосинклинальной концепции приходилось неоднократно раздвигать, вводя понятия мезо-, хеми-, миктогеосинклиналей, автономной и сопряженной активизации, квази- и подвижной платформ и т. д., что весьма осложняет проведение анализа и идентификацию соответствующих стадий и режимов.

Предлагаемая вниманию читателей книга посвящена методике структурно-формационного анализа, которая основывается на закономерной латеральной связи современных структур Земли и генерирующих их процессов. Изучение автором в течение ряда лет строения складчатых поясов различных частей Евразии, в первую очередь на юго-востоке этого континента, привело его к выводу о существовании таких же тесных латеральных связей между разновозрастными структурно-формационными комплексами прошлых эпох и о значительно большей выдержанности горизонтальных рядов формаций по сравнению с вертикальными.

Методика латерального структурно-формационного анализа возникла на пересечении трех направлений отечественной геологии: историко-формационного, много лет развивающегося на кафедре региональной и исторической геологии МГУ, возглавлявшейся до 1971 г. А. А. Богдановым, а ныне — Е. Е. Милановским; современной концепции мобилизма, наиболее последовательно поддерживаемой в нашей стране учеными Геологического института АН СССР (в первую очередь П. Н. Кропоткиным, А. В. Пейве, Ю. М. Пушаровским, Н. А. Штрейсом), Института океанологии АН СССР (Л. П. Зоненшайном, В. Г. Казьминым, О. Г. Сорохтиным), Московского государственного университета (С. А. Ушаковым, В. Е. Хаиным) и других научных коллективов; представления о закономерной смене по латерали металлогенических характеристик разнотипных, но близко разновозрастных тектонических зон, впервые высказанного С. С. Смирновым и позднее разработанного в трудах А. А. Ковалева (МГУ), В. М. Моралева (ИЛСАН СССР) и других исследователей.

Автор ставит перед собой три группы задач. В методическом отношении — обосновать и разработать методику тектонического анализа, применение которой позволит расшифровать структуру и эволюцию сложнопостроенных складчатых областей, переживших неоднократные проявления тектогенеза, разновозрастной тектономагматической переработки, блокового дробления и рифтогенеза. В качестве примера такой области выбрана юго-восточная часть азиатского континента. Отсюда вытекают задачи в региональном плане: дать сжатое геологическое описание этой территории, провести ее тектоническое районирование, выявить закономерности геологической эволюции в фанерозое и особенности размещения главнейших полезных ископаемых. В теоретическом аспекте автор предполагает исследовать проблему соотношения процессов наращивания и разрушения сиалической оболочки нашей планеты, напряжений сжатия и растяжения в ее пределах, которая служит сегодня предметом острой дискуссии в геологии в связи с представлениями о расширении и пульсациях Земли и изменении ее радиуса.

В геологических исследованиях автора принимали участие В. Б. Агентов, И. В. Виноградов, А. С. Карпова, Г. А. Кудрявцев, А. В. Мишина, Ю. П. Рассказов, Р. Д. Родникова, Н. С. Тунг, Ч. В. Чи. Многие вопросы тектоники Юго-Восточной Азии обсуждались с профессором Малайского университета Ч. С. Хатчисоном. Выполнение данной работы было бы невозможно без содействия Д. Н. Викторова, Ю. Я. Кузнецова, В. П. Поникарова, Л. Е. Эгеля, А. Л. Яншина. С рукописью предварительно ознакомились и сделали полезные замечания А. А. Белов, Л. И. Красный, Л. Э. Левин, М. Г. Леонов и Ю. Г. Леонов. Подготовка большинства иллюстраций проведена под руководством Н. Л. Могилевкиной.

Всем товарищам, способствовавшим проведению настоящего исследования, автор выражает глубокую благодарность.

ТЕОРЕТИЧЕСКИЕ ОСНОВЫ ЛАТЕРАЛЬНОГО АНАЛИЗА

СОВРЕМЕННАЯ КОНЦЕПЦИЯ МОБИЛИЗМА

В геотектонике длительное время сосуществуют две группы гипотез, различающиеся по принятию того или иного преобладающего направления перемещения блоков континентальной коры и (или) всей литосферы. Принцип фиксированного положения и последовательного нарастания континентов, сокращенно именуемый фиксизмом, был выдвинут в конце прошлого века Э. Зюссом и позднее поддержан М. Бертраном, Л. Кобером, Э. Огом, Н. С. Шатским, Ю. М. Шейнманном и др. Идея континентального дрейфа, высказанная Ф. Тейлором в 1908 г., как научная гипотеза, была сформулирована и обоснована в 1912 г. А. Вегенером. Позднее ее в той или иной степени поддержали С. Бубнов, Б. Гутенберг, А. Дю Тойт, Э. Краус, Б. Личков, А. Холмс, Р. Штауб и др. Э. Арган в начале 20-х годов нашего столетия ввел в геологию термин «мобилизм», подразумеваемая под ним концепция, признающие перемещение глыб сиала под действием различных сил.

Советские представители концепции фиксизма (В. В. Белоусов, Л. В. Витте, Е. А. Долгинов и др.) полагают, что в основе развития Земли лежит процесс глубинной дифференциации. Легкий нагретый мантийный материал поднимается к подошве коры с помощью восходящих потоков, вступая во взаимодействие с сиалическим веществом и определяя типы эндогенных режимов и характер их проявления на поверхности планеты. Длительность развития и устойчивость зон, вдоль которых происходит подъем мантийного вещества, исключает любые крупные горизонтальные перемещения в верхних оболочках Земли. Рифтогенез и образование океанов связаны с процессом базификации, когда континентальная кора вдоль вертикальных расколов насыщается базитовым материалом и погружается в мантию.

Основные положения этой концепции вызывают серьезные возражения. Е. Н. Люстих в 1948 г. отмечал, что длительные вертикальные движения не менее чем на 80 % происходят за счет горизонтального перемещения вещества в глубине. Позднее А. В. Пейве, в первую очередь на основе анализа разломной тектоники, пришел к выводу о ведущем значении тангенциальных, а не радиальных перемещений блоков коры при образовании структуры геосинклинальных областей. Наибольшей критике подвергаются пред-

ставления о базификации, поскольку пока сохраняется гравитационное поле Земли и материал мантийной оболочки остается тяжелее сналя, химические силы не смогут сменить свое направление на обратное, так как кора не может начать растворяться в субстрате [7]. Существенно противоречит идее базификации твердо установленный факт отсутствия в современных океанах признаков проявления гранитно-метаморфического слоя. В целом, главный недостаток моделей, которые исходят только из вертикальной дифференциации вещества, по Ю. Г. Леонову, заключается в том, что они не могут объяснить ни хронологической, ни пространственной упорядоченности геологических процессов в глобальном масштабе.

Мобилистическая альтернатива гипотезы фиксизма в наши дни наиболее четко выражена в концепции тектоники плит. Эта концепция была выдвинута и разработана, как подчеркивали ее создатели Р. Дитц, Г. Хесс, К. Ле Пишон, Г. Уилсон, для объяснения современной кинематики верхних слоев нашей планеты и тектонических процессов, происходящих в настоящее время. В основе тектоники плит лежат три главных положения.

1. Верхняя оболочка Земли делится на два реологически разнородных слоя — жесткую литосферу (земная кора и верхняя часть мантии) и относительно пластичную астеносферу.

2. Литосфера состоит из ограниченного числа плит, свободно движущихся по поверхности астеносферы и взаимодействующих между собой.

3. Все тектонически активные области на Земле (с проявлением повышенной сейсмичности и современного вулканизма) являются участками взаимодействия литосферных плит. Плиты расходятся в срединно-океанических хребтах с наращиванием новой океанической литосферы и сходятся на активных континентальных окраинах с поглощением в глубоководных желобах более древней литосферы.

Тектоника плит не опровергает процесса гравитационной или термальной дифференциации вещества Земли и его периодичности. Зарождающиеся в глубинах мантии конвективные струи в пределах астеносферы растекаются в стороны, приводя к значительным латеральным перемещениям литосферных плит. Особую роль при тектогенезе играют континентальные блоки. Как полагают К. Ле Пишон и его коллеги, структурная история континентов свидетельствует о том, что их литосфера неоднократно деформировалась в результате столкновений, разрывов и сбросов. Континентальные плиты практически не поглощаются благодаря положительной плавучести гранитной коры. Следовательно, континенты, однажды образовавшись, с трудом поддаются разрушению и могут контролировать положение зон поглощения литосферы и соотношение процессов надвигания и подвигания. При столкновении континентов должны происходить утолщение и деформация коры, что и наблюдается в Гималаях, где блоки континентальной коры утрачивают связь с мантией и надвигаются друг на друга.

Дальнейшее развитие идеи современного мобилизма получили в трудах советских исследователей, в первую очередь А. В. Пейве и его коллег, показавших, что не только литосфера как единое целое движется и дислоцируется дисгармонично по отношению к астеносфере, но и внутрилитосферные коровые и мантийные пластины перемещаются относительно друг друга, что свидетельствует о большей мобильности верхней реологически однородной оболочки Земли. Появляется все больше данных, не согласующихся с представлением об абсолютной жесткости литосферных плит. Например, в северной половине Индо-Австралийской плиты, по Дж. Вейселу и др., широко проявлена мелкофокусная сейсмичность с преобладанием напряжений горизонтального сжатия. Причины высокой тектонической подвижности широких краевых частей крупных плит В. Г. Трифионов, И. М. Сборщиков и др., Ю. Г. Гатинский видят в развитии сложной мозаики микроплит.

Говоря о современных мобилистических представлениях, нельзя не остановиться на процессе субдукции, в реальности которого сомневаются В. В. Белоусов и ряд других исследователей. Задолго до появления тектоники плит Б. Гутенберг и А. Н. Заварицкий предполагали надвигание материка на океанское дно или подвигание дна океана под материк, связанное с подкоровыми течениями в мантии и объясняющее развитие сейсмофокальных зон по краям Тихого океана. В наши дни наряду с такими широко известными геофизическими данными, как затягивание на сейсмоакустограммах океанической плиты под край континента или «просвечивание» магнитных аномалий погружающейся плиты над нижней частью континентального склона, установлен ряд структурно-морфологических и геологических свидетельств существования субдукции. Так, в Курило-Камчатском желобе под осадками террас приостровного склона Л. П. Зоненшайном и др. выявлены блоки фундамента, разделенные надвигами, падающими в направлении погружения сейсмофокальной зоны, а на приокеанском склоне — уступы, сопровождаемые сбросами, наклонными к оси желоба. Эти структуры коррелируются в первом случае со сжатием во фронте зоны субдукции, а во втором — с вторичным растяжением на максимуме изгиба подвигаемой плиты.

При пересечении Японского желоба рейсами 56 и 57 НИС «Гломар Челленджер» в нижней части приостровного склона Р. фон Гуеном и др. установлены субгоризонтально залегающие современные осадки, из под которых выходят наклоненные под склон пласты отложений миоцена и древнее, содранные в процессе субдукции с погружающейся океанической плиты. Добавим к этому, что в зонах Вадати-Заварицкого-Беньофа (ВЗБ) освобождается около 90 % всей сейсмической энергии Земли. При этом землетрясения с очагами, расположенными в пределах верхних 100 км под континентальным склоном, по данным Л. М. Балакиной, в подавляющем большинстве случаев отвечают субгоризонтальному сжатию, перпендикулярному к простираанию островной дуги. Приведенные фак-

ты находят достаточно приемлемое объяснение лишь с позиций принятия механизма субдукции.

Геосинклинальный процесс, приводящий к образованию складчатых поясов и, в конечном счете, платформ, рассматривается с позиций современного мобилизма как процесс сближения и столкновения литосферных плит (тектоника плит) или преобразования океанической коры в континентальную (концепция глобальной расслоенности литосферы). Хотя со времен Э. Ога и Г. Штилле большинство ученых подчеркивают закономерную смену геосинклинального этапа орогенным, результаты изучения конкретных складчатых областей показывают, что эта последовательность далеко не всегда выдерживается. Автором совместно с А. В. Мишиной установлено, что орогенный этап развития Индокитая часто значительно оторван во времени от предшествующего геосинклинального и не является его прямым продолжением.

На основе изучения девонского и кайнозойского орогенезов Ю. Г. Леонов показал отсутствие закономерной связи их с предшествующим геосинклинальным развитием, установив при этом, что орогенез представляет собой не конец этого развития, а начало нового этапа и что складчатые области втягиваются в горообразование под воздействием общего планетарного процесса.

Широкое развитие проявлений орогенного процесса за пределами геосинклинально-складчатых поясов привело в свое время к выделению эпиплатформенного орогенеза, дейтерогенеза, внегеосинклинальной активизации, ревивации и т. д. Обращает на себя внимание необычайное сходство проявлений всех этих событий, а также так называемого эпигеосинклинального орогенеза независимо от субстрата, на котором они развиваются. Во всех случаях они выражены формированием приразломных впадин, выполненных молассовыми отложениями, и внедрением значительных объемов известково-щелочных магм преимущественно калиевой, иногда слабосубщелочной специализации. Поэтому трудно не согласиться с Ю. Г. Леоновым, что для всех этих явлений в случае их одновозрастности должна существовать какая-то одна общая причина. С позиций современного мобилизма подобные явления связаны с активным взаимодействием сближающихся литосферных плит или их фрагментов, с процессами субдукции, коллизии, наращивания континентальной коры.

В качестве возможной альтернативы концепции тектоники плит внимание многих геологов привлекает пульсационная гипотеза, выдвинутая В. Бэчером, В. А. Обручевым, М. А. Усовым. В основе ее заключено предположение о чередовании в истории Земли эпох сжатия и растяжения, связанных с гипотетическим изменением радиуса планеты. Один из наиболее последовательных защитников этой гипотезы Е. Е. Милановский полагает, что эпохи складчатости в геосинклинальных поясах и крупных регрессий на платформах чередуются с эпохами заложения и прогибания геосинклиналей, рифтогенеза, трансгрессий, отвечая глобальным периодам сжатия и расширения. Геосинклинальные и рифтовые пояса —

структуры с противоположной направленностью развития, хотя динамика сжатия и растяжения может в них чередоваться одновременно. Раскрытие в одних не коррелятивно складчатости в других, и сбалансированного состояния компенсации растяжения сжатием, требуемого тектоникой плит, не наблюдается. Вместо этого имеются пульсации Земли на фоне некоторого глобального расширения в мезозое — кайнозое [13].

С существованием значительных колебаний радиуса нашей планеты не позволяют согласиться крайне малая величина ослабления гравитации [7] или невозможность, как считают А. С. Монин и О. Г. Сорохтин, сохранения жизни на Земле во время подобных пульсаций. Изучение истории деформаций отдельных структур, складчатых зон и континентов в целом неопровержимо свидетельствует об одновременном существовании и об относительной взаимной компенсации по латерали напряжений сжатия и растяжения. А. В. Пейве отмечает, что сущность деформаций в литосфере заключается в том, что при крупных тектонических фазах они охватывают по глубине всю литосферу, распространяясь по латерали на всю Землю, включая океаны. Дифференциальное перемещение тектонических пластин и их дисгармоничное сгущивание в одном месте сопровождается растяжением и растеканием в другом.

Остановимся на некоторых закономерностях распределения месторождений полезных ископаемых с позиций современной концепции мобилизма. Традиционное направление в металлогении, созданное более 30 лет назад Ю. А. Билибиным, подчеркивает связь большинства рудных проявлений со стадиями развития геосинклиналей, выявляя, в первую очередь, вертикальную зональность в их распределении. Таких стадий ранее выделялось пять, теперь, по Г. А. Твалчрелидзе, выделяется четыре: ранне- и позднегеосинклиальная, ранне- и позднеорогенная. Предполагается направленное, необратимое развитие металлогенических зон, в связи с чем в настоящее время ряд ученых (Т. К. Хуанг и др.) отмечают, что моноциклическая концепция металлогении Ю. А. Билибина должна быть пересмотрена на основе данных о полициклическом геосинклиальном развитии большинства складчатых поясов.

Но главная трудность, с которой встретилась эта концепция, заключается в другом: жестко детерминированная ею вертикальная последовательность месторождений часто не выдерживается. Проявления орогенного этапа устанавливаются на платформах, месторождения платформенного типа непосредственно сменяют во времени геосинклиальные и, в свою очередь, сменяются орогенными. Подобные факты, достаточно многочисленные (для Индокитая они были приведены в работах И. В. Виноградова и автора в 1976—1978 гг.) вызвали необходимость выделения металлогении зон различной активизации, не связанной с предшествующим развитием конкретных регионов.

С. С. Смирнов, по-видимому, первый обратил внимание на последовательное изменение металлогенической специализации в ла-

теральном ряду разновозрастных структур на примере внешней и внутренней частей Тихоокеанского пояса. В более крупном масштабе дискретность строения земной коры по латерали с выделением геоблоков различного металлогенического профиля была позднее показана Л. И. Красным [6] и др. Дальнейшим развитием этого направления является мобилистская металлогеническая концепция, основанная на связи рудообразования с различными геодинамическими обстановками. За рубежом ее развивают Ф. Соукинс, Р. Силитое, П. Гайлд, А. Митчел, в нашей стране — Л. П. Зоненшайн, А. А. Ковалев, М. И. Кузьмин, В. М. Моралев. Ими показано закономерное расположение рудных месторождений на активных континентальных окраинах различного типа, для каждого из которых установлены свои комплексы полезных ископаемых. Так, с вулканическими островными дугами связаны преимущественно сульфидные медные и медно-полиметаллические проявления, с активными окраинами андийского типа — меднопорфировые, а кордильерского типа — скарновые месторождения и т. д. Подавляющее большинство рудопоявлений зон столкновения является доколлизийными и их размещение определяется предшествующей коллизии тектонической зональностью (см. рис. 3).

МЕТОД АКТУАЛИЗМА

Обзор основных тектонических концепций убеждает нас в том, что в настоящее время всесторонний анализ строения и закономерностей размещения полезных ископаемых какого-либо региона может быть выполнен скорее всего с позиций мобилизма. Уверенный результат будет получен при изучении не только современной структуры, но и ее эволюции на протяжении достаточно длительного отрезка геологической истории. Какая же методика должна быть взята на вооружение при подобном изучении?

Для современного лика Земли установлена закономерная связь по латерали главнейших структурных элементов и приуроченных к ним ассоциаций горных пород — формаций*. Для орогенических (горных) областей, в большинстве из которых преобладают процессы сжатия и наращивания континентальной коры, характерны различные типы элювиальных, пролювиальных и обвальнo-оползневых отложений (наземная грубообломочная моласса). При переходе к предгорным равнинам широкое развитие получают шлейфы более тонких моласс, красноцветных в аридном климате и сероцветных, часто угленосных — в гумидном. На обширных внутриконтинентальных равнинах формируются главным образом терригенные речные, озерные и золотые осадки, образующие серии пестрых по составу континентальных формаций. Во внутренних эпи-

* Формации здесь и далее понимаются в соответствии с определением Н. С. Шатского и Н. П. Хераскова как естественные комплексы горных пород, парагенетически связанных друг с другом в пространственном и возрастном отношении.

континентальных морях накапливаются мелководные карбонатные и терригенные формации.

В переходной зоне от континента к океану на шельфе преобладает образование карбонатных или терригенно-карбонатных илов с обильной фауной открытого мелкого моря (серия морских мелководных формаций). В тропическом и субтропическом климате характерно формирование коралловых и водорослевых рифовых построек, особенно перед участками резкого увеличения глубин в пределах шельфа или у его внешнего края (Большой Барьерный риф Австралии). Рифы часто также обрамляют островные дуги с развитием активных или потухших современных вулканов. Продукты их деятельности — эффузивы и туфы преимущественно известково-щелочной серии с умеренной кислотностью — слагают большую часть площади островных дуг. Вулканические излияния той же серии приурочены к активным континентальным окраинам, но здесь преобладают более кислые разности. Если вулканы островных дуг обычно переслаиваются с морскими отложениями, то на активных окраинах они, как правило, образуются в субаэральных условиях, ассоциируя с игнимбритами и грубообломочными вулканогенно-осадочными породами (порфиновая формация).

Для внутриконтинентальных рифтов характерны как континентальные терригенные, часто грубообломочные, и хемогенные формации, так и в некоторых случаях морские мелководные. Главную специфику этих структур растяжения и деструкции континентальной коры составляют вулканы толеитовой (трапповая формация), субщелочной (формация щелочных оливиновых базальтов) и щелочной серий. Излияния приурочены как к осевым частям, так и к плечам рифтов.

На континентальных склонах и подножиях, в том числе в глубоководных желобах, накапливаются мощные толщи турбидитов с градиционной слоистостью, следами подводного оползания, олистостромами и включением хаотически распределенных чужеродных обломков (экзотических глыб) более мелководных отложений. Эти толщи слагают флишевую формацию, иногда содержащую в различной степени примесь карбонатных и кремнистых пород. В глубоководных бассейнах осаждаются преимущественно кремнистые илы с различной примесью терригенного, вулканического и карбонатного материала. Они содержат остатки радиолярий, фораминифер, спикулы губок и вместе с вулканиками океанического дна (низкокальциевые толеиты) образуют вулканогенно-кремнистую формацию. Основными центрами вулканизма в океанах являются срединно-океанические хребты.

Среди отложений глубоководных бассейнов окраинных и внутренних морей отмечены присутствие терригенного и вулканомиктового материала (флишеидная, граувакковая формации) и появление в случае значительной изоляции от океана своеобразной формации черных илов (эвксинной), образующейся в условиях ограниченной циркуляции воды и сероводородного заражения, как это имеет место в Черном море. Таковы главнейшие структурно-

морфологические элементы поверхности Земли и приуроченные к ним формации, тесно связанные по латерали друг с другом и образующие закономерные ряды.

Переходя к анализу прошлого, всегда приходится так или иначе сопоставлять это прошлое с настоящим. Основой такого сопоставления в науках о Земле служит принцип актуализма, выдвинутый впервые в XVIII в. Дж. Геттоном и гласящий, что природные силы действуют сейчас так же, как они действовали в прошлом, в связи с чем прошлые геологические события можно связывать с явлениями и силами, наблюдаемыми в настоящем. Советские геологи воспринимают актуализм как метод, при котором к пониманию прошлого идут от современных процессов, но с поправкой на геологическое время. Естественно, что чем более отдалена от нас рассматриваемая геологическая эпоха, тем менее уверенно мы можем проводить аналогию между процессами, действовавшими в прошлом, и современными. В связи с этим некоторые исследователи критически относятся к возможности применения метода актуализма в геологии.

Н. С. Шатский постоянно подчеркивал необратимость эволюции Земли, в процессе которой происходит постепенное наращивание площадей платформ и сокращение геосинклинальных областей. Он также отмечал, что нигде до сих пор не выделены начальные стадии геосинклинального процесса, и мы не знаем, развитие каких структур привело к образованию геосинклинальных областей. По Г. П. Леонову, уверенное диагностирование современных геосинклиналей также невозможно. Неприменимость или крайне ограниченная возможность применения метода актуализма доказывается А. Л. Яншиным и А. Е. Шлезингером, отмечающими необратимость геологической эволюции и разные масштабы проявления одних и тех же процессов в истории нашей планеты. Они выделяют независимые ряды океанических и окраинно-континентальных, геосинклинальных и рифтовых структур, сходство которых друг с другом исчерпывается близким характером заложения. При этом в последние 30—40 млн. лет происходит особенно активное развитие океанов и континентальных рифтов при резком сокращении числа и размеров геосинклиналей. Подобные мысли высказывает и Е. Е. Милановский [13].

По мнению О. А. Богатикова и его коллег, эволюция магматизма в истории Земли также носит необратимый характер и выражается в увеличении многообразия формаций изверженных пород, возрастании роли известково-щелочных и щелочных их разновидностей, сокращении пространственных и временных границ проявления магматической активности.

По-видимому, такое отношение познанию прошлого через современное кроется не только в субъективных представлениях о необратимости эволюции планеты, но и в объективном различии степени сохранности сегодняшних и ископаемых структур и формаций. Наиболее четко эту мысль выразил Ю. Г. Леонов, писавший в 1979 г., что о древнем орогенезе мы судим только по отложени-

ям (даже их фрагментам), размытым, снивелированным, перекрытым, а о новейшем — по рельефу (т. е. по прямому результату). Отсюда возникает иллюзия несоразмерности новейшего и древнего орогенных периодов, специфики, исключительности новейшего, отсутствия его аналогов в прошлом. Разница в методах изучения и степени сохранности материала принимается за сходство самих событий.

По мнению автора, отсутствие в течение длительных отрезков геологической истории существенных изменений ряда важных параметров, определяющих жизнь нашей планеты, позволяет по крайней мере для последних 500—600 млн. лет уверенно применять метод актуализма. Выше упоминалось об устойчивости гравитационной постоянной. Х. Д. Холланд полагает, что относительно неизменными, начиная с 3,8 млрд. лет, остаются процессы эрозии, транспортировки и отложения осадков и круговорот морской воды через океаническую кору. По расчетам К. Б. Сеславинского, с рифа до наших дней существенно не изменилась скорость осадконакопления в морских бассейнах. То же относится к скорости океанического спрединга, определяемой для кайнозоя и большей части мезозоя по линейным магнитным аномалиям, а для более древнего времени — более приблизительно по палеомагнитным, палеоклиматическим и другим косвенным данным. Близость состава главных вулcano-плутонических серий и типов регионального метаморфизма разновозрастных отложений позволяет И. И. Абрамовичу, И. Г. Клушину, А. Миясиро и др. заключить, что не позднее, чем с конца протерозоя, они возникали в сходных тектонических условиях.

Изучение геологии дна океанов в 60—70-е годы впервые дало объективные критерии для применения метода актуализма в учении о геосинклиналях. Сходство пород, залегающих в основании геосинклинальных разрезов, с породами дна современных океанов доказывает океаническую природу эвгеосинклинальных зон прошлого. В настоящее время на континентах древняя океаническая кора этих зон образует офиолитовые комплексы, известные только в аллохтонном залегании. В качестве современных аналогов геосинклинальных систем с геоантиклинальной и примыкающими к ней эв- и мезогеосинклинальной зонами В. Е. Ханн и др. рассматривают системы глубоководный желоб — вулканическая дуга — окраинное море. Точно так же аналоги миогеосинклиналей прошлого выявлены на подводных окраинах современных континентов. Примером может служить атлантическое побережье Северной Америки, где при бурении на шельфе вскрыты осадочные толщи мела — кайнозоя мощностью 5—10 км, рассматривающиеся Б. Хизеном как типично миогеосинклинальные.

Применяя актуалистическую методику, можно установить аналоги и других палеоструктур или, вернее, палеоаналоги современных структур. Автор не видит принципиального различия между геосинклинальной и актуалистической терминологией для определения главных структур земной коры, если геосинклинальный

процесс понимать как процесс формирования континентальной коры в результате взаимодействия литосферных плит. Единственное преимущество последней — большая конкретность и однозначное толкование, непосредственно указывающее на геодинамическую обстановку возникновения и развития структур. Поэтому при дальнейшем изложении отдается предпочтение актуалистическим терминам, которые иногда сопровождаются терминами геосинклинальной гипотезы (приводимыми в тексте и на рисунках в скобках).

Таким образом, если наша планета, по крайней мере последние 0,5 млрд. лет, развивается в близком современному тектономагматическом режиме и для большинства современных структур более или менее надежно устанавливаются палеоаналоги, то на последние должны распространяться и пространственные соотношения современных структур. На этом основана предлагаемая методика латерального структурно-формационного анализа, сущность которой сводится к выделению в разрезах подвижных поясов структурно-формационных комплексов различных геодинамических обстановок. Под структурно-формационным комплексом (СФК) понимается закономерное совместное нахождение геологических тел (формаций), возникших близко одновременно в пределах единой крупной структуры земной коры и объединяемых общностью геодинамических, геохимических и (палео)-географических условий образования. Магматические формации СФК, как правило, принадлежат к одной петрохимической серии, метаморфические — к одной фации метаморфизма. Осадочный компонент СФК близок геохимической фации Л. В. Пустовалова.

Одновозрастные СФК, подобно обстановкам, при которых они образуются, закономерно сочетаются друг с другом, формируя относительно выдержанные латеральные ряды. Установление такого ряда во многом содействует правильной идентификации тех из входящих в него СФК, которые недостаточно обоснованы набором признаков, и позволяет корректировать результаты анализа. Примеры современных латеральных рядов можно видеть на активных континентальных окраинах, в системах желоб — дуга — окраинное море и т. п. Некоторые из них будут подробнее рассмотрены ниже.

Идея латерального анализа структур и формаций не нова, и методика эта достаточно часто применяется в геологии для решения конкретных и общих задач, особенно при палеогеографических и палеотектонических реконструкциях. Так, А. В. Пейве в 1961 г. отметил, что неоднородность коровых и литосферных блоков в латеральном направлении, выявленная геолого-геофизическими методами, имеет решающее значение в определении закономерностей происхождения, развития и размещения дислокаций в земной коре. Близки к этому представления Л. И. Красного о геоблоках. Дж. Дью и Дж. Берд показали, что в зависимости от типа взаимодействия литосферных плит формируются определенные латеральные ряды геосинклинальных структур, идентичные приведенным выше современным рядам (лептогеосинклиналь — желоб — орто-

тектонический ороген — экзогеосинклиналь; лептогеосинклиналь — желоб — островная дуга — идиогеосинклиналь — паралигеосинклиналь и т. п.). Ю. Г. Леонов считает перспективным то направление в геотектонике, в котором акцент делается на латеральные связи процессов и структур. Но вместе с тем нигде в известной автору литературе не приводится примеров последовательного применения латерального структурно-формационного анализа для изучения строения и достаточно продолжительной тектонической эволюции конкретного крупного региона. Если учесть, что с образованием СФК теснейшим образом связаны процессы минерагенеза и формирования залежей нерудных полезных ископаемых, то становится ясно не только научно-теоретическое, но и прикладное значение указанного направления для целей металлогенического прогноза, определения перспектив территории на различные виды минерального сырья.

Большинство СФК тектонически активных зон, преобладающих в подвижных поясах, формируется в сравнительно короткий отрезок геологического времени, редко превышающий продолжительность одного геологического периода (55 ± 10 млн. лет). Лишь амагматичные осадочные СФК внутренних эпиконтинентальных бассейнов, шельфов, континентальных склонов и подножий могут непрерывно формироваться на протяжении нескольких периодов. Хронологический интервал в развитии земной коры конкретного крупного региона, в течение которого происходит формирование полных латеральных рядов одновозрастных СФК, условно назван в работе временным срезом. Каждый временной срез отражает определенный этап тектонической эволюции в пределах площади его проявления. Сверху и снизу он ограничен фазами структурных перестроек и смен геодинамических режимов и (или) возникновение угловых и стратиграфических несогласий, смен формационного состава отложений. В таком понимании временной срез близок эпохе образования структурного этажа, по А. А. Богданову.

Идентификация СФК прошлых временных срезов производится путем сопоставления их вещественного состава с составом современных СФК. При этом особое внимание уделяется установлению принадлежности магматических пород к петрохимическим сериям, служащим, как было показано выше, достаточно надежным индикатором тектонического режима: известково-щелочная — орогенно-вулкано-плутонических дугах и поясах столкновения, щелочная и субщелочная (щелочно-оливинбазальтовая) вместе с трапповой формацией — рифтогенного, толеитовая (базальты с низким содержанием калия) — океанического.

Если современные и кайнозойские, а также некоторые мезозойские СФК часто наблюдаются в ненарушенном первичном залегании и слабо переработаны последующими тектоно-магматическими процессами, то более древние комплексы обычно в различной степени дислоцированы, перемещены, сближены или надвинуты друг на друга при последующих горизонтальных движениях, изменены более молодыми интрузиями, подвержены региональному метамор-

физму. В таких условиях важную диагностическую роль играют упоминавшиеся латеральные ряды разновозрастных СФК. Во многих случаях именно с помощью подобного анализа удается установить полярность ископаемых островных дуг или направление субдукции под окраинноконтинентальные магматические пояса.

Анализ целесообразно выполнять от более молодых временных срезов к древним в направлении уменьшения количества и степени достоверности фактического материала. Подобный, на первый взгляд непривычный, ход геологического описания применялся и ранее. М. М. Тетяев в 1933 г. писал, что в платформе каждой складчатой зоны мы встречаем частично предыдущий исторический этап в его нетронutom виде, что позволяет нам, идя от наиболее молодого этапа к более древним, постепенно выявить их последовательность и географическое распространение.

ВАЖНЕЙШИЕ СОВРЕМЕННЫЕ ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ ОБСТАНОВКИ И ИХ ГЕОДИНАМОТИПЫ

Рассмотрев теоретические, методические и терминологические аспекты латерального анализа, целесообразно остановиться на моделях некоторых современных геодинамических обстановок. Эти данные будут полезны в дальнейшем при определении палеотектонических режимов прошедших геологических эпох.

В разрезе через юго-западную окраину континентального блока Юго-Восточной Азии (рис. 1) выделяется абиссальная равнина Индийского океана с чехлом кремнистых и карбонатных осадков, залегающих на коре океанического типа (СФК глубоководных котловин). Далее следует Зондский желоб, в котором преобладает накопление турбидитов (СФК глубоководных желобов). Он имеет асимметричное строение с пологим внешним склоном и крутым внутренним, переходящим в вулканическую дугу Ментавайских островов. Если дуга не выступает над поверхностью воды, то ее называют подводной террасой.

С осью вулканической дуги совпадает перегиб склона желоба, где тип коры резко изменяется от океанического и переходного (10—20 км) на континентальный (30—40 км). Ниже по склону выходит на поверхность сейсмофокальная зона, падающая под континент. К внутреннему склону желоба приурочена крупная отрицательная гравитационная аномалия. Этот склон сложен интенсивно тектонизированными турбидитами, океаническими осадками и породами фундамента Индийского океана, включая мантийные ультрамафиты. Геолого-геофизические исследования Ю. А. Непрочнова и др., Л. П. Зоненшайна и др. показали, что упомянутые породы залегают в надвиговых пластинах, круто падающих под дугу и постепенно выполаживающихся к оси желоба. Такую структуру объясняют последовательным «сдиранием» материала с поддвигающейся океанической плиты и приращением его к переднему краю плиты надвигающейся. Поэтому весь рассмотренный комп-

лекс (СФК невулканических дуг и подводных террас) называют также комплексом субдукции, или аккреционной линзой.

В целом для невулканической дуги характерны пониженные значения теплового потока, но над внутренним склоном желоба они возрастают, отражая, по С. Уеда, эффект трения соприкасающихся плит. Далее в сторону континента выделяется междуговой прогиб, называемый также при слабой геоморфологической выраженности преддуговым бассейном (forearc). Он выполнен морскими флишоидными отложениями разной глубинности (СФК тыловых и междуговых прогибов на коре переходного и океанического типов). Вулкано-плутоническая дуга о. Суматра представляет собой типичный образец окраинноконтинентального пояса индийского типа с действующими центрами наземного известково-щелочно-вулканизма кислого и среднего состава (СФК вулкано-плутонических дуг на континентальной коре). Основание ее сложено палеозойско-мезозойскими толщами. Гравитационные аномалии над вулканической дугой понижаются, тепловой поток резко возрастает. Здесь установлены многочисленные проявления медно-свинцово-цинковых порфировых руд и связанного с ними золото-серебряного оруденения. За дугой выделяется тыловой прогиб с развитием наземных и прибрежно-морских кайнозойских отложений (СФК тыловых и междуговых прогибов на континентальной коре). Такова стандартная модель активной континентальной окраины.

4885
На рис. 1 можно видеть выходы полого залегающих мелководных морских осадков Малайского бассейна на современном шельфе Южно-Китайского моря мощностью не более 1—2 км (СФК шельфов) и более мощные (до 7—10 км) кайнозойские толщи, приуроченные к ограниченному разломами прогибу на шельфе к востоку от подводного хр. Натуна (СФК континентальных рифтов). Наряду с резким увеличением мощности и локализацией в приразломных прогибах для последнего комплекса (на других участках) характерно проявление вулканизма щелочнобазальтовой и трапповой формаций, региональное повышение значений аномалий силы тяжести и теплового потока, утонение континентальной коры, развитие преимущественно грубообломочных формаций на ранних стадиях и излияния наряду с основными кислых лав на зрелых стадиях формирования структур (контрастная или бимодальная серия). С кислыми разностями вулканитов этой серии нередко связано свинцово-цинково-серебряное оруденение, а к обрамляющим рифты разломам приурочены гидротермальные проявления флюорита, сурьмы и ртути.

На этапе предрифтовой переработки континентальной коры, как правило, возникают обширные сводовые поднятия, рост которых сопровождается основным вулканизмом упомянутого выше состава. На стадии заложения рифтов в их бортовых зонах могут образовываться локальные очаги расплавления континентальной коры с формированием редкометальных гранитов повышенной щелочности и щелочных интрузий. Все эти проявления магматизма относятся к СФК предрифтовой переработки. В качестве его гео-



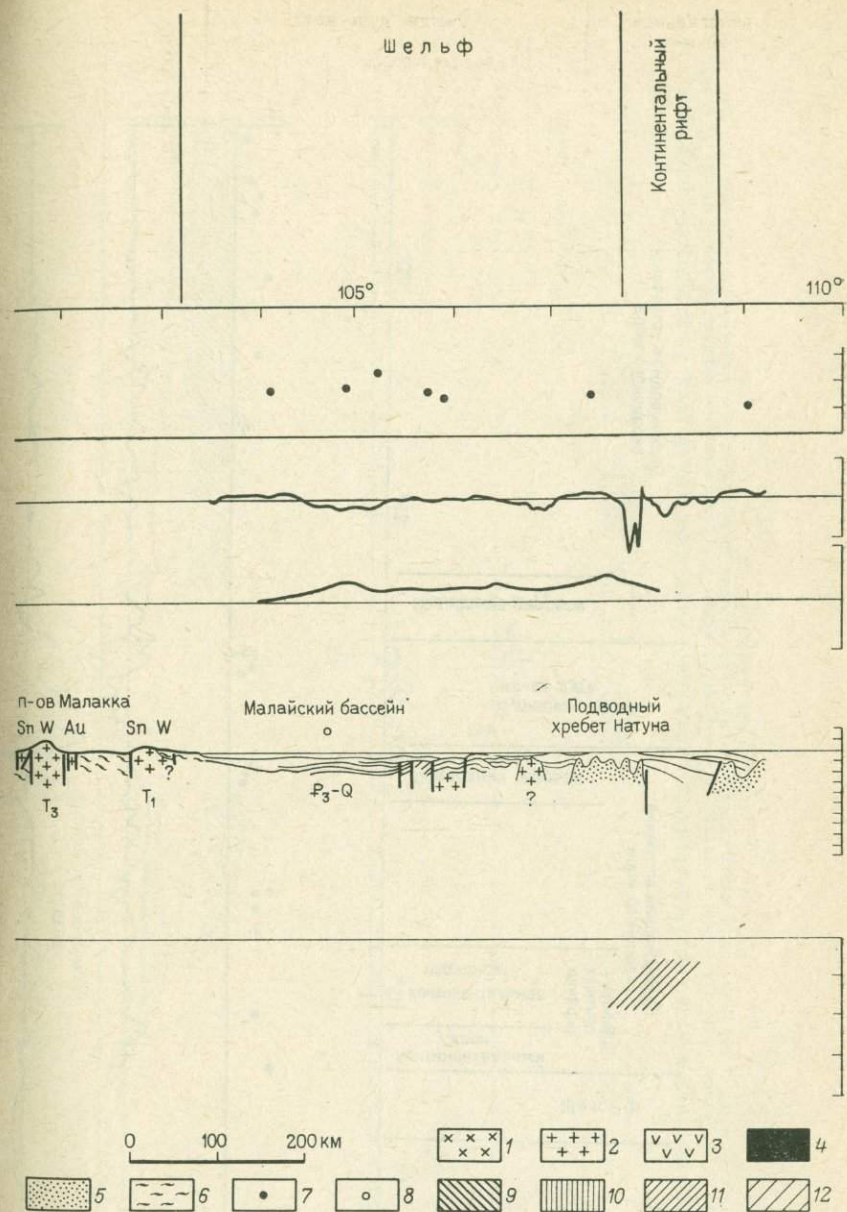
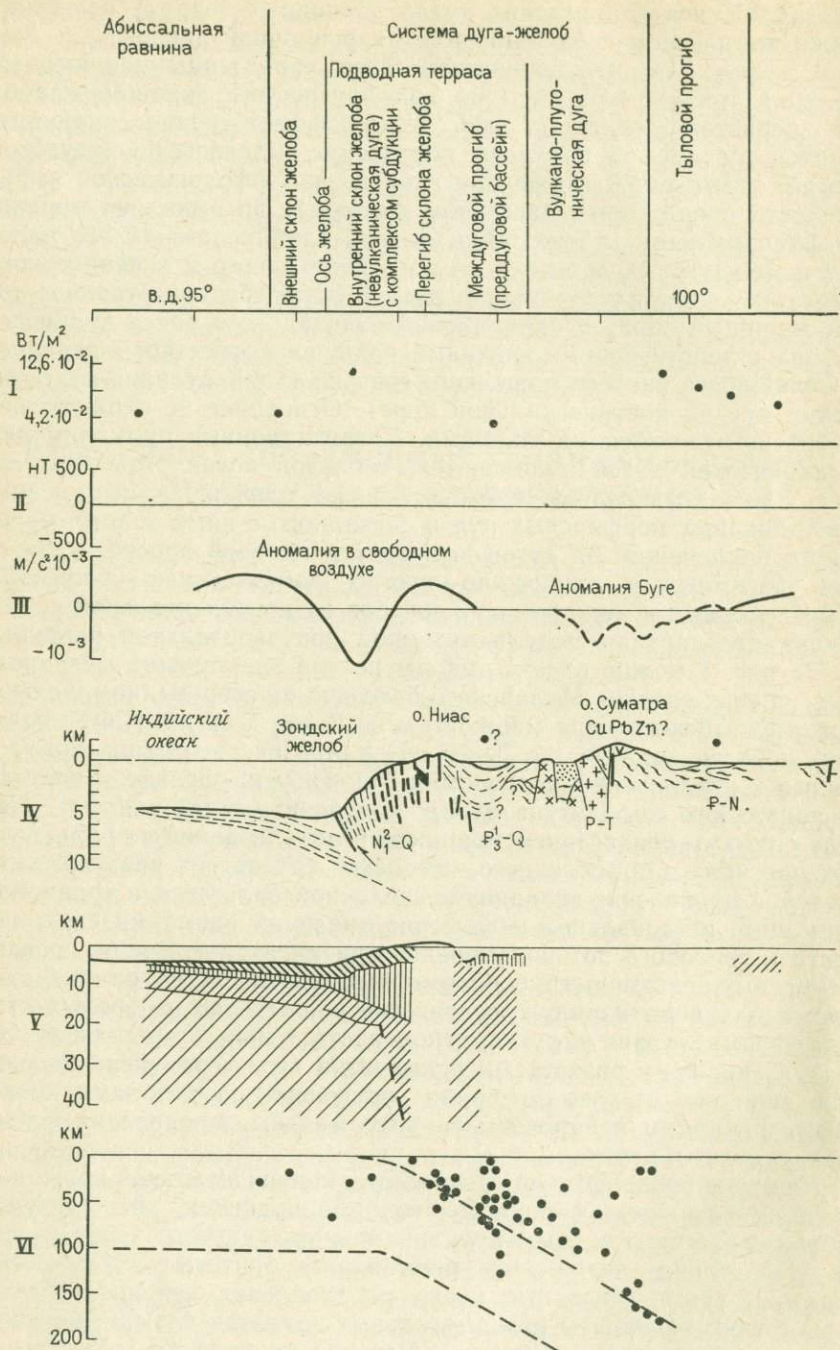


Рис. 1. Модель активной континентальной окраины. Геолого-геофизические разрезы по [17].

1 — тепловой поток; II — магнитное поле; III — сила тяжести; IV — геология; вертикальное искажение 10 : 1; V — структура коры, вертикальное искажение 5 : 1; VI — сейсмичность. 1 — интрузии среднего состава; 2 — граниты; 3 — вулканиты; 4 — офиолиты; 5 — мезозойские отложения; 6 — палеозойские отложения; 7 — проявления нефти; 8 — проявления газа; 9 — скорости распространения сейсмических волн в км/с: 9 — 2,0—3,6, 10 — 4,7—5,9, 11 — 6,0—7,5, 12 — 7,8—8,3; химические индексы — рудопроявления соответствующих металлов

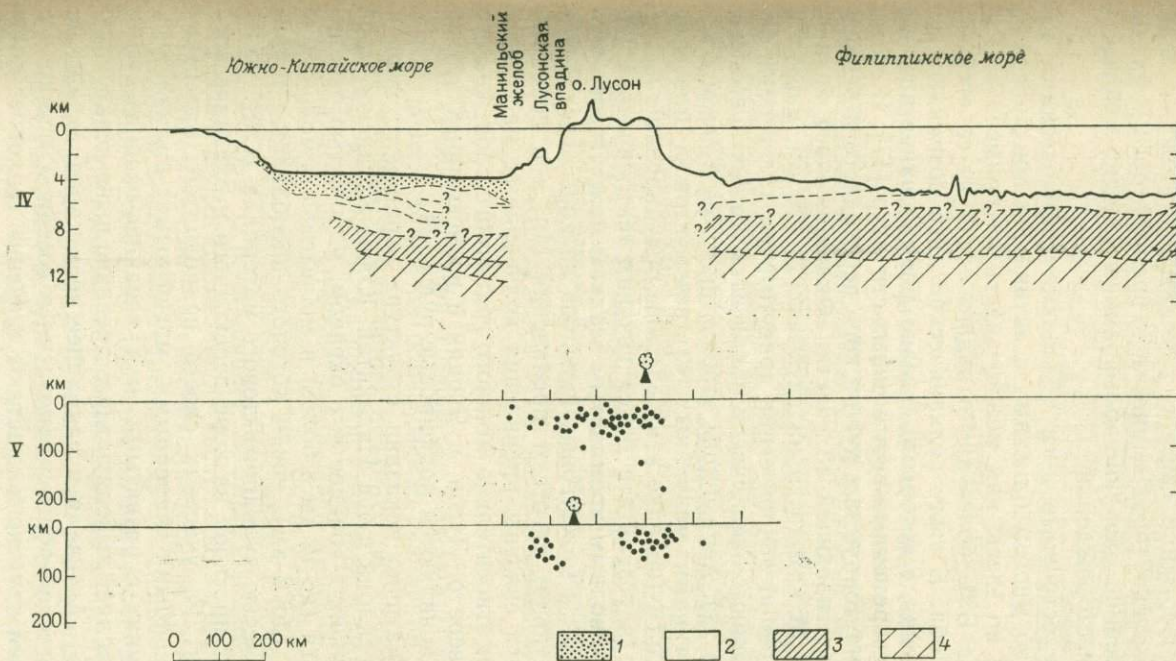
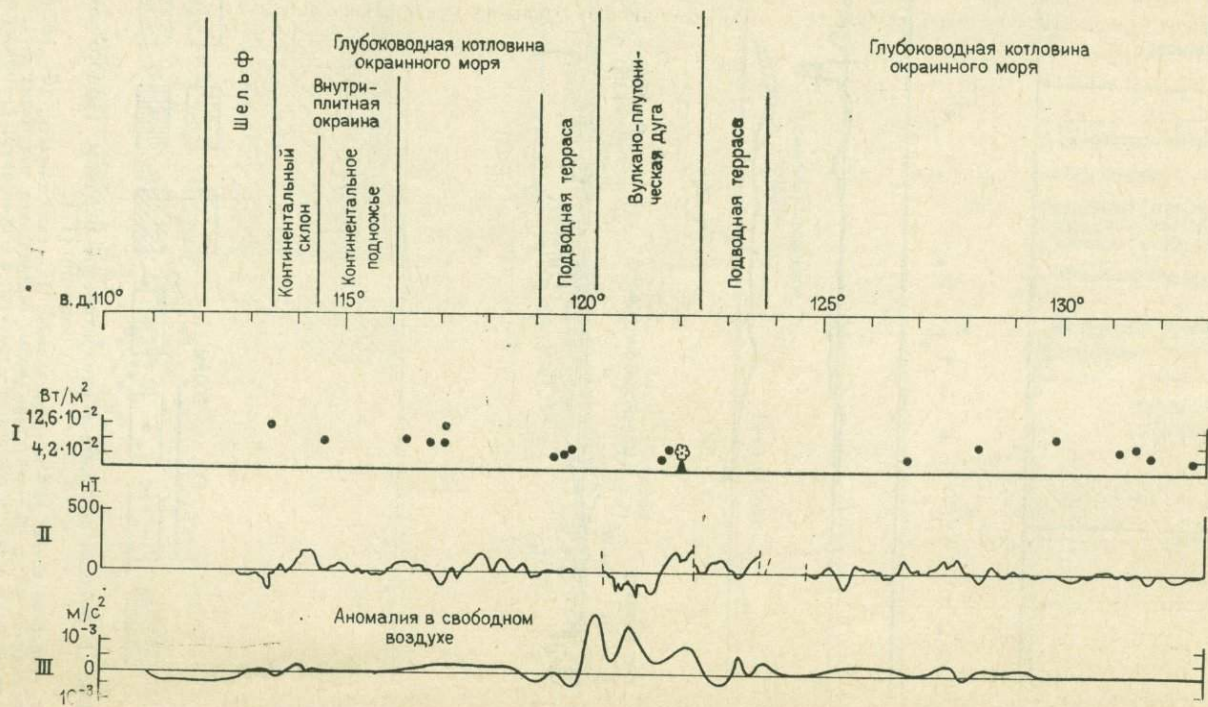


Рис. 2. Модель внутриплитной континентальной окраины, окраинного моря и островной дуги. Геофизические разрезы по [17].
I — тепловой поток; II — магнитное поле; III — сила тяжести; IV — структура коры; V — сейсмичность — верхний профиль между 22 и 18° с. ш., нижний профиль между 18 и 15° с. ш.; 1—4 — скорости распространения сейсмических волн в км/с (1 — менее 3,0, 2 — 3,0—6,5, 3 — 6,6—7,6, 4 — более или равно 7,7)

динамотипов могут рассматриваться обширные поля кайнозойских вулканитов Эфиопской и Кенийской зон на северо-востоке Африки [13] и район развития мезозойских гранитоидов на плато Джос в Нигерии, описанных И. Бодэном в 1977 г. С основными интрузиями трапповой формации связано титано-магнетитовое и сульфидное медно-никелевое оруденение, а с предрифтовыми гранитоидами — образование оловянно-вольфрамовых, медно-золотых и редкоземельных месторождений.

Вулканические островные дуги обладают геофизическими характеристиками, во многом близкими с активными континентальными окраинами, но здесь, как можно видеть на примере о. Лусон (рис. 2), зона ВЗБ более круто падает под дугу со стороны Манильского желоба. В тылу вулканической дуги возникают напряжения растяжения, с которыми связано формирование прогиба Кагаян и других современных рифтогенных структур [17]. В составе СФК вулcano-плутонических дуг на коре переходного и океанического типов, подстилающей те участки Филиппинского архипелага, где граница М находится на глубинах 15—20 км, наряду с породами известково-щелочной серии присутствуют толеитовые базальты. По сравнению с океаническими толеитами в них повышены содержания К, Рb, Ва. Характерны залежи хромитов в связи с аллохтонными пластинами мантийных ультрамафитов в пределах невулканической дуги (нередко эти пластины обдуцированы на дугу вулканическую в результате более поздних тектонических подвижек). К глубоководным кремнистым осадкам междугового прогиба (СФК тыловых и междуговых прогибов на коре переходного и океанического типов) тяготеют проявления Мп, а с породами вулканической дуги связаны проявления колчеданных массивных руд. При развитии относительно мощного гранитного слоя, как это происходит на севере о. Лусон, в Японии и на некоторых других островных дугах, появляются порфиновые руды [34].

На рис. 2 схематично показана структура окраинного моря и континентального склона п-ова Индокитай. Южно-Китайское море обладает повышенной, в сравнении с океаном, мощностью океанического фундамента (до 12 км и более) и значительной мощностью осадочного чехла (до 2 км), среди которого преобладают терригенные илы с примесью вулканомиктового материала (СФК тыловых и междуговых прогибов на коре переходного и океанического типов). Фундамент на участках своего приподнятого залегания характеризуется слабыми линейными магнитными аномалиями, сходными по рисунку с развитыми над срединно-океаническими хребтами, что позволяет выделять здесь древнюю ныне неактивную ось спрединга [35]. Активная в настоящее время зона наращивания новой океанической коры установлена в соседнем Филиппинском море. Над ней заметно возрастают значения теплового потока. Еще более значительные термальные аномалии в Южно-Китайском море связаны, по представлениям автора, с процессами рифтогенеза. Осадочные формации континентального подножия и

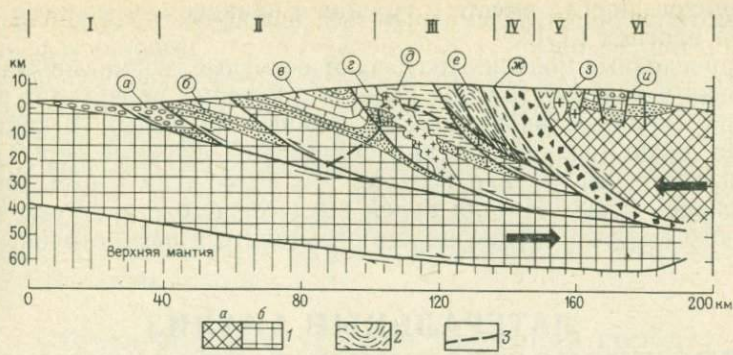


Рис. 3. Модель зоны столкновения типа «континент — континент». По А. Митчеллу [36] с дополнениями.

1 — континентальная кора: а — надвигающегося континента, б — поддвигающегося континента; 2 — интенсивно тектонизированный флиш; 3 — изограда метаморфизма типа Барроу; остальные условные обозначения см. рис. 10. I—VI — тектонические элементы зоны столкновения: I — передовой прогиб (молассовый бассейн) — Сивалик в Гималаях, красноватый бассейн Ланьпин — Сымао в Западной Юньнани; II — пояс развития комплексов древних шельфов и эпиконтинентальных бассейнов — палеозой Низких Гималаев и запада п-ова Малакка, нижний и средний палеозой зоны Фансипан в СРВ; III — пояс развития флишевых комплексов континентальных склонов и подножий, иногда в основании с докеанискими рифтогенными комплексами — мезозой Тетис-Гималаев, мел — эоцен хр. Аракан-Йома; IV — тектонический меланж с офиолитами — шов Инд-Цангпо, меланж Бентонг в Малайзии, «шрам» Тханьхоа в СРВ; V — пояс развития комплексов магматической дуги — палеоген Трансгималаев, мезозой запада плато Шан и Тенассерима, девон хр. Чыонгшон; VI — пояс развития комплексов шельфов, эпиконтинентальных бассейнов и постколлизийных рифтов — мезозой — кайнозой Центрального Тибета и плато Шан, палеозой и триас зоны Фухоат в СРВ. Рудопроявления: а — син- и постколлизийные U—V и Cu в песчаниках; б — россыпи Au, Sn; в — доколлизийные Pb—Zn—Ba и Cu в карбонатных породах; г — синколлизийные Sn, W, Nb, U скарны с минерализацией Cu и Fe; д — доколлизийные пластовые залежи фосфоритов; е — рудного Au (кварцевые жилы); ж — доколлизийные Cr, Mn, вулканогенные Pb, Zn, Cu; з — доколлизийные порфириновые руды Cu, Mo, Au, вулканогенные Cu, Pb, Zn, Fe; и — постколлизийные U, карбонатиты

прилегающего шельфа Индокитая, образующие соответствующие СФК, перспективны на обнаружение скоплений углеводородов.

На модели столкновения континентов, построенной А. Митчеллом [36] в основном на примере Гималаев и дополненной автором материалами по Юго-Восточной Азии (рис. 3), видно, что большинство СФК поддвигающегося континента сорвано со своего основания и надвинуто вместе с пластинами подстилающей континентальной коры в направлении, противоположном движению этого континента. Во фронтальной части поддвигающегося континента (форланда) формируются синколлизийные редкометальные граниты, судя по высоким стронциевым соотношениям, корового происхождения. Здесь же отмечено развитие относительно низкограддиентного регионального метаморфизма типа Барроу (в условиях повышенных давлений). Большинство показанных на модели проявлений полезных ископаемых является доколлизийными, возникшими в удаленных друг от друга зонах и тектонически совмещенных в пространстве при столкновении. Среди син- и постколлизийных наиболее интересны проявления олова и вольфрама в связи с упомянутыми редкометальными коровыми гранитами и медистых

песчаников, иногда вместе с ураном и ванадием, в молассах передового прогиба [36].

Приведенные модели охватывают основные геодинамические обстановки в континентальной коре, при которых происходит формирование наиболее экономически важных полезных ископаемых. Общее число геодинамических обстановок, существующих на нашей планете, несомненно больше, тем более если к ним добавить еще океанические. Но для целей предстоящего структурно-формационного анализа вполне можно ограничиться рассмотренными.

ЛАТЕРАЛЬНЫЙ АНАЛИЗ СЛОЖНОПОСТРОЕННЫХ ТЕКТОНИЧЕСКИХ РЕГИОНОВ ВОСТОЧНОЙ АЗИИ ИНДОКИТАЙСКИЙ РЕГИОН

Одним из лучших объектов для применения методики латерального структурно-формационного анализа может служить юго-восточная часть Азиатского континента, или Индокитайский регион, включающий территорию п-ова Индокитай и прилегающие акватории окраинных морей. В этом регионе, расположенном на пересечении двух планетарных подвижных поясов — Средиземноморского и Тихоокеанского — и на стыке различных древних континентальных блоков, пожалуй, как ни в одном другом четко видны результаты действия конструктивных и деструктивных процессов в земной коре, приведших к возникновению относительно полных рядов СФК различных геодинамических обстановок месторождений многих экономически важных рудных полезных ископаемых. Рассмотрению латеральных рядов СФК целесообразно предпослать сжатое геологическое описание региона.

КРАТКИЙ ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ОЧЕРК

Наиболее древние глубокометаморфизованные нижнедокембрийские образования выступают на поверхность на северо-западе, северо-востоке и юго-востоке п-ова Индокитай в ядрах срединных массивов и выходах фундамента древних платформ. Преимущественно в тех же районах развиты слабее метаморфизованные верхнедокембрийские и нижнепалеозойские отложения (последние также на п-ове Малакка). Особенно широко на рассматриваемой территории распространены средне-верхнепалеозойские вулканогенно-осадочные толщи и интрузии того же возраста, слагающие большую часть складчатых поясов Индокитая. Полные разрезы морских триасовых отложений приурочены к северо-востоку региона и п-ову Малакка. От островов Индонезии до северных районов Бирмы протягивается Бирмано-Малайский интрузивный пояс, главную

роль в строении которого играют поздне триасовые и раннемеловые оловоносные граниты.

Отложения верхнего триаса — нижней юры и юры — мела выходят преимущественно в изолированных впадинах и прогибах, слагая более широкие поля лишь в центре п-ова Индокитай. Породы кайнозоя выполняют наложенные впадины преимущественно в прибрежных частях полуострова и шире развиты в Западной Бирме, где участвуют в строении наиболее молодого альпийского складчатого пояса. На юго-востоке региона распространены покровы позднекайнозойских базальтов.

Стратиграфия и условия залегания пород

Нижний протерозой представлен в Индокитае метапородами преимущественно амфиболитовой фации метаморфизма, выходящими в отдельных приразломных блоках на северо-востоке и северо-западе региона. Основание сложенных ими толщ неизвестно. В бассейне р. Хонгха (Красной) на севере Вьетнама они представлены ортоамфиболитами, железистыми кварцитами, плагиогнейсами, биотит-силлиманитовыми гнейсами, слюдяными сланцами мощностью 7—8 км. По амфиболитам и гнейсам получены значения возраста 2300—2070 млн. лет (К-Аг метод), на основании которых весь комплекс относится к раннему протерозою. Такой же возраст имеет, по-видимому, большая часть метапород, слагающих древний выступ Контум в Центральном Вьетнаме (высокоглиноземистые гнейсы, амфиболиты, мраморы, кварциты с магнетитом). Для них получены значения радиометрического возраста 2300 млн. лет (изохронный Pb метод) и 530 млн. лет (Rb-Sr метод по биотиту). Последнее значение указывает на время высокотемпературного регионального метаморфизма [8, 14]. В центральных районах выступа Контум выходят двупироксеновые сланцы и гранат-кордирит-силлиманитовые гнейсы, для которых, по степени метаморфизма, Ф. Ч. Тхи предполагает архейский возраст.

К нижнему протерозою условно относятся также «гнейсы Мо-гок», выходящие на плато Шан в Восточной Бирме (двупироксеновые и биотитовые гнейсы и сланцы с гранатом, силлиманитом, иногда гиперстеном), хотя нельзя исключить принадлежность к архею нижней части их разреза [28]. Нижнепротерозойские комплексы повсеместно интенсивно дислоцированы, прорваны многочисленными интрузиями, мигматизированы, представляя собой в значительной степени переработанные остатки древних складчатых поясов, которые на соседних территориях Индии и КНР входят в состав фундамента докембрийских кратонов.

Отложения верхнего протерозоя имеют в Индокитайском регионе главным образом тектонические контакты с нижнепротерозойскими. Они формируют два типа разрезов. Преимущественно осадочные, терригенные и карбонатно-терригенные толщи, в различной степени метаморфизованные, выходят в Восточной Бирме, Южном Китае, Западном Таиланде, Лаосе, Центральном и

Северо-Восточном Вьетнаме. К их числу относится серия Чаун-Маджи, развитая на плато Шан в Восточной Бирме, где она представлена ритмично чередующимися филлитами, глинистыми сланцами и кварцитами мощностью не менее 3 км. Породы смяты в напряженные линейные складки, несогласно перекрыты отложениями нижнего — среднего палеозоя и прорваны жилами долеритов и штоками диоритов с возрастом 982—834 млн. лет (К-Аг метод), что указывает на допозднерифейский возраст серии [33].

На остальных участках возраст рассматриваемых толщ определяется весьма условно. Они метаморфизованы заметно слабее нижнепротерозойских, но в целом всегда интенсивнее нижнепалеозойских образований. Косвенным указанием на возможное продолжение верхнепротерозойских толщ на запад полуострова Малакка, где они предполагаются в основании более молодых отложений [20], служит обнаружение в среднепалеозойском флише на о. Ланкави валуна трондьемита с возрастом 1029 млн. лет (К-Аг метод).

В Северном Вьетнаме верхний протерозой представлен серицитовыми и хлоритовыми сланцами, доломитовыми мраморами, метаконгломератами и кварцитами с пластами апатитов (метаморфизованных фосфоритов). На отдельных участках, например на левом берегу р. Красной, под действием процессов гранитизации по этим породам образовались гнейсы и кристаллические сланцы. Остатки микрофоссилий, найденные в верхах разреза (толща Камдьюнг), указывают на юдомский или раннекембрийский возраст вмещающих отложений. Интересно отметить, что возраст цирконов из верхнепротерозойской толщи Шонгтяй превышает 2 млрд. лет, указывая на ее образование при размыве более древнего раннедокембрийского кристаллического цоколя [4]. На выступе Конгум поздним протерозоем датируются слабометаморфизованные карбонатно-терригенные отложения, приуроченные к отдельным впадинам, наложенным на нижнедокембрийское основание [8].

Второй тип разреза верхнего протерозоя установлен пока лишь на востоке Индокитайского региона. В зоне Шонгма на границе Лаоса и Северо-Западного Вьетнама выходят филлиты и слюдяные сланцы с прослоями кварцитов, а в низах разреза также амфиболитов. Эта толща общей мощностью 2,6 км образует автохтон, тектонически перекрытый по пологому надвику аллохтонной толщей «блестящих сланцев», включающей филлиты, зеленые сланцы (метабазальты), тела серпентинизированных ультрамафитов, удлиненные по простиранию зоны и имеющие тектонические контакты с вмещающими породами. Выше на «блестящих сланцах» согласно залегают известняки с фауной среднего кембрия, содержащие пачки тонкослоистых кремнистых сланцев. Н. Н. Льен в 1980 г. отмечает близость метабазальтов к низкокальциевым океаническим толеитам, относя вмещающую их аллохтонную толщу к метаофиолитовой формации.

Крупномасштабные горизонтальные перемещения, которым подверглись различные комплексы зоны Шонгма, должны были иметь место не ранее конца ордовика — начала силура, поскольку время

проявления зеленосланцевого метаморфизма определено К-Аг методом в 450—425 млн. лет [4]. В результате этих движений были тектонически совмещены толщи, формировавшиеся первоначально в различных геодинамических обстановках: в бассейне океанического типа («блестящие сланцы» аллохтона) и в переходной зоне (метаосадочная толща автохтона, амфиболиты в которой, судя по химическому анализу, приводимым Н. Н. Льеном, близки к андезито-базальтам островных дуг). Сходным составом обладает верхнепротерозойская толща Кхамдык, выделяемая в Центральном Вьетнаме у северного края выступа Контум [8], однако условия ее залегания пока не совсем ясны.

Широко распространенные разрезы верхнего протерозоя первого типа формировались на древнем кристаллическом основании в краевых и внутренних частях раннепротерозойских континентальных блоков, т. е. в пределах палеошельфов (миogeосинклиналей) и эпиконтинентальных бассейнов. При последующих тектонических движениях они подверглись неравномерным дислокациям и метаморфизму. Разрезы второго типа, площадь развития которых в настоящее время резко сокращена благодаря позднейшим горизонтальным перемещениям, характеризуют зоны активного взаимодействия океанической и континентальной литосферы прошлого (эвгеосинклинали). Серия Чаун-Маджи в Бирме, по-видимому, формировалась на континентальном склоне и подножие.

Среди отложений кембрия в Индокитае на западе и юге преобладают терригенные, иногда с вулканитами, на северо-востоке — карбонатно-терригенные.

В Восточной Бирме на плато Шан на верхнепротерозойской толще несогласно с базальными конгломератами залегают песчаники с мелководной морской фауной позднего кембрия мощностью 500—900 м. Среди них присутствуют пачки доломитов, а в основании локально развиты «туфы Бодуин» кислого состава [18, 28]. К югу прибрежно-морские верхнекембрийские отложения прослеживаются через Западный Таиланд на северо-запад п-ова Малакка [21, 43]. В нижней части разреза здесь преобладают аргиллиты, выше — косослоистые песчаники. Общая мощность превышает 1800 м. Предполагаются дельтовые условия накопления при транспорте материала с запада.

На севере Вьетнама и в прилегающих районах КНР в разрезах среднего и верхнего кембрия преобладают филлиты, глинистые, слюдяные и углистые сланцы с пачками оолитовых известняков общей мощностью 3,5—4,0 км. Роль карбонатных пород в целом закономерно возрастает к северу и северо-востоку. В центре и на юго-западе Северного Вьетнама в зонах Фансипан, Шонгма и Фухоат преобладают терригенные отложения, иногда с существенной примесью кремнистого материала. У северного края выступа Контум в составе относимой к кембрию толщи Авынг наряду с песчано-глинистыми отложениями, известняками и кремнистыми породами присутствуют мощные пачки зеленых сланцев и порфиридов [8].

В восточных предгорьях Главного хребта п-ова Малакка в отдельных изолированных выходах среди отложений верхнего палеозоя и мезозоя развиты парасланцы, пироксеновые и амфиболовые гнейсы, ортоамфиболиты (метабазиты), эпидиориты общей мощностью более 1350 м, возникшие в результате метаморфизма существенно пелитовых отложений, переслаивающихся с подводными основными эффузивами [33]. Их долоднепалеозойский, скорее всего кембрийско-ордовикский возраст доказывается несогласным перекрытием пермско-триасовыми отложениями и радиоизотопными датировками [18] метапород и прорывающих их гранитов (454 и 411 млн. лет соответственно — Rb-Sr метод по всей породе, т. е. средний ордовик и поздний силур).

У западного края выступа Контум выходит толща филлитов, кварцитов, слюдяных и хлоритовых сланцев, фтанитов, кристаллических известняков, пара- и ортоамфиболитов, относимых Е. Сореном к «каледонскому комплексу», или серии Бокхам. Породы в целом метаморфизованы слабее выходящих рядом протерозойских образований, перекрыты отложениями верхнего палеозоя и прорваны [49, 14] раннедевонскими гранитами (398 млн. лет — K-Ar метод). Отдельные выходы близких по составу и степени метаморфизма пород известны западнее в Центральной Кампучии. В одном из них у г. Стынгтраенг в биотитовых кварцитах Ж. Фромаже нашел проблематичную фауну среднего кембрия.

Отложения ордовика и силура в большинстве районов Юго-Восточной Азии тесно связаны друг с другом в единых толщах, в связи с чем целесообразно рассмотреть их совместно. Между кембрийскими и ордовикскими образованиями в разрезах обычно наблюдаются постепенные переходы

На плато Шан в Бирме и в прилегающих районах КНР ордовикская система представлена переслаиванием песчаников, алевролитов, мергелей и мелководных известняков мощностью 2250—3525 м [18]. Выше согласно залегают силурийские аргиллиты с прослоями известняков мощностью 750—1425 м. Сходные по составу ордовикско-силурийские отложения прослеживаются в Западном Таиланде, где мощность их 500—1000 м. Здесь роль карбонатных фаций в разрезе уменьшается к востоку при одновременном возрастании роли кремнистых сланцев [21, 38]. В Южном Таиланде и на северо-западе Малайзии ордовик и силур представлены преимущественно шельфовыми известняками мощностью 1450—1900 м. К средней и верхней частям разреза приурочены пачки терригенных пород. К востоку карбонатная толща замещается черносланцевой эксинной мощностью 1100 м (формация Маханг)*, которая, как считает С. Бертон, накапливалась в более глубоководной бассейновой обстановке.

На северо-востоке п-ова Индокитай нижний, а местами средний и верхний ордовик, как и кембрий, представлены песчаниками, гли-

* Здесь и далее термин «формация» вместе с собственным названием употребляется в понимании западно-европейских геологов как стратиграфическая единица.

нистыми сланцами, оолитовыми известняками мощностью 500—800 м [4]. Иной состав имеет ордовикско-силурийская толща Фунги, выходящая в ограниченном разломами синклинии в восточной части Северного Вьетнама и сложенная серицитизированными черными глинистыми сланцами с прослоями алевролитов и кремнистых сланцев и пачками основных эффузивов общей мощностью около 3 км. Отложения верхнего ордовика и силура залегают обычно с региональным несогласием, часто с базальными конгломератами на более древних. В хр. Чыонгшон на севере Центрального Вьетнама и на северном побережье зал. Бакбо они образованы ритмично слоистыми терригенными толщами мощностью около 5 км, собранными в линейные складки с крутыми падениями крыльев. К северу от выступа Контум в низах разреза толщи Лонгдай содержатся пачки измененных андезитов. Риолиты присутствуют в разрезе ордовикско-силурийской толщи Шонгга, слагающей большую часть хр. Чыонгшон во Вьетнаме и Лаосе. На северо-западе СРВ в зоне Шонгма значительное место в составе верхнеордовикской — силурийской толщи занимают зеленые сланцы по основным эффузивам.

Рассмотренные разрезы карбонатно-терригенных отложений кембрия, ордовика и силура, неравномерно складчатых и нарушенных разломами, иногда слабометаморфизованных, отвечают шельфовым (миogeосинклинальным) комплексам и платформенным чехлам, переработанным позднейшими движениями. Они формировались на участках развития древней континентальной коры, которые сохраняли относительную стабильность на протяжении большей части фанерозоя (плато Шан, северо-восток Вьетнама и Южный Китай, Западный Таиланд, северо-запад Малайзии). В существенно иной тектонической обстановке накапливались терригенно-кремнистые, флишевые и вулканогенные толщи Центрального Таиланда, центральной части п-ова Малакка, северного побережья зал. Бакбо, хр. Чыонгшон, Юго-Восточного Индокитая. Они, как правило, смяты в выдержанные по простиранию линейные складки, нередко осложнены надвигами и заметно метаморфизованы, маркируя положение древних переходных и океанических зон (эвгеосинклиналей), разделявших в раннем палеозое упомянутые стабильные блоки.

Отложения девона на плато Шан в Восточной Бирме представлены песчаниками, глинистыми сланцами и известняками мощностью более 1 км [18, 28]. На крайнем западе Таиланда [46] и на п-ове Малакка выходит толща известняков более 2 км с мелководной фауной всех отделов системы, связанных постепенным переходом со сходными отложениями силура внизу и карбона вверх [43]. Более глубоководные отложения, представленные галечниковыми аргиллитами, ритмично чередующимися песчаниками и сланцами, турбидитами мощностью 2,5—3,0 км, приурочены к отдельным узким прогибам на юге Бирмы и Таиланда и на северо-западе Малайзии (серии Мергуи, Пукет, Синга). Они охарактеризованы фауной верхнего девона и переходят постепенно в сходные по со-

ставу каменноугольные отложения [33]. Все рассмотренные толщи подверглись блоковым дислокациям и (или) умеренной складчатости, более интенсивной в песчано-сланцевых отложениях и вблизи разломов.

Восточнее в центральных районах Таиланда, на западе Кампучии и в восточных предгорьях Главного хр. п-ова Малакка преобладают более глубоководные глинистые и кремнистые сланцы с граптолитами и радиоляриями, граувакки, пелитоморфные известняки с пачками измененных подводных толеитовых базальтов и туфов. Мощность сложенных ими толщ достигает 3,4—4,8 км. Породы содержат редкую фауну силура и девона, смяты в сложные линейные складки, нарушенные надвигами, включают протрузии ультрамафитов [21, 43, 49].

Далее к востоку в Лаосе и Северной Кампучии вновь появляются мелководные известняки и песчано-глинистые отложения разных отделов девонской системы мощностью до нескольких сотен метров. Преобладает германотипная складчатость [49]. В частности, такой тип разреза присущ выходам среднего девона на юге Лаоса. В хр. Чыонгшон девонская система представлена чередованием глинистых сланцев, песчаников, алевролитов с пачками известняков, роль которых возрастает вверх по разрезу. Общая мощность девонских отложений, по Н. С. Бао и др., достигает 3,5 км. Породы неравномерно складчатые. Их стратиграфические соотношения с ордовикско-силурийскими толщами недостаточно изучены [15]. Южнее у северной окраины выступа Контум красноцветные терригенные отложения нижнего и известняки среднего отделов девона общей мощностью около 1 км с отчетливым несогласием перекрывают интенсивно складчатые породы нижнего палеозоя [8].

В северо-восточной части Вьетнама красноцветные конгломераты, песчаники и аргиллиты с фауной остракод и рыб раннего девона мощностью до 460 м также залегают несогласно на отложениях нижнего палеозоя и силура [4, 15]. Вверх по разрезу красноцветная толща согласно сменяется песчано-глинистыми породами и известняками с фауной конца раннего, среднего и начала позднего девона. Общая мощность системы на северо-востоке СРВ составляет 1,0—1,5 км. В отдельных приразломных прогибах эти карбонатно-терригенные отложения сменяются более глубоководными черными глинистыми сланцами с редкими прослоями песчаников мощностью до 2—3 км, содержащими, по Т. З. Тхань, преимущественно эндемичную бассейновую фауну раннего и среднего девона.

Относительно стабильные зоны с образованием карбонатно-терригенных и карбонатных девонских комплексов могут быть отнесены к древним шельфам и эпикратонным бассейнам (миогеосинклинали и платформы). Более подвижные зоны с терригенно-кремнистой седиментацией и проявлениями вулканизма отвечают участкам перехода от континента к океану и бывшим бассейнам океанического типа, размеры которых резко сократились при последу-

щих дислокациях. Красноцветные молассовые отложения нижнего девона в Северо-Восточном и Центральном Вьетнаме, несогласно перекрывающие каледонские складчатые сооружения, образовались, по-видимому, в зонах столкновения блоков континентальной коры (орогенный комплекс).

Отложения карбона Индокитая в низах разреза обычно тесно связаны с верхнедевонскими. На севере плато Шан в разрезе единой толщи «известняков Плато» (средний девон — триас) предполагается выпадение отложений карбона без существенного несогласия [28]. В южной части плато по фауне установлено присутствие известняков верхнего карбона мощностью около 1 км [18]. Их выходы протягиваются через Западный Таиланд на юг до п-ова Малакка, где образуют среднюю часть разреза «известняков Кинта» мощностью около 600 м. На юге Бирмы и Таиланда и на северо-западе Малайзии эти, главным образом шельфовые, образования на коротком расстоянии замещаются к западу одновозрастными дельтовыми песчаниками, алевролитами, аргиллитами с линзами конгломератов, а далее на запад — глубоководными турбидитами серий Мергуи, Пукет и др. [18, 43, 46]. Породы дислоцированы умеренно с преобладанием германотипных складок.

Восточнее в Таиланде и прилегающей части Лаоса, в Западной Кампучии, в центре и на востоке п-ова Малакка, в Центральном Вьетнаме на восточных склонах хр. Чыонгшон в разрезах нижнего, а иногда и среднего отделов существенную роль играют глинистые и кремнистые сланцы, граувакки, пелитоморфные известняки, турбидиты, вулканиты основного и среднего состава, выходящие в зонах шириной 10—30 км. Мощность таких разрезов достигает 1,6—3,0 км в случае преобладания песчано-глинистых флишевых образований, но не превышает 500—800 м для толщ, сложенных преимущественно кремнистыми сланцами [4, 38, 43, 49]. На севере Таиланда в разрезе глинисто-кремнисто-карбонатных отложений нижнего — среднего карбона присутствуют толеитовые базальты островодужного типа, а восточнее в районах Уттарадит и Сарабури отмечены выходы офиолитов с протрузиями альпийно-типных ультрамафитов [45]. Породы подверглись интенсивным складчато-надвиговым дислокациям.

Выше по разрезу на большей части рассматриваемой территории (за исключением северо-востока Северного Таиланда и центральных районов п-ова Малакка) с угловым несогласием залегают толщи известняков мощностью до 1,6 км, охватывающие верхнюю половину каменноугольной и пермскую системы. В Таиланде разрез их начинается со среднего карбона, а на востоке региона — с визейского яруса нижнего карбона. В основании этих карбонатных толщ иногда устанавливаются маломощные пачки терригенных, в том числе красноцветных отложений. В центральных частях полуострова Индокитай в районе г. Сараван (Лаос) и в других местах мелководные известняки замещаются на паралические угленосные отложения с вестфало-стефанской флорой [38, 49].

На северо-востоке СРВ и юге КНР каменноугольная система представлена известняками мощностью в несколько сотен метров с редкими прослоями терригенных пород и углей. Локальные несогласия отмечены между турнейским и визейским ярусами, но начиная с визе и до середины позднепермской эпохи в этих районах продолжалось непрерывное осадконакопление в мелководных морских или паралических условиях [4]. Породы слабодислоцированы. Таким образом, латеральное распределение отложений карбона подчиняется примерно тем же закономерностям, что и девонских.

Отложения перми по своим фаціальным особенностям и распространению близки к средне-верхнекаменноугольным. В большинстве районов разрез перми начинается с фузулиновых известняков или морских терригенных осадков с линзами известняков, тесно связанных с литологически сходными отложениями карбона.

На северо-западе региона пермские известняки мощностью 500—1000 м выделяются как верхние «известняки Плато» в Бирме, «известняки Ратбури» в Таиланде и др. Комплекс брахиопод из верхних «известняков Плато» близок фауне средних и верхних «продуктусовых известняков» Соляного кряжа в Индии. В частности, он содержит *Shanita amosi*, типичную для шельфовых карбонатных фаций Гондваны. На западе Таиланда пермские известняки залегают согласно и нередко с постепенным переходом на верхнекарбонатовых, а на плато Шан в Бирме — с предполагаемым перерывом, но, по-видимому, без существенного несогласия на девонских. Характерна германотипная складчатость.

Восточнее в пределах главной антиклинальной зоны Северного Таиланда (район Чиангмай — Так) развиты крупные массивы рифовых известняков с фауной ранней — первой половины поздней перми [38]. К югу полоса их развития продолжается в Западную Кампучию и на перешеек Кра, откуда через Южный Таиланд доходит до северных границ Малайзии. На севере Таиланда выше пермских известняков залегают известково-щелочные вулканиты кислого и среднего состава мощностью порядка 100 м, относимые к верхней перми — нижнему триасу.

К востоку от линии Чианграй — Лампанг в Северном Таиланде оба отдела перми представлены песчано-глинистым флишем мощностью более 1000 м с прослоями кремнистых сланцев, известняков и пачками андезитов. Породы смяты в линейные складки, опрокинутые к востоку и осложненные кливажем и надвигами [38]. Лептодусовые сланцы верхов разреза перми согласно сменяются тонкообломочными породами нижнего триаса, что доказывает непрерывность разреза пермских и триасовых отложений в отдельных узких зонах. Восточным ограничением площади развития разреза этого типа служит офиолитовый пояс Уттарадит вблизи границы Таиланда и Лаоса.

Разрезы Западной Малайзии сходны с северотайландскими. На западе здесь развиты известняки нижнего и низов верхнего отделов перми мощностью 550—800 м, согласно продолжающие карбо-

натную толщу девона и карбона. Они содержат фауну открытого шельфового моря. Восточнее в предгорьях Главного хр. распространены туфогенно-осадочные отложения с линзами известняков, пачками андезитов, трахитов, риолитов. Часто наблюдается флишное чередование песчаников, алевролитов, глинистых сланцев. На границе штатов Паханг и Келантан лептодусовые сланцы, развитые в верхах этой толщи, согласно сменяются отложениями нижнего триаса [18, 43]. Породы смяты в сложные линейные складки, нарушенные надвигами, но в отличие от Таиланда преобладает западная вергентность.

В Северном Лаосе, на западной окраине плато Корат в Таиланде и в центральных районах п-ова Индокитай выходят фациально пестрые карбонатно-терригенные отложения с прослоями грубообломочных пород, песчаников с косою слоистостью, углей и линзами фузулиновых известняков. У г. Пхетчабун в Таиланде из этих отложений Е. Конно описаны позднепермские растительные остатки, включающие многие элементы катазиатской флоры. Восточнее в хр. Чыонгшон паралические пермские отложения замещаются мелководными известняками, образующими верхнюю часть разреза единой карбонатной последовательности карбона — перми мощностью более 1000 м [15].

На западе и крайнем юге Лаоса и к северо-востоку от г. Бангкок в Таиланде к верхам разреза перми приурочены известково-щелочные вулканы кислого и среднего состава мощностью несколько сотен метров. Рассматриваемые пермские толщи центральных районов полуострова Индокитай, включаемые в Лаосе и Кампучии в состав нижней части индосинийского комплекса [49], дислоцированы неравномерно. Преобладают коробчатые, глыбовые и флексурные складки. Более напряженная складчатость отмечена лишь на участках развития глубоководных отложений и в зонах крупных разломов.

На северо-западе Вьетнама и в прилегающей части Лаоса (зона Пхонгсали — Мьонгте) пермские отложения представлены туфогенными песчаниками, глинистыми сланцами и известняками с пачками измененных риолитов, андезитов, базальтов общей мощностью более 1 км. Породы содержат микрофауну ранней перми; в конце этого периода они подверглись неравномерной складчатости и внедрению интрузий гранитоидов [4]. Близкий состав имеет пермская толща Даклин, установленная у западного края выступа Контум на границе СРВ и Кампучии [8].

В центральных и северо-восточных районах северной половины СРВ нижний отдел перми представлен массивными фузулиновыми известняками мощностью 500—750 м с мелководной фауной. Они связаны постепенными переходами или отделены локальными несогласиями от известняков карбона. В бассейне р. Да (Черной) среди известняков появляются отдельные пласты спилитов и диабазов. Выше трансгрессивно залегают базальты, туфогенные породы, алевролиты, кремнистые известняки верхнего отдела мощностью до 1200 м. В основании верхнепермской толщи

часто наблюдаются бокситоносные коры выветривания, алиты, угленосные отложения [4]. В целом породы перми на северо-востоке Индокитая дислоцированы слабо, лишь вблизи крупных разломов углы падения превышают 20°.

Отложения триаса образуют наиболее полные разрезы в морских, в том числе глубоководных фациях в крупных синклинальных структурах на западе плато Шан, в Центральном Таиланде, на п-ове Малакка и в Северном Вьетнаме, где представлены всеми тремя отделами. На остальной территории развиты преимущественно прибрежно-морские или континентальные отложения. В связи с тем что триасовый разрез в Индокитае распадается на две части, разделенные региональным несогласием, приуроченным к основанию или нижней половине верхнего отдела, их целесообразно рассмотреть раздельно.

Отложения нижнего и среднего отделов на северо-востоке Бирмы представлены карбонатной толщей мощностью до 3,5 км, согласно продолжающей разрез перми [27]. Южнее в пограничных районах Бирмы и Таиланда выходят песчано-глинистые отложения обоих отделов, включающие пачки известняков. В восточной части Северного Таиланда развита триасовая серия Лампанг преимущественно терригенного состава с ритмичным чередованием пород в верхах разреза. По фауне она относится к скифскому — низам норийского ярусов. Породы серии согласно продолжают разрез существенно терригенных пермских отложений и дислоцированы вместе с ними [38]. Фрагментарные выходы триасовой флишевой толщи мощностью более 5 км с пеллециподами ладинского — карнийского ярусов установлены на западе Бирмы, где они залегают в надвиговых пластинах на восточном склоне хр. Аракан-Йома [2, 18].

Другим районом широкого развития морских триасовых формаций является п-ов Малакка. На северо-западе его в пределах узкой синклинальной структуры выходят грубообломочные и карбонатно-глинисто-кремнистые отложения свиты Семангол мощностью более 2400 м с фауной анизийского, ладинского и карнийского ярусов. В бортах структуры они фациально замещаются шельфовыми «известняками Кодиянг» мощностью 500 м, несогласно залегающими на известняках перми. Здесь Дж. Ку детально прослежены по латерали последовательные переходы от мелководных известняков к глубоководным радиоляритам через известняковые брекчии, карбонатно-кремнистые сланцы, турбидиты, известняковые конгломераты с крупными структурами подводного оползания. Восточнее в центральной части полуострова карбонатно-терригенные отложения нижнего триаса с постепенным переходом сменяют вверх по разрезу породы перми, образуя вместе с ними единую свиту Гуа-Мусанг мощностью до 3 км. Выше трансгрессивно залегают образования среднего и низов верхнего отделов, представленные внизу более глубоководными песчаниками и глинистыми сланцами с аммонитами и пеллециподами («даонелловая фация»), а сверху — преимущественно песчаниковыми прибрежно-морскими отложениями.

ми («миофориевая фация»). Указанные фации частично связаны между собой и латеральными переходами [18, 43]. Весь пермско-триасовый разрез мощностью более 5 км насыщен вулканическими образованиями. Внизу это туфы, реже лавы андезитов, трахитов, риолитов, вверху — мощные пачки туфов кислого состава. Породы смяты преимущественно в линейные складки и неравномерно метаморфизованы под влиянием многочисленных поздне триасовых интрузий.

В центральных частях п-ова Индокитай ниже-среднетриасовые отложения распространены весьма ограничено. На севере Лаоса у г. Луангпхабанг известны выходы аргиллитов и известняков с оленекской фауной, в восточной части Кампучии — разрозненные обнажения песчаников с линзами известняков с фауной анизийского яруса. Французские геологи относили перечисленные мелкие выходы к нижней части индосинийского комплекса (средний карбон — средний триас), не описывая взаимоотношений слагающих их пород с более древними [49]. На юге СРВ [8, 12] имеются два основных участка развития триасовых пород. На выступе Контум распространены риолиты, туфы, переслаивающиеся с терригенными породами. Они условно датируются ранним — средним триасом, но возможно, что их накопление началось еще в конце перми. В окрестностях г. Хошимин наблюдаются разрозненные выходы песчаников и аргиллитов с фауной нижнего триаса мощностью до 800 м и несогласно перекрывающих их конгломератов, песчаников, вулканогенных пород среднего триаса мощностью в первые сотни метров. Триасовые отложения Центрального Индокитая и Южного Вьетнама умеренно складчаты с образованием широких пологих складок.

На западе и северо-западе Вьетнама и в прилегающих районах Лаоса (синклинальная зона Дьенбьен—Самныа) несогласно на пермских и более древних образованиях залегают конгломераты и туфогенно-осадочные породы анизийского яруса мощностью до 2500 м, сменяющиеся выше терригенными и карбонатными породами мощностью 1500 м, содержащими ладинскую фауну [3]. В нижней половине разреза содержатся мощные пачки риолитов, дацитов и туфов.

В юго-западном крыле синклинория р. Черной на севере СРВ, по данным Д. Ву Хука и его коллег [3, 4], выходят песчано-глинистые отложения индского яруса мощностью 60—800 м (свита Байданг), сменяющие в разрезе согласно базальты и терригенные породы с флорой и фауной верхней перми. Выше с локальным несогласием залегают оленекские туфогенно-осадочные образования мощностью 400—1000 м (свита Коной) и известняки анизийского яруса мощностью 800—2000 м. Разрез ладинского яруса разделен локальным несогласием на две части: нижняя включает терригенные породы свиты Намтхам мощностью 400—800 м, замещающиеся на бортах зоны известняками, а верхняя представлена туфогенно-осадочными и карбонатно-терригенными отложениями свиты Шинкао мощностью 600—800 м. Эта прибрежно-морская толща

в центральных частях зоны замещается на более глубоководные темные глинистые сланцы с линзами известняков. Среди верхне-ладинских отложений на северо-западе синклиория р. Черной присутствуют пачки слабоизмененных базальтов и риолитов. В центральных частях зоны р. Черной ладинские отложения согласно сменяются темными глинистыми сланцами с карнийскими галобиями мощностью до 1500 м. На бортах зоны по крайней мере верхам их разреза отвечают рифовые «известняки Пакма» с теребратулидами карнийского — ранненорийского возраста. Мощность всех горизонтов вышеприведенного разреза увеличивается в направлении центральных частей зоны.

На северо-востоке СРВ большинство выходов триасовых отложений приурочено к крупной приразломной отрицательной структуре Шонгхиен-Ангяу. В основании разреза на породах верхней перми согласно залегают песчаники, алевролиты, глинистые сланцы индского яруса (свита Лангшон), сменяющиеся карбонатно-терригенными оленекскими отложениями [3, 15]. Общая мощность нижнетриасовых толщ около 700 м. Выше трансгрессивно с локальным несогласием ложатся туфогенно-осадочные породы анизийского яруса, переходящие вверх в эффузивы и туфы кислого состава (свита Лунгчау мощностью 700 м). Преимущественно в центральных частях структуры они согласно перекрыты песчано-глинистыми отложениями с линзами известняков с мелководной фауной верхов анизийского и ладинского ярусов (свита Накхуат мощностью 1000—1200 м). На них согласно залегают красноцветные песчаники, алевролиты и мергели, относимые к свите Маушон мощностью в наиболее погруженных участках до 2500 м. Породы содержат эндемичную фауну эстерий предположительно карнийского возраста. В бортовых частях у контакта с палеозойскими отложениями, который обычно является тектоническим, мощность свиты уменьшается до 1500 м и в разрезе преобладают грубообломочные породы.

Отложения триаса Северного Вьетнама подверглись преимущественно блоковой складчатости, но в бортах структур вблизи граничных разломов наблюдаются укороченные линейные и даже опрокинутые складки, осложненные надвигами.

Выше говорилось, что на ряде участков карнийские отложения тесно связаны с более древними триасовыми в составе единых серий пород морского происхождения. На остальной территории верхний триас представлен континентальными красноцветными, параличскими угленосными, лагунными и прибрежно-морскими образованиями, которые залегают несогласно на более древних толщах и трансгрессивно перекрыты юрскими отложениями. Стратиграфический объем этих верхних членов триасовых разрезов различен. Они охватывают весь верхний триас (Лаос, Кампучия, Восточный Таиланд) или имеют норийско-рэтский возраст (свиты Шуойбанг и Хонгай в СРВ, красноцветная толща Северного Таиланда и др.). К рэтскому ярусу относятся слои Напен в Бирме и низы толщи Пасир Панджанг в Малайзии и Сингапуре. Состав и

мощности верхнетриасовых толщ также варьируют в широких пределах. В Бирме это мелководные морские карбонатно-терригенные отложения с эвапоритами в основании мощностью в несколько десятков метров [27]. В Северном Таиланде, Западной Кампучии и на п-ове Малакка развиты красноцветные аргиллиты и песчаники с конгломератами в основании общей мощностью до 2500 м. Такая же мощность красноцветных континентальных отложений на плато Корат в Таиланде и в прилегающих частях Лаоса и Кампучии, где в основании разреза нередко присутствуют прослои с морской фауной карнийского — низов норийского ярусов [49].

На северо-востоке Лаоса и в северной половине Вьетнама большая часть разреза верхнего триаса (средний норий — рэт) образована угленосными терригенными, часто грубообломочными отложениями наземного происхождения с отдельными прослоями с морской фауной. Максимальная мощность (2900 м) здесь отмечена для свиты Хонгай, выходящей в узком грабене у северного побережья зал. Бакбо [4]. В центральных частях структуры Шонгхиен-Антъяу угленосные норийско-рэтские отложения замещаются по латерали на пестроцветные лагунно-континентальные с пресноводной фауной.

Рассматриваемые верхнетриасовые отложения дислоцированы преимущественно слабо, нередко залегая субгоризонтально. Более крутые наклоны пластов и укороченные линейные складки отмечены в приразломных зонах. На их контакте с подстилающими отложениями наблюдаются заметные угловые несогласия, маркирующие фазу активных тектонических движений, сопровождавшихся внедрением гранитов. Только в центральных частях крупных отрицательных мезозойских структур установлены согласные залегания и даже постепенные переходы между морскими и континентальными триасовыми толщами.

По особенностям осадконакопления и степени тектонической подвижности в перми и триасе (до норийского века) в Индокитайском регионе могут быть выделены две области: западная (плато Шан, Западный Таиланд, Западная Кампучия и западная половина п-ова Малакка) и восточная (остальная площадь п-овов Индокитай и Малакка). Границей их служит раннемезозойский офиолитовый пояс Уттарадит. В западной области преобладало накопление мелководных карбонатных толщ мощностью до 3—4 км, проходившее в обстановке шельфов и внутренних эпиконтинентальных бассейнов. В восточной области картина осадконакопления была более пестрой, особенно в перми и триасе. В отдельных ограниченных разломами рифтогенных прогибах здесь накапливались карбонатно-терригенные и терригенные, в том числе глубоководные, отложения мощностью до 6—8 км и широко проявился разнообразный вулканизм. Вдоль границы упомянутых областей в перми и триасе формировались глубоководные флишевые и флишеидные толщи мощностью 4—6 км и рифовые известняки. Здесь же широко проявился подводный и наземный известково-щелочной магматизм, что вместе с присутствием офиолитов указывает на

обстановку активного взаимодействия блоков океанической и континентальной коры (эвгеосинклиналь).

В середине позднего триаса большинство морских прогибов на рассматриваемой территории замкнулось, произошла складчатость, вызванная столкновением древних континентальных блоков при закрытии разделявшего их бассейна океанического типа, и вслед за этим в обеих областях в сходных условиях началось накопление наземных красноцветных, а на северо-востоке угленосных толщ, знаменующее начало континентальной стадии развития на большей площади Индокитайского региона.

Для юры характерно преобладание континентальных отложений в центральных частях п-ова Индокитай и морских различных глубин на западе и в прибрежных районах. На плато Шан к низам юры относятся известняки, аргиллиты, песчаники, согласно (?) сменяющие в разрезе близкие по составу отложения верхнего триаса. У западного края плато среди мелководных образований появляются пачки с ритмичным строением (турбидиты) и линзы рифовых известняков. Эти отложения мощностью до 1100 м, относимые к аргиллитовой серии и к нижней (флишеоидной) части разреза серии Лоайн, на западе граничат по субмеридиональному разлому Панлаунг с карбонатно-терригенной флишевой свитой Маубин, условно датруемой триасом — низами юры [27].

К востоку от разлома разрез юры наращивается мелководными микритовыми известняками, красноцветными отложениями, сероцветными угленосными аргиллитами и песчаниками мощностью до 1600 м. Они относятся к серии Намъяу, охарактеризованной среднеюрскими брахиоподами, и к верхней части серии Лоайн, содержащей остатки позднеюрской флоры [28]. Весь этот комплекс неритовых и континентальных образований выходит в приразломных впадинах и прогибах субмеридионального простирания, в пределах которых смят в пологие широкие складки.

К западу от разлома Панлаунг породы флишевой свиты Маубин дислоцированы более напряженно с развитием узких дисгармоничных складок, надвигов, структур гравитационного оползания. Предполагается, что эти дислокации произошли в середине — конце юры. С последовавшим вслед за ними поднятием связывают накопление к востоку от разлома Панлаунг предположительно юрских красноцветных конгломератов Кало мощностью до 1200 м [27].

Возможным стратиграфическим аналогом юрских толщ, выходящих у западного края плато Шан являются донижемеловые метаосадочные образования с протрузиями ультрамафитов, развитые к северу от г. Мандалай в верховьях р. Иравади, где они несогласно перекрыты известняками с фауной нижнего мела. Эти породы из-за своего неравномерного подчас сильного метаморфизма часто относятся к докембрию, но результаты исследований А. Митчела и др. указывают на их более вероятный мезозойский возраст [33].

Выходы неритовых верхнетриасово-юрских толщ с перерывами протягиваются в район Мэсот к востоку от устья р. Салуин, где образованы пестроцветными песчаниками, алевролитами и аргиллитами мощностью более 1600 м с прослоями известняков и с включением на разных уровнях крупных известняковых биостромов с фауной нория — рэта и верхнего лейаса [18]. Южнее по простиранию той же зоны в районе Тхонгпаххум выходят водорослевые известняки с фораминиферами всех отделов юрской системы, продолжающие разрез мелководной карбонатно-терригенной триасовой толщи [33]. Далее к югу на перешейке Кра среди красноцветных континентальных отложений присутствуют прослои известняков с ааленскими *Eomiodon*.

Для юрских отложений Западного и Южного Таиланда, как и на западе плато Шан, характерна быстрая смена фаций и мощностей по латерали. Вместе с триасовыми породами они смяты в сундучные, гребневидные и другие германотипные складки, осложненные флексурами, разломами, зонами дробления.

К востоку от рассмотренной полосы юрские образования входят в состав континентальной красноцветной толщи, слагающей отдельные мелкие впадины и более обширную синклинальную структуру, протягивающуюся через центральные и северные районы Таиланда на северо-запад Лаоса и юг КНР. Эта толща мощностью 1,0—1,5 км разделена в Таиланде на пять пачек, две нижние из которых на основании литологической корреляции с соседними территориями отнесены к верхнему триасу, а остальные к юре [38]. В низах разреза толщи преобладают конгломераты и грубозернистые песчаники, выше — более тонкозернистые песчаники и аргиллиты, нередко соленосные. Породы смяты в широкие складки с пологим падением крыльев.

В северной половине СРВ к юре относятся красноцветные терригенные отложения, возраст которых определяется по положению в разрезах выше угленосной верхнетриасовой толщи, которую они перекрывают согласно или с параллельным несогласием, и по редким находкам раннеюрской флоры и пеллеципод [4]. В северо-восточном борту синклинория р. Черной в районе Туле выходит толща, образованная внизу красноцветными континентальными отложениями и туффитами, трансгрессивно перекрывающими породы донорийского триаса, а сверху — риолитами, комендитами, ортофирами, туфами. Н. С. Бао и другие относят всю толщу к верхней юре — нижнему мелу. По мнению автора, более вероятно раннемезозойский возраст нижней осадочно-вулканогенной части разреза, содержащей поздне триасовую-лейасовую флору и имеющей мощность порядка 3—4 км. К меловой системе может относиться, по видимому, лишь верхняя часть этой последовательности, залегающая несогласно на нижней [4] и представленная комендитами и риолитами мощностью 1700 м. Радиологический возраст эффузивов верхней части и связанных с ними субвулканических пород составляет 100—80 млн. лет (К-Аг метод).

На других участках юрские красноцветные отложения севера Вьетнама представлены аргиллитами, алевролитами и песчаниками, часто косослонистыми, с прослоями гравелитов и конгломератов. В центральной части крупной наложенной впадины Шонгхиен-Антъяу иногда наблюдается ритмичное чередование песчано-глинистых отложений, а мощность их возрастает до 1200 м в сравнении с несколькими сотнями метров у бортов. Слабая складчатость наблюдается лишь вблизи бортовых разломов.

В Восточном Таиланде нижняя часть серии Корат образована конгломератами, красноцветными песчаниками и алевролитами с редкими прослоями известняков. Найдены остатки поздне триасовой флоры, фрагменты костей и зубы плезиозавров [33]. Выше согласно залегают светло- и пестроокрашенные алевролиты и косослонистые песчаники с включениями галек, единичными прослоями конгломератов и линзами лигнитов, образующие среднюю часть серии Корат мощностью 540—1040 м. Здесь найдены зубы ихтиозавров, юрские пелециподы, а в верхах разреза — позднеюрская флора. Общая мощность верхнетриасовых и юрских отложений резко возрастает в западной части плато, достигая 3,5 км. Породы залегают субгоризонтально, иногда образуя брахискладки большого радиуса.

На юге Лаоса и в Восточной Кампучии в нижней части разреза нижнемезозойской толщи преобладают красноцветные и пестроцветные мелкозернистые песчаники и алевролиты, мергелистые аргиллиты с линзами и прослоями гравелитов, крупнозернистых полимиктовых песчаников, известковистых песчаников и песчаных известняков, ракушечников. В красноцветных отложениях автором в 1979 г. были найдены пресноводные пелециподы позднего триаса — ранней юры. В прослоях и линзах морских мелководных пород содержатся пелециподы, реже аммониты всех ярусов лейаса [49]. Юрское море, располагавшееся юго-восточнее, по-видимому, неоднократно ингрессировало через отдельные рукава и заливы в пределы северо-западной суши. Верхняя часть сформирована кварцевыми и полимиктовыми разнозернистыми песчаниками и гравелитами, плохо отсортированными, часто косослонистыми, с прослоями конгломератов, линзами лигнита, гагата и остатками ископаемой древесины. Из этой части разреза к югу от г. Хюэ (Центральный Вьетнам) в верхах свиты Тхолам найдена флора, возраст которой не моложе конца юры [8].

Суммарная мощность верхнетриасово-юрской толщи достигает 1 км в цоколе базальтового плато Боловен на юге Лаоса и почти 3 км в Центральном Вьетнаме. Породы образуют пологие брахискладки с углами падения на крыльях не более 5—12° и в бортовых частях впадин до 30—40°.

На юге Вьетнама в последние годы установлено широкое распространение морских отложений с фауной аммонитов и пелеципод различных ярусов нижнего и среднего отделов юрской системы [8]. Среди них преобладают аргиллиты, мергели, алевролиты. С приближением к выступу Контум в разрезе начинают преобла-

дать конгломераты и грубозернистые песчаники. Эти осадочные образования, выделяемые в толщу Бандон, имеют мощность более 2 км, неравномерно дислоцированы с преобладанием открытых изоклинальных складок и интенсивно метаморфизованы в экзоконтактах мезозойских гранитов, что вызвало в свое время ошибочное отнесение их французскими геологами к нижнему — среднему палеозою. К верхам юры здесь условно относится нижняя часть разреза залегающей выше с несогласием толщи Донгзыонг, представленной преимущественно красноцветными конгломератами, песчаниками и алевролитами, сменяющимися выше известково-щелочными вулканитами нижнего мела. Соотношения юрских и триасовых отложений на юге СРВ недостаточно изучены. По-видимому, к основанию разреза юрской системы приурочено несогласие.

В Западной Малайзии юрские красноцветные отложения входят в состав свиты Тембелинг, начавшей формироваться еще в конце триаса [43]. В Сингапуре в этой толще наряду с остатками флоры присутствует ранне-среднеюрская морская фауна [33]. Суммарная мощность верхнетриасово-юрских отложений на полуострове Малакка около 3 км. С. К. Бертон (1973 г.) считает, что их накопление происходило в обстановке растущей к югу дельты при активном сносе с окружающих горных сооружений. Породы образуют широкие пологие складки и флексуры.

Отложения мела часто входят в состав нерасчлененных юрско-нижнемеловых или верхнемеловых-палеогеновых толщ. В Западной Бирме на о. Янбье (Рамри) и в прилегающей части побережья Бенгальского залива выходят пелитоморфные известняки, глинистые сланцы, радиоляриты, туфы основного состава, залегающие на ультраосновных и основных породах офиолитового комплекса [2]. В породах содержатся раннемеловые радиолярии [23]. Развита линейные складки, осложненные надвигами. Мощность этой абиссальной серии более 300 м. Выше несогласно (?) залегают глинистые сланцы, песчаники, алевролиты, образующие флишевую последовательность (группа Дисанг, серия Неграйс и др.). На отдельных участках в ней наблюдаются хаотически нагроможденные глыбы мелководных известняков с позднемеловыми фораминиферами [23], ультрамафитов и предположительно палеозойских метапород. Большая часть этой толщи, мощность которой превышает 16 км, относится к палеоцену и эоцену, но в хр. Ракхайн (Аракан-Йома) и в горах Нага на границе Индии и Бирмы в низах разреза найдена фауна маастрихтского — датского ярусов, что указывает на начало формирования флиша в позднем мелу [2].

На сложно дислоцированные породы флишевой толщи по крупному надвику вдоль восточного склона хр. Ракхайн налегают конгломераты, песчаники, глинистые сланцы, нуммулитовые известняки с обильной фауной верхнего мела — среднего эоцена. Мощность этого неритового комплекса достигает 13 км. Породы дислоцированы заметно слабее одновозрастных отложений лежащего крыла надвига. Вдоль линии надвига развиты мелкие тела альпипотипных ультрамафитов, серпентинитов, габбро, зеленых сланцев,

образующих Араканский офиолитовый пояс, тектоническое становление которого произошло в середине кайнозоя [23].

На плато Шан к западу от упоминавшегося разлома Панлаунг на триасово-нижнеюрской флишевой свите Маубин с угловым несогласием залегают мелководные песчаники и глинистые сланцы с прослоями известняков с фауной пелеципод поздней юры — раннего мела, смятые в открытые линейные складки субмеридионального простирания [27]. Мощность этой толщи около 2500 м. В Северной Бирме в верховьях р. Иравади ее вероятным стратиграфическим аналогом является выделенная Е. Клегом в 1941 г. толща известковистых песчаников, глинистых сланцев, конгломератов и серых массивных водорослевых известняков, несогласно залегающих на предположительно мезозойских метапородах и ультрамафитах. В известняках содержатся раннемеловые пелециподы.

Отложения триаса, юры и нижнего мела западной части плато Шан и Северной Бирмы с угловым несогласием перекрыты субгоризонтально залегающими красноцветными конгломератами и мелководными известняками верхов мела — эоцена мощностью 300—500 м. В основании их разреза локально развиты известково-щелочные вулканиты и туфы [27].

В остальных районах п-ова Индокитай меловая система представлена континентальными отложениями. Выходы их занимают центральные части крупных юрских осадочных бассейнов или приурочены к отдельным наложенным впадинам. По составу меловые отложения сходны с подстилающими юрскими, которые они обычно перекрывают трансгрессивно или с небольшим несогласием. В Северном Вьетнаме меловые красноцветы приурочены к небольшим приразломным впадинам и представлены преимущественно песчаниками и грубообломочными породами с прослоями алевролитов и мергелей мощностью до 1600—1800 м [4]. В Восточном Таиланде разрез мезозойской серии Корат завершают песчаники и алевролиты с прослоями гравелитов, содержащие остатки раннемеловых пелеципод [49].

Мульды крупных синеклиз на плато Корат слагает соленосная красноцветная толща с пластами галита, сильвинита и гипса от нескольких сантиметров до 100 м мощностью. Она обычно не включается в состав серии Корат и условно относится к верхнему мелу, хотя не исключено, что может охватывать и низы палеогена. Общая мощность меловых отложений на плато Корат более 2 км.

На п-ове Малакка к нижнему мелу относится серия Гаго, образованная конгломератами, кварцевыми песчаниками с прослоями красноцветных алевролитов и аргиллитов и линзами углей. Предполагается флювиально-болотный генезис отложений. В средней части разреза содержатся растительные остатки, близкие вельдской флоре Европы [33]. Присутствуют прослойки туфогенных пород и маломощные пачки субщелочных вулканитов. Мощность серии Гаго достигает 1400 м. Ее породы залегают полого с региональным наклоном к югу, несогласно перекрывая более древние толщи и раннемезозойские граниты.

В течение юрского и мелового периодов обширная внутренняя часть Индокитайского региона была относительно стабильной. Здесь господствовали процессы наземного осадконакопления, а в замкнутых и полузамкнутых бассейнах формировались соляные залежи. Отдельные морские ингрессии проникали сюда в основном с запада и юго-востока. Иная обстановка существовала в позднем мезозое на окраинах этого континентального блока. На западе плато Шан и на юге Вьетнама в юре и начале мела, в хр. Аракан-Йома в позднем мелу в пределах «пассивных» и активных континентальных окраин происходили контрастные тектонические движения с накоплением флишевых толщ континентального подножия, формированием поясов известково-щелочного магматизма и неоднократными складчато-надвиговыми дислокациями. Точно так же на соседней территории Юго-Восточного Китая в пределах Катазиатского пояса на рубеже юры и мела активно проявились процессы наземного вулканизма и гранитообразования, приводившие к наращиванию континентальной коры.

Разрезы с развитием морских отложений палеогена установлены только на северо-западе рассматриваемой территории. К югу и юго-востоку от плато Шиллонг в Индии и в скважинах на равнинах Южного Ассама и Бангладеш разрез палеогена начинается с мелководных известняков, глинистых пород и песчаников серии Джайнтия, относящейся по фауне к палеоцену — эоцену. Ее мощность изменяется от нескольких сотен метров у г. Шиллонг, где породы серии трансгрессивно перекрывают образования фундамента и чехла Индийской платформы, до 1100—1500 м на востоке вблизи границы Индии и Бирмы [2, 18]. Выше по разрезу породы серии Джайнтия сменяются сходными по составу отложениями олигоцена, мощность которых в том же направлении возрастает от 1200 до 4500 м.

Восточнее в пределах Предараканского прогиба на границе Индии и Бирмы палеогеновая система представлена терригенным флишем, относящимся в нижней половине разреза к палеоцен-эоценовой серии Дисанг мощностью более 3 км, а сверху — к олигоценовой серии Бараил (до 6 км). Серии разделены угловым несогласием. Характерна регрессивная последовательность с появлением в верхней части разреза конгломератов и углей, указывающих на приближающееся замыкание морского бассейна.

Олигоценовая серия Бараил выклинивается к востоку в хр. Аракан-Йома, который сложен в основном флишевой толщей верхнего мела — эоцена, залегающей на нижнемеловой абиссальной серии. В экзотических глыбах известняков среди флиша встречены позднемеловые *Globotruncana* и раннеэоценовые *Assilina*, а в породах флиша — лютетские нуммулиты (средний эоцен). Мощность палеоцен-эоценовой части разреза изменяется от 3,5 до 16,5 км [2, 18]. Флиш хр. Аракан-Йома продолжается по простиранию к югу на Андаманские острова, где палеогеновые флишевые отложения несогласно залегают на меловых офиолитах [17].

В краевой части Индийской платформы палеогеновые образования залегают полого со слабым моноклинальным наклоном к юго-востоку. В Предараканском прогибе они смяты в узкие линейные складки субмеридионального простирания. В хр. Аракан-Йома преобладают сильно пережатые наклонные и опрокинутые складки с отчетливой западной вергентностью. Широко развиты надвиги, наиболее крупный из которых проходит вблизи осевой части хребта. Вдоль него залегают аллохтонные пластины пород офиолитовой ассоциации, тектоническое становление которой произошло во время главной фазы дислокаций в конце эоцена — начале миоцена [2, 23].

Толща мелководных отложений маастрихт-эоценового возраста, надвинутая по упомянутому надвигу на флиш с востока, образована конгломератами, песчаниками, глинами нуммулитовыми известняками с фауной верхнего мела, палеоцена и различных ярусов эоцена, по которой она подразделяется на более мелкие стратиграфические единицы [18]. Она слагает большую часть впадины Иравади, достигая между 18—22° с. ш. мощности 15—17 км. К северу и к югу по простиранию мощность сокращается до 3,0—6,5 км, а в восточном направлении серия выклинивается примерно на долготе г. Рангун. К северу от 22° с. ш. морские отложения замещаются вначале прибрежно-морскими, а затем наземными с преобладанием песчаников и глин, часто гипсоносных, с прослоями углей, лигнитов, остатками позвоночных и ископаемой древесины.

На отложениях маастрихта — эоцена с локальным несогласием залегают косослонные песчаники и сланцеватые глины с редкими прослоями известняков с олигоценовой фауной. Изменение фаций и мощностей в этой толще подчиняется тем же закономерностям, что и в подстилающей. Максимальная мощность — 3,2 км — установлена на западе центральной части впадины. Существенным отличием является развитие среди олигоценовых отложений вулканитов известково-щелочной серии — андезито-базальтов, андезитов, риолитов, туфов. Излияния происходили в основном в центральной и северной частях впадины в пределах вулканического поднятия хр. Пегу-Йома и наибольшей интенсивности достигли позднее, в неогене. Лавы изливались в мелководной морской и наземной обстановке [28].

В целом для палеогеновых толщ Бирмы к востоку от хр. Аракай-Йома, в отличие от более западных районов, характерны мелководная и наземная среда накопления, пестрота и частая смена фаций в разрезе и по латерали, невыдержанность мощностей по простиранию. Породы слабодислоцированы, образуя брахискладки, осложненные разломами. Линейные складки и надвиги появляются лишь с приближением к Араканскому офиолитовому поясу на западе.

На остальной части Индокитайского региона палеогеновые отложения практически отсутствуют. Лишь в отдельных межгорных впадинах на севере Таиланда С. Пиясин (1975 г.) выделяет толщу битуминозных глинистых и известковистых сланцев с отпечатками

листьев, указывающими на возможный эоценовый возраст. Присутствие глин с растительными остатками среднего эоцена — олигоцена предполагается А. Фонтэном под неогеновой толщей плато Зилинь на юге Вьетнама.

На севере СРВ к олигоцену относятся локально распространенные покровы трахитов мощностью до 400 м [4] с радиологическим возрастом 40 млн. лет (К-Аг метод). В прибрежных районах п-ова Индокитай в Ханойской и Меконгской впадинах и на прилегающем шельфе появляются палеогеновые толщи, образованные в нижней части разреза преимущественно конгломератами и брекчиями иногда с внутриформационными покровами базальтов, выше — глинистыми песчаниками, алевролитами, аргиллитами. Мощность их изменяется от 100—400 м на побережье до 800—1000 м на шельфе. По комплексам фораминифер доказывается олигоценовый возраст верхних частей разрезов этих толщ, а нижние существенно грубообломочные части условно относятся к эоцену. Палеогеновые отложения несогласно залегают на породах докайнозойского фундамента и с разрывом перекрыты неогеновыми образованиями. Дислоцированность их незначительная. Присутствие складчатых олигоценовых отложений, представляющих собой, по-видимому, продолжение разновозрастных образований Северного Калимантана, предполагается в фундаменте впадины Саравак на шельфе Южно-Китайского моря [17, 31].

Толщи неогена и антропогена на рассматриваемой территории, за исключением восточной части впадины Иравади, залегают трансгрессивно и с несогласием на более древних. На западе в Ассаме, Манипуре (Индия) и округе Чин Западной Бирмы миоценовые отложения приурочены к Предараканскому прогибу [2, 18]. В его внешней зоне, примыкающей к Индийской платформе, это прибрежно-морские конгломераты, песчаники, глины мощностью около 1770 м, замещающиеся по латерали к плато Шиллонг наземными отложениями. К востоку фации и мощности миоцена резко изменяются. В предгорьях хр. Аракан-Йома на породах палеогена с угловым несогласием залегают песчано-глинистые флишоподные образования мощностью до 7 км. Характерно присутствие чешуйчатых глин (*argille scagliose*), тектонически перемешанных, содержащих микроструктуры скольжения и неокатанные экзотические глыбы пород выходящей восточнее палеогеновой флишевой серии. Выше с угловым несогласием залегают морские и континентальные молассовые образования: конгломераты, песчаники, глины мощностью 1,5—2,5 км.

К самым верхам миоцена — нижнему плиоцену относятся аллювиальные и озерные отложения мощностью от 600 м во внешней части Предараканского прогиба до 3,5 км на востоке. В Ассаме в центральной части прогиба с локальным несогласием на миоцен-нижнеплиоценовых образованиях залегают грубообломочные породы серии Дихинг мощностью до 3,3 км. В них наряду с позднеплиоценовой фауной содержатся остатки позвоночных, близкие найденным в верхнем Сивалике Индии и в верхней части разреза

серии Иравади Бирмы, что позволяет М. Н. Алексееву относить серию Дихинг к верхнему плиоцену — эоплейстоцену.

Неогеновые толщи Предараканского прогиба залегают моноклинально со слабым наклоном или образуют укороченные линейные и брахискладки с углами падения на крыльях не более 20° . Внутренняя часть прогиба осложнена крупным надвигом, по которому более древние кайнозойские толщи надвинуты к западу и северо-западу на породы серии Дихинг. Амплитуда надвижения только по обнажениям в горах Нага оценивается в 30 км [2]. Западная часть прогиба и равнина Ганга — Брахмапутры перекрыты древним и молодым аллювием и дельтовыми отложениями, переходящими к югу в турбидитовую толщу Бенгальского глубоководного конуса выноса. Мощность постолигоценых турбидитов в последнем оценивается более чем в 6 км.

К востоку от хр. Аракан-Йома во впадине Иравади разрез миоцена начинается с песчаников, глин и аргиллитов с прослоями конгломератов и пачками вулканитов кислого и среднего состава, перекрывающих несогласно отложения олигоцена. К югу от $20-21^\circ$ с. ш. породы содержат морскую, а к северу — солоноватоводную и пресноводную фауну [18]. На севере впадины преобладают наземные красноцветные отложения, часто гипсоносные. Мощность толщ колеблется от нескольких сотен до 4650 м.

Залегающая выше трансгрессивно с локальным несогласием серия Иравади включает преимущественно аллювиальные красноцветные отложения. На различных уровнях в ее разрезе присутствуют пачки вулканитов кислого состава. Серия разделена внутрiformационным несогласием на две части, нижняя из которых содержит фауну позднего миоцена и плиоцена [18]. Верхняя часть по фауне позвоночных и соотношению с аллювием высоких террас р. Иравади отнесена М. Н. Алексеевым к эоплейстоцену. Общая мощность серии на севере и в центре впадины 800—3200 м. Выше залегают древний аллювий высоких террас (30—50 м) и современный аллювий надпойменных террас и поймы р. Иравади (10—20 м). К югу в дельте и конусе выноса р. Иравади мощность плиоцен-четвертичных отложений возрастает до 4—6 км и более [44].

Неоген-четвертичные образования Центральной Бирмы слабо дислоцированы, залегая на большей части территории субгоризонтально.

В более восточных частях Индокитайского региона неогеновые и четвертичные отложения приурочены к отдельным, как правило небольшим, впадинам и прогибам, где они значительно различаются по стратиграфическому объему, составу и мощности. В большинстве межгорных впадин на севере Таиланда разрез начинается с плиоценовых аллювиальных и озерных образований мощностью от десятков до 1000 м: галечников, песков, глин с лигнитами, пресноводных известняков, несогласно перекрывающих более древние толщ. Верхняя часть разреза предположительно относится рядом исследователей к эоплейстоцену. Породы этой серии с размывом

перекрыты четвертичными озерно-аллювиальными отложениями и корами выветривания.

В Северном Вьетнаме в пределах мелких межгорных впадин и более крупного Ханойского прогиба верхнекайнозойские отложения расчленены на несколько горизонтов [15]. Нижний из них образован преимущественно грубообломочными породами и песчаниками среднего миоцена мощностью 400—1000 м. В направлении к центральной части Ханойского прогиба начинают преобладать алеврито-глинистые разности, появляются пачки с ритмичным чередованием пород, мощность, по данным бурения, возрастает до 2200 м и более. В отдельных слоях найдена морская мелководная фауна.

Следующий горизонт, породы которого заключают разнообразный комплекс позднемиоценовой флоры, в небольших впадинах представлен песчаниками и алевритами озерного или речного происхождения, часто угленосными, мощностью 120—400 м. В прибрежных районах и в Ханойском прогибе присутствуют прослой с морской фауной, мощность возрастает до 1400 м, наблюдается ритмичное переслаивание пород. Выше согласно залегают породы плиоценового горизонта: пески, алевриты, глины, аргиллиты аллювиального и прибрежно-морского происхождения, иногда с прослоями углей, сидеритов, мелкогалечных конгломератов. Этот горизонт мощностью 300—350 м присутствует в отдельных впадинах на северо-востоке СРВ, в Ханойском прогибе и Центральном Вьетнаме. Выше с несогласием залегают породы четвертичной системы, максимальная мощность которых в дельте р. Красной составляет 270 м.

Таким образом, на севере и северо-востоке п-ова Индокитай верхнекайнозойские толщи сложены породами среднего и верхнего миоцена, плиоцена и квартера, образовавшимися в наземных условиях. Только в наиболее глубоких частях Ханойского прогиба, где, по данным Н. Хьена, основание кайнозоя погружено до 7 км, существенную роль играют прибрежно-морские отложения и установлено присутствие нижнего миоцена. Породы верхнего кайнозоя дислоцированы лишь вблизи ограничивающих впадины разломы.

В центральных и южных частях региона отложения неогена распространены спорадически. Они известны в небольших впадинах на юге СРВ, где представлены преимущественно глинами с остатками флоры [8], и на п-ове Малакка, где выходят угленосные озерные и карбонатно-терригенные прибрежно-морские отложения [33]. Мощность неогеновых толщ, иногда вместе с отложениями низов плейстоцена, составляет 175—600 м.

Шире на юге региона распространены четвертичные аллювиальные и озерные пески, суглинки, глины, галечники. По данным бурения, мощность четвертичных осадков в прибрежной части дельты Меконга превышает 400 м. Большинство кайнозойских впадин продолжается на прилегающие шельфы, где мощность верхнекайнозойских отложений в отдельных структурах, ограниченных разломами, достигает 6—10 км [17]. Прогибы на шельфе выполнены

слабоуплотненными терригенными отложениями. На фоне общего субгоризонтального залегания пород наблюдаются отдельные диапировые складки и горсты.

В центре, на юге и востоке п-ова Индокитай, на п-ове Малакка и прибрежных островах широко распространены покровы кайнозойских базальтоидов, слагающих небольшие массивы и штоки или крупные плато в поперечнике до нескольких сотен километров и высотой до 500—600 м. Время излияний, определенное различными методами, колеблется от 5,64 до 0,64 млн. лет [4, 19]. Такой же возраст (конец неогена — первая половина квартера) установлен для базальтов на юге Вьетнама и в Кампучии. По соотношению с озерными неогеновыми и аллювиальными четвертичными отложениями вьетнамские геологи выделяют два горизонта базальтов: нижний — плиоцен-нижнеплейстоценовый и верхний — средневерхнеплейстоценовый [8]. На островах вблизи побережья Южного Вьетнама, где излияния происходили в историческое время, присутствует третий, голоценовый, горизонт, развитие которого не исключено и в центральных частях крупных плато на континенте. Излияния носили как центральный, так и трещинный характер. Поля рассматриваемых базальтоидов Индокитая в большинстве своем приурочены к обрамлению крупных кайнозойских прогибов на материке и на шельфе.

Анализ состава и распространения стратифицированных толщ кайнозоя показывает, что на протяжении этой эры большая часть территории региона была поднята выше уровня моря и испытывала дифференцированные блоковые подвижки с образованием узких приразломных прогибов. Только на западе в палеогене восстанавливается глубоководная обстановка с накоплением мощных флишевых толщ, сменяющихся по латерали к западу и к востоку на мелководные шельфовые. Но уже в начале неогена в результате континентального столкновения Индии и Евразии морской прогиб здесь замкнулся, что сопровождалось складчатостью и развитием крупных надвигов. Вслед за этим на западе также началось осадконакопление в наземных условиях.

Магматизм

Протерозойский магматизм. Среди древнейших толщ Индокитая отмечены мелкие тела габбро-норитов, эндербитов, гнейсовидных гранитов и гранодиоритов [8]. Для метагаббро комплекса Баоха на правобережье р. Красной в Северном Вьетнаме установлен возраст 2070 млн. лет (К-Аг метод). Нижнепротерозойские породы вмещают здесь также более крупные тела гранито-гнейсов, образовавшихся по плагиогранитам. Радиологические определения дают для них возраст 2300 млн. лет, что отвечает времени метаморфизма и указывает на внедрение не позже раннего протерозоя. Мощный процесс гранитизации с формированием плагиогнейсов на уровне 2300 млн. лет (изохронный Pb метод) зафиксирован в древнем выступе Контум Центрального Вьетнама [14].

Шире распространены и разнообразнее представлены продукты позднепротерозойской магматической деятельности. На правобережье р. Красной в зоне Фансипан Северного Вьетнама выделяются гнейсовидные граниты и гранодиориты, массивы которых прорывают метаморфозы верхнего протерозоя, но не затрагивают среднекембрийские — ордовикские карбонатно-терригенные отложения [8]. В той же зоне выделяются небольшие тела микроклинитовых порфиroidных гранитов, граносиенитов и щелочных сиенитов, дискордантные по отношению к раннепротерозойским структурам. Галька их содержится в конгломератах верхнего ордовика, радиологический возраст (изохронный Pb метод) составляет 1386 млн. лет [4]. На плато Шан в Бирме мелкие тела диоритов, долеритов, оливиновых габбро с возрастом 982—834 млн. лет (K-Ag метод) интродуцируют ниже-среднерифейскую серию Чаун-Маджи [33].

Магматические проявления конца докембрия известны на севере СРВ и предположительно выделяются в Западной Кампучии и ряде других районов. В большинстве своем это массивы гнейсовидных гранитов, по Ф. Ч. Тхи, тесно связанные с мигматитами и гнейсами верхнего протерозоя в ядрах гранито-гнейсовых куполов. Массив Шонгтяй (более 2500 км²), расположенный в центре Вьетбакского (Северо-Вьетнамского) поднятия, сложен двуслюдяными и биотитовыми гнейсовидными гранитами с широким проявлением процессов метасоматоза. Вмещающие массив гнейсы верхнего протерозоя с возрастом метаморфизма 1000 млн. лет (изохронный Pb метод) несогласно перекрыты среднекембрийскими отложениями, а галька гранитов встречается в конгломератах девона. Радиологический возраст гранитов купола Шонгтяй 625 млн. лет (изохронный Pb метод) указывает, по Н. Х. Виню, на позднерифейско-вендское время их становления. С эпохой магматизма, охватывавшей конец протерозоя — начало кембрия, связаны широко проявившиеся на юго-востоке и юге региона процессы гранитизации и (или) омоложения более древних образований — так называемый «пангондванский термальный эпизод», установленный [33, 49] на выступе Контум в Центральном Вьетнаме (530 млн. лет — Pb-Sr метод по биотиту) и в западной части п-ова Малакка (575 млн. лет — K-Ag метод). Позднедокембрийский — раннекембрийский возраст предполагается также для метавулканитов зоны Шонгма на северо-западе СРВ, образовавшихся по низкокаллевому толеитам океанического типа и андезитам островодужной ассоциации.

Проявления раннепротерозойской гранитизации с широким развитием пород плагиогранитного ряда отвечали, по-видимому, процессам кратонизации древних континентальных ядер Юго-Восточной Азии, окончательно оформившихся в течение карельской эпохи тектогенеза. Более разнообразный спектр магматических пород позднего протерозоя связан с многократной переработкой континентальной коры краевых частей древних кратонов (прежде всего, в гранито-гнейсовых куполах) при взаимодействии ее с корой океанических бассейнов того времени. Реликты одного из таких бассейнов сохранились в офиолитовой ассоциации зоны Шонгма.

Раннепалеозойский магматизм. Интрузии раннего палеозоя наиболее широко развиты на юго-востоке КНР, где представлены гранито-гнейсами и мигматитами, образующими крупные массивы, согласные со складчатой структурой катазиатских каледонид (раннекаледонские граниты). Для них характерно содержание SiO_2 70,0 % и $\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}$ 6,19 % при примерно равном количестве щелочей [29]. Радиологический возраст гранитов 480—470 млн. лет (ордовик). К раннему палеозою условно относят ультраосновные породы комплекса Хиендык у северного окончания выступа Контум во Вьетнаме, представленные серпентинитами, дунитами, апироксенитами [14]. Вьетнамские геологи включают эти ультрамафиты вместе с зелеными сланцами кембрийской толщи Авынг в офиолитовую ассоциацию [8].

Наиболее древние палеозойские вулканы на западе региона представлены измененными риолитами, риодацитами и туфами, залегающими среди отложений верхнего кембрия и ордовика на п-ове Малакка. Для них установлено содержание SiO_2 66,7—69,3 % и $\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}$ 5,6—7,6 % при $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} = 1,5$ и более [33]. Сходные по стратиграфическому положению вулканы кислого состава имеются на плато Шан в Бирме и в Западной Кампучии [49]. Вулкано-плутоническая ассоциация в хр. Чыонгшон (Центральный Вьетнам) образована пачками измененных андезитов и туфов среди флишовой толщи верхнего ордовика—нижнего силура [4]. С вулканидами связаны небольшие согласные тела диоритов, габбро-диоритов и габбро-диабазов. Вьетнамские геологи рассматривают эту ассоциацию как островодужную [8]. Синхронно с ее формированием в расположенных южнее древних кристаллических породах выступа Контум проявилось региональное калий-аргоновое омоложение в интервале 443—391 млн. лет. Близкая по времени термальная переработка (454 млн. лет) отмечена также в предположительно ниже-среднепалеозойских образованиях центральной части п-ова Малакка [18].

Таким образом, в спектре магматических проявлений раннего палеозоя наряду с гранитоидами устанавливаются комплексы известково-щелочных вулканидов кислого и среднего состава, последние — в вулкано-плутонической ассоциации. Большинство рассмотренных проявлений было приурочено к активным окраинам древних кратонов и связано с наращиванием континентальной коры.

Среднепалеозойский магматизм. Гранитоиды среднего палеозоя развиты на юго-востоке КНР и в центральных частях Вьетнама и Лаоса. В КНР в каледонидах Катазины обычно распространены различных размеров массивы гранитов, для которых характерно содержание SiO_2 71,25 % и $\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}$ 7,14 % при $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} = 1,6$ [29]. Они интродуцируют складчатые образования кембрия—нижнего силура и имеют аркозовые контакты с красноцветными девонскими отложениями. Радиологический возраст гранитов 422—385 млн. лет, что отвечает позднему силуру—раннему девону. От раннекаледонских гранитов позднекаледонские, помимо более высокой кислотности, общей щелочности и калийности, отличаются

своим положением в структуре: при общей вытянутости массивов вдоль простираения каледонского складчатого пояса на отдельных участках наблюдается дискордантное положение их по отношению к конкретным структурам.

Биотитовые разгнейсованные граниты и гранодиориты комплекса Дайлок [14] у северного обрамления выступа Контум интродуцируют породы ордовика и силура и с размывом перекрыты красноватными отложениями нижнего девона. Радиологический возраст гранитоидов 398 млн. лет (К-Аг метод). Предполагается, что близкий возраст имеют граниты комплекса Мьонглат, выходящие в осевой зоне антиклинория Шонгма на северо-западе Вьетнама [4]. Они образуют массивы изометричной или неправильной формы. При общей вытянутости вдоль зоны они заметно дискорданты по отношению к структуре вмещающих верхнепротерозойских — нижнепалеозойских толщ. По составу это биотитовые граниты и лейкограниты, обычно пересыщенные глиноземом (до 17 %). В гранитах содержится SiO_2 72,3—74,3 % и $\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}$ 7,1—7,8 % при $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} = 1,5—2,0$. Часто наблюдаются порфириновые структуры, проявления пневматолита. Во вмещающих породах развиты широкие зоны высокотемпературного контактового метаморфизма.

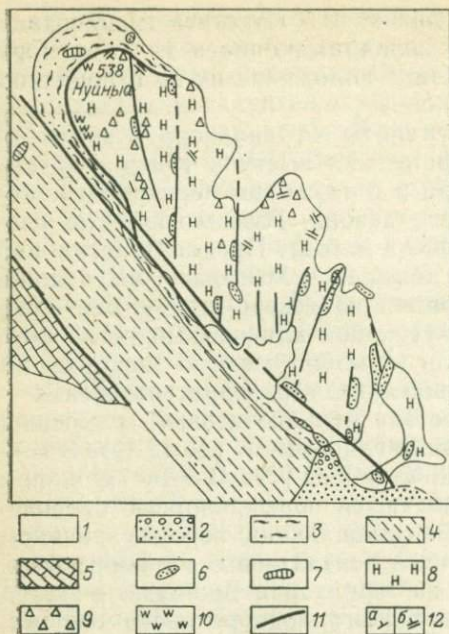
В осевой части хр. Чыонгшон на территории Вьетнама и Лаоса протягивается пояс батолитов гранит-гранодиоритового состава, прослеживающийся более чем на 600 км к северо-западу до плато Сиенгкхуанг. Среди пород преобладают диориты, гранодиориты, плагиограниты. Реже наблюдаются двуслюдяные и биотитовые граниты. В ассоциации с гранитоидами иногда отмечены габбро [4]. Преобладающее содержание в гранитоидах SiO_2 66,5—69,6 % (в двуслюдяных гранитах до 72—74 %) и $\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}$ 5,7—7,5 % при $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} = 1,3—2,0$ и более. Породы нередко разгнейсованы согласно со сланцеватостью вмещающих отложений ордовика и силура, занимаая дискордантное положение в их структуре. Максимальные значения радиологического возраста этих гранитоидов достигают 377 млн. лет, что соответствует середине девонского периода [4].

Присутствие среднепалеозойских гранитоидов возможно на западе и в центральной части п-ова Малакка, где среди обширных полей развития триасовых гранитов для отдельных более разгнейсованных разностей получены значения возраста 411 и 360 млн. лет (Rb-Sr метод по всей породе), отвечающие позднему силуру и позднему девону [20]. Примерно в это же время восточнее в пределах современных восточных предгорий Главного хр. формировались подводные основные вулканы формации Бентонг силурийско-девонского возраста. Туфы кислого состава отмечены в девонских отложениях Северного Таиланда [21].

Офиолитовый пояс Тханьхоа проходит в северо-западном направлении через южные и западные районы Северного Вьетнама и прилегающую часть территории Лаоса. Он образован актинолит-эпидотовыми зелеными сланцами по низкокалиевым толентам, кремнистыми сланцами, филлитами и рассланцованными кварци-

Рис. 4. Схематическая геологическая карта массива Нуйныа вблизи г. Тханьхоа, СРВ. По Н. В. Тиену с дополнениями.

1 — четвертичные отложения; 2 — меловые краснокветы; 3 — динамометаморфизованные зеленые сланцы, глинистые и кремнистые сланцы с линзами известняков (нижний палеозой?); 4 — глинистые сланцы и песчаники флишевой толщи силура — девона; 5 — известняки среднего триаса (толща Донгчау); 6 — дайки диабазов; 7 — дайки и мелкие интрузии динамометаморфизованных габбро и габбро-диабазов; 8 — серпентиниты (апогарцбургиты); 9 — интенсивно серпентинизированные дуниты с хромитовыми шпидрами; 10 — серпентинизированные верлиты; 11 — разрывы, сопровождаемые интенсивным дроблением и расщеплением пород; 12 — элементы залегания: а — слоистости, б — сланцеватости



товидными песчаниками с линзами пелитоморфных известняков, вмещающими различных размеров тела серпентинизированных ультрамафитов. Наблюдаются дайки и мелкие интрузии габбро-диабазов и диалаговых габбро и более крупные тела плагиогранитов. Все породы, участвующие в строении пояса Тханьхоа, интенсивно динамометаморфизованы и часто находятся в аллохтонном залегании. Разрозненные выходы тектонически перемещанных членов офиолитовой ассоциации протягиваются более чем на 200 км от побережья зал. Бакбо у г. Тханьхоа до верховьев р. Ма.

Существенную роль в строении пояса играют массивы ультраосновных пород. Одним из наиболее крупных среди них является массив Нуйныа, расположенный на юго-востоке пояса (рис. 4). Размеры массива 4×15 км, он вытянут по простиранию офиолитового пояса. В составе преобладают серпентиниты — апогарцбургиты, на отдельных участках сменяющиеся хромитоносными дунитами, а также породами, близкими по составу к пироксенитам, верлитам, лерцолитам. Во вмещающих массив зеленых сланцах, образовавшихся по основным эффузивам, часто наблюдаются реликты подушечной текстуры.

Наиболее вероятно тектоническое становление массива Нуйныа, о чем свидетельствуют: 1) контакты его с окружающими зелеными сланцами, преимущественно четкие, часто прямолинейные, 2) расщепление, брекчированность, раздробленность в ультрамафитах вблизи контакта, 3) падение окружающих зеленых сланцев под массив и совпадение элементов залегания слоистости в

них и сланцеватости в ультрамафитах, 4) отсутствие экзоконтактной зоны в сланцах вблизи массива и их равномерный метаморфизм в низкотемпературной фации. Таким образом, массив Нуйны, как и остальные ультраосновные массивы пояса Тханьхоа, скорее всего тектонически внедрился в его пределы.

Вслед за Ж. Фромаже, Г. Штилле, А. Е. Довжиковым, Ч. Хатчисоном и др., автор датировал становление этого офиолитового пояса поздним триасом, исходя из представлений о позднетриасовом времени внедрения ультрамафитов и большинства гранитоидов Северного Вьетнама и о присутствии пермско-триасового флиша в параллельной поясу и прилегающей к нему с юго-запада зоне Дьенбьен — Самныа. В настоящее время вьетнамскими геологами установлен палеозойский возраст гранитов Мьонглат, прорывающих породы офиолитового пояса, доказан силурийско-девонский возраст флиша, развитого на юго-западе, обосновано отнесение большей части зеленых («блестящих») сланцев зоны Шонгма к верхнему протерозою — нижнему палеозою, установлено проявление главной фазы тектогенеза на юге Северного Вьетнама в девоне [8]. Это доказывает становление «шрама Тханьхоа» и тектоническое внедрение ультрамафитов не ранее середины ордовика (время метаморфизма зеленых сланцев на северо-западе пояса) и не позже начала девона (время внедрения гранитов Мьонглат, имеющих «горячие» контакты с породами пояса), скорее всего на рубеже силура и девона в течение фазы интенсивных каледонских движений на востоке Индокитая.

Умеренно кислые существенно калиевые синтетектонические гранитоиды хр. Чыонгшон весьма сходны с породами активных континентальных окраин, тогда как позднекаледонские граниты Катазии и граниты комплексов Дайлок и Мьонглат в СРВ, более насыщенные кремнекислотой и щелочами и сформировавшиеся на завершающей стадии развития складчатых сооружений, обладают чертами сходства с интрузиями поясов столкновения. Обращает на себя внимание в целом относительно невысокая кислотность и щелочность пород ранне-среднепалеозойских гранитоидных поясов, что отражает еще незначительную, в сравнении с мезозойско-кайнозойским временем, мощность коры на окраинах континентальных блоков.

Каменноугольный магматизм. Интрузии карбона установлены на западе Малайзии и на юге Таиланда на перешейке Кра. Это лейкократовые микроклиновые граниты [20], для которых определен радиологический возраст 307—280 млн. лет (Rb-Sr метод по всей породе). Для них отмечена пересыщенность глиноземом и по 21 образцу определено содержание (г/г): Rb 344—468, Sr 64—101, Zr 176—195, Ba 497—877, Sn 5,4—6,0, Nb 7,7—7,8, W 1,0—5,3 [50]. Такие петрохимические особенности сближают рассматриваемые породы с плюмазитовыми редкометалльными гранитами, по Л. В. Таусону (1977 г.). Западномалаккские граниты не образуют единого выдержанного пояса, а выходят в отдельных ареалах небольших массивов. К этим ареалам, имеющим в плане близкую

к изометричной форму, тяготеют поля развития пегматитов с каситеритом и тантало-ниобатами [34].

Судя по радиоизотопным датировкам, граниты карбона развиты также на севере плато Шан (340 млн. лет, Rb-Sr метод), на юге КНР (290 млн. лет), на юго-востоке Таиланда (273 ± 14 млн. лет, Rb-Sr метод по всей породе). Характерно, что массивы их располагаются на участках развития более древней, уже в значительной степени консолидированной, континентальной коры. На длительную дифференциацию исходной магмы в сиалическом окружении с контаминацией значительными порциями корового материала указывает относительно высокое значение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, составляющее для гранитов карбона Западной Малайзии $0,7111 \pm \pm 0,0008$ [20].

Вулканы, участвующие в строении некоторых каменноугольных толщ в Таиланде, Лаосе и Кампучии, представлены преимущественно лавами и туфами среднего и кислого состава. По имеющимся описаниям можно предполагать принадлежность большинства из них к известково-щелочной серии [38, 49]. Среди вулканитов из разреза нижнего — среднего карбона в районе Чианграй Северного Таиланда преобладают измененные базальты и туфы, ассоциирующие с мелкими телами габбро-диабазов и пироксенитов. Характерно относительно высокое содержание Al_2O_3 , достигающее 17,6 %, и K_2O (в среднем около 0,7—0,8 % при $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ не менее 0,2) наряду с повышенным содержанием (г/г) Rb 18, Sr 216, Nb 16, Zr 128, Ba 155, La 15, Ce 32 (по 24 анализам). Приведенные петрохимические параметры, по мнению А. Макдональда и С. Бара, указывают на отличие базальтов Чианграя от океанических толеитов и позволяют сопоставить их с толеитами и высокоглиноземистыми базальтами вулканических островных дуг, возникших на океанической коре.

Ареалы гранитоидного магматизма на западе Малайзии и, возможно, в некоторых других районах запада п-ова Индокитай были связаны скорее всего с переработкой континентальной коры в зонах последующего рифтогенеза, имевшего место в карбоне, перми и триасе.

Пермский магматизм. Большинство выходов магматических пород этого возраста приурочено к зонам интенсивных дислокаций, охвативших в конце триаса — начале юры внутренние части полуостровов Индокитай и Малакка. Проявления гранитоидного магматизма тяготеют к антиклинальным поднятиям, тогда как зоны перехода к относительно глубоководным соседним прогибам характеризуются преимущественно известково-щелочным вулканизмом.

Пермские гранитоиды образуют, как правило, небольшие или средних размеров (от $0,1 \times 1,0$ до 30×200 км) массивы, согласные со структурой вмещающих пород. Наиболее широко они распространены к западу от пермско-триасовых прогибов Северного Таиланда, на востоке п-ова Малакка и на северо-западе СРВ. Породы относятся к интрузивным сериям, дифференцированным от габбро-

диоритов и диоритов до гранодиоритов и плагногранитов, как серия Дьенбьенфу в СРВ [4] с радиологическим возрастом 266—252 млн. лет (К-Аг метод), от кварцевых диоритов до кварцевых монзонитов и гранитов, как интрузии района Паклай в Лаосе и у г. Лей в Таиланде [45, 49] — 264—255 млн. лет (К-Аг метод), от гранодиоритов и адаметлитов до биотитовых гранитов, как «граниты восточного побережья» в Малайзии 20—260—250 млн. лет (Rb/Sr метод по всей породе). Таким образом, интрузии формировались в конце ранней — начале поздней перми.

Для гранитоидов характерны умеренная кислотность (48—69 %) и заметное преобладание Na_2O над K_2O при сумме щелочей 5—7 %. Лишь на поздних стадиях развития серии Дьенбьенфу и «гранитов восточного побережья» появляются лейкограниты с содержанием SiO_2 70 % и обратным соотношением щелочей. С пермскими гранитами на востоке полуострова Малакка связаны известные месторождения олова в районе Паханг. Оловоносные граниты по 45 образцам содержат (г/т): Rb 216, Sr 158, Zr 142, Ba 838, Sn 5,6, Nb 6,0, W 1,6 [50]. Относительно высокое значение $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ в этих гранитах, составляющее $0,7102 \pm 0,0004$, указывает на продолжительную дифференциацию исходной магмы в пределах древней континентальной коры со значительной контаминацией радиогенным стронцием [20]. Пестроокрашенные гранитоиды серии Дьенбьенфу на северо-западе Вьетнама, как и близкие к ним по возрасту и составу гранитоиды комплекса Бензянг-Куэшон на выступе Контум, характеризуются появлением вокруг них ореолов полиметаллического оруденения [4, 14].

С гранитоидами перми на большинстве участков их развития пространственно и генетически связаны дифференцированные серии известково-щелочных вулканитов, представленных высокоглиноземистыми базальтами, андезитами, риолитами, реже трахитами, туфами и агломератами. На их возможную комагматичность интрузиям, помимо общего направления дифференциации, возрастной и пространственной близости, указывает подчеркнутая гипабиссальность пермских гранитоидов, особенно отчетливая на северо-западе СРВ и на востоке п-ова Малакка [33].

На севере СРВ среди нижнепермских отложений зоны р. Да (Черной) наблюдаются невыдержанные пласты и пачки спилитов, диабазов и туфов основного состава. Более широко в бортовых частях зоны развиты верхнепермские базальтовые порфириты и спилиты, афировые и оливиновые базальты, трахибазальты, реже породы пикритоидной группы, лавовые брекчии, трахиты и туфы. В результате исследований автора и Д. Д. Тхука установлена приуроченность большинства базальтов зоны р. Черной к трендам дифференциации континентальных толетитов и гавайской щелочной серии. Породы характеризуются повышенными по сравнению с океаническими толетитами и спилитами эвгеосинклинальных комплексов содержаниями $\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}$, достигающими в субщелочных разностях 5,5—6,0 % при $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} = 0,2—1,0$. Содержание TiO_2 в тех же разностях составляет 3,8—5,1 %. Верхнепермские базаль-

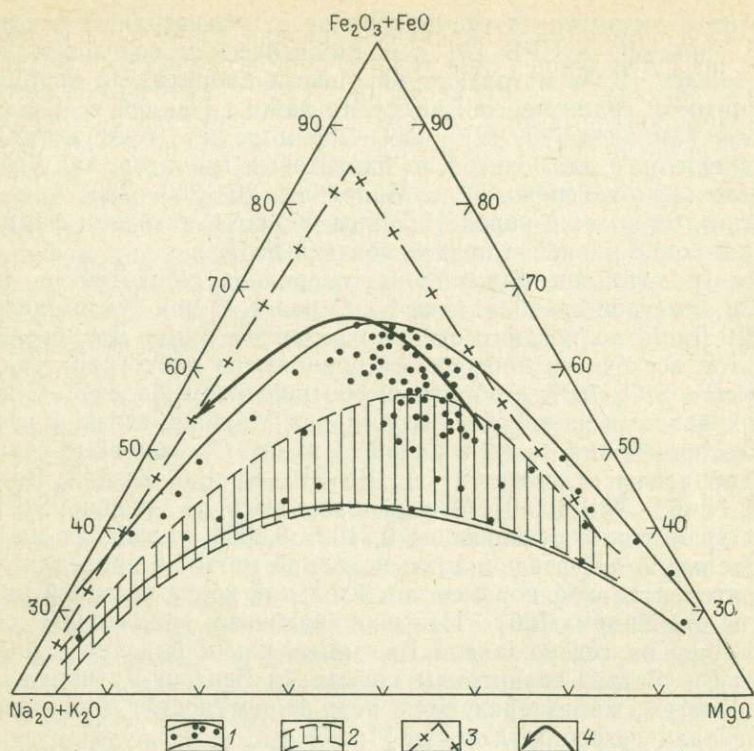


Рис. 5. Сопоставление направлений дифференциации базальтоидов зоны р. Черной в СРВ и Байкальской рифтовой системы. Составил Д. Д. Тхук.

1 — верхнепермские щелочные оливиновые базальты зоны р. Черной; 2 — трахизабазальтовая формация Прибайкалья, по И. В. Белову (1963 г.); 3—4 — тренды дифференциации: 3 — Скаергардской интрузии в Гренландии, 4 — серии диабаз — гранофир. При заметном совпадении направлений дифференциации базальтоидов Прибайкалья и Северного Вьетнама последние несколько смещены в сторону большей железистости

тоиды могут быть отнесены к щелочной оливин-базальтовой формации континентов, характерной для ранних стадий развития большинства континентальных рифтовых зон, например Байкальской (рис. 5).

Если верхнепермские базальты ограничены в своем распространении в основном зоной р. Черной, то нижнепермские, представленные спилитами, мандельштейнами и диабазами, широко распространены также на северо-востоке Вьетнама, где выделяются как комплекс Каобанг [4]. От верхнепермских их отличает большая насыщенность SiO_2 (49,08—50,18 % против 45—47 %) и значительно меньшие содержания TiO_2 (0,4—1,5 %) и суммы щелочей (1,7—4,2 %) при $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}=0,15\text{—}0,50$. Эти особенности сближают базальтоиды ранней перми с континентальными толеитами трапповой формации.

С нижнепермскими вулканитами связаны взаимными переходами мелкие субвулканические тела и гипабиссальные интрузии основного состава (преимущественно габбро-диабазы), частично дифференцированные от плагиоклазовых перидотитов, верлитов, лерцолитов до конгадиабазов и гранофилов. Эти интрузии распространены в зоне р. Черной, на северо-востоке СРВ и в прилегающих районах КНР, где ассоциируют с нижнепермскими «базальтами Эмейшань», судя по имеющимся описаниям, также относящимся к трапповой формации. Ультраосновные дифференциаты упомянутых интрузий заметно отличаются от альпинотипных ультрамафитов более низкими содержаниями железа и магния и большим количеством в составе щелочей, щелочных земель, алюминия. По своему химизму они близки глубинным ультраосновным включениям в щелочных базальтах и кимберлитах. Обычно эти интрузии несут сульфидное медно-никелевое оруденение ликвационного (норильского) типа.

Петрографические и петрохимические особенности пермских гранитоидов и известково-щелочных вулканитов: объединение в единые дифференцированные серии, умеренная кислотность, повышенная натровость вплоть до появления плагиогранитов, — наряду с их поясным расположением, тесной пространственной связью и параллельностью раннемезозойским офиолитовым поясам, преимущественно мелководной морской средой излияний позволяет сопоставить большинство из них с породами вулканоплутонических дуг активных окраин континентов. Повышенные стронциевые отношения указывают на развитие этих палеодуг на окраинах блоков древней континентальной коры. Об этом же говорят приведенные выше данные по тонкой петрохимии пермских гранитоидов, позволяющие отнести их к палингенному известково-щелочному типу Л. В. Таусона. Пермский магматизм северо-востока региона с образованием вулканоплутонических ассоциаций трапповой и щелочно-оливинбазальтовой формаций предшествовал заложению палеорифтов, развивавшихся на этой территории в триасе.

Триасовый магматизм. Среди триасовых гранитоидов могут быть выделены два типа. Более ранние гранит-гранодиоритовые интрузии внедрились в начале триаса в главной антиклинальной зоне Северного Таиланда, на востоке п-ова Малакка в Малайзии, в Северной Кампучии. В Таиланде и Малайзии для них установлен [20, 45] радиологический возраст соответственно 236—210 и 224—215 млн. лет (Rb-Sr метод по всей породе).

В западной части Северного Таиланда, на побережье Сиамского залива к юго-востоку от г. Бангкок и в пределах Главного хр. п-ова Малакка распространены более молодые интрузии двуслюдяных и лейкократовых гранитов с возрастом 215—200 млн. лет (Rb-Sr метод по всей породе), что отвечает середине — второй половине триасового периода. Как более ранние, так и более поздние интрузии проявились преимущественно в форме батолитов, иногда достигающих огромных размеров, как батолит Главного хр. п-ова Малакка (600×180 км). В целом они согласны с общим

простираем структур вмещающих отложений, но в отличие от пермских интрузий часто являются дискордантными по отношению к конкретным структурам [33].

Для поздне триасовых гранитов в сравнении с ранне триасовыми характерны более высокие содержания SiO_2 (70 % и выше). Они всегда пересыщены глиноземом и содержат повышенное количество Rb, Sn, летучих, особенно фтора и бора. Интрузии часто сопровождаются редкометалльными пегматитами. На п-ове Малакка ранне триасовые гранитоиды Сингапура и преимущественно поздне триасовые граниты Главного хр. содержат (по 11 и 160 образцам) соответственно (г/т): Rb 186 и 531, Sr 66 и 53, Zr 107 и 103, Ba 984 и 365, Sn 4,3 и 7,3, Nb 3,3 и 7,2, W 1,5 и 4,3 [50]. Различие этих гранитоидов подчеркивается также величиной отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$: 0,7075±0,0003 для пород раннего триаса и 0,7098±0,0005 для поздне триасовых гранитов Главного хр. В отдельных пробах из западной части батолита Главного хр. стронциевое отношение возрастает до 0,7165±0,009 [20]. Такие характеристики указывают на значительную роль корового материала в становлении поздне триасовых гранитов, чему, как полагают Р. Бигнел и Н. Снелинг, способствовало длительное нахождение материнской магмы, первоначально возникшей на глубинах более 100 км за счет плавления эклогита, в пределах континентальной коры. Для некоторых массивов Северного Таиланда, в породах которых указанное отношение достигает величины 0,7248—0,7337±0,0008, допускается происхождение в основном за счет переплавления континентальной коры.

На востоке региона: в Лаосе, Вьетнаме, Кампучии — ранне-средне триасовые интрузии представлены гранодиоритами, биотитовыми мелагранитами, реже двуслюдяными гранитами [4, 49] с радиологическим возрастом 228—210 млн. лет (Rb-Sr и K-Ar методы по слюдам). Они приурочены обычно к разломам в краевых частях поднятых блоков (антиклинорий Шонгма, выступ Контум и др.). Э. П. Изох предполагает палингенное происхождение этих гранитов на севере Вьетнама.

Большинство вулканических пород триаса на юго-востоке Азии относится к дифференцированным известково-щелочным сериям, формировавшимся в тех же зонах, что и пермские вулканы. В составе триасовых толщ преобладают дациты, риолиты, туфы, агломераты. Реже отмечаются андезиты. Повсеместно широко распространены ингнимбриты, указывающие на наземный тип излияний.

В разрезе триасовых отложений зоны р. Черной с оленекскими туфогенно-осадочными породами чередуются пачки базальтовых порфиритов и спилитов, близких к описанным выше из верхнепермской толщи (щелочные оливковые базальты, по Д. Д. Тхуку). Среди верхнеладинских отложений на северо-западе зоны развиты базальтоиды, отличающиеся от более древних свежим обликом, слабым проявлением аутометаморфизма, большей ролью стекловатых гиалобазальтовых разностей и рядом петрохимических

особенностей. Содержание TiO_2 в них не превышает 1,7 %, а суммы щелочей 3—4 % при $K_2O/Na_2O=0,1-0,5$. По соотношению щелочности и кислотности они приближаются к высокоглиноземистым базальтам, а по тренду дифференциации — к океаническим толеитам, отличаясь от последних более высоким содержанием окиси калия. Наряду с ними в разрезе ладинской толщи Шинкао присутствуют маломощные пачки риолитов и туфов, что позволяет рассматривать вулканическую серию среднего триаса как контрастную.

Сходные вулканические проявления среднетриасового возраста установлены также в двух других приразломных структурах Северного Вьетнама: во впадине Шонгхиен-Антъяу и в триасовом прогибе Дьенбьен-Самныя у границы с Лаосом. Здесь вулканисты приурочены к разрезу анизийского яруса. Резко преобладают риолиты и дациты с крупными пачками туфов. В кислых вулканитах обеих структур Д. Д. Тхуком установлены следующие содержания (первые значения по Шонгхиен-Антъяу, вторые — по Дьенбьен-Самныя): SiO_2 68,2 и 70,8 %, K_2O+Na_2O 6,3 и 6,6 % при $K_2O/Na_2O=1,8$ (по 23 и 26 анализам). Постоянное преобладание калия над натрием связывается с заложением обеих структур на участках коры с хорошо развитым гранитным слоем. Основные члены бимодальной ассоциации близки к континентальным толеитам SiO_2 49,7 %, TiO_2 1,2 %, K_2O+Na_2O 2,5 % при $K_2O/Na_2O=0,17$ (по трем анализам).

Раннемезозойский офиолитовый пояс, проходящий из южных районов КНР через Северо-Западный Лаос, Северный и Центральный Таиланд и Западную Кампучию на п-ов Малакка, состоит из отдельных небольших выходов магматических и метаморфических пород, обычно разделенных значительным расстоянием. На севере Таиланда в районе Уттарадит офиолиты залегают в тектонических пластинах размером от 2×5 до 7×40 км, надвинутых к востоку на смятые в складки флишевые и вулканогенные образования девона, карбона и нижней перми. Офиолиты представлены хромитоносными перидотитами, пироксенитами, серпентинитами, горнблендитами, диабазами и подушечными лавами, измененными до хлорит-эпидот-актинолитовых сланцев [22]. Отмечены также слоистые кремнистые сланцы с линзами известняков с фауной карбона и перми [46]. Взаимоотношения между членами офиолитовой ассоциации преимущественно тектонические. Наиболее древние породы, перекрывающие эту ассоциацию, относятся к верхнему триасу — нижней юре.

На п-ове Малакка в районе Бентонг породы офиолитовой ассоциации выходят в глыбах и более крупных пластинах среди тектонического меланжа, в состав которого также входят обломки известняков с фауной перми и раннего триаса [20]. Приведенные факты дают возможность, несмотря на сильную нарушенность разрезов и постоянный динамометаморфизм пород, датировать время становления офиолитовой ассоциации триасом, скорее всего поздним.

Повышенные стронциевые отношения и содержания многих литофильных элементов подчеркивают значительную роль процессов палингенеза в формировании большинства триасовых вулканоплутонических ассоциаций. Причем, если раннетриасовые гранитоиды, как и пермские, стоят ближе к известково-щелочным палингенным гранитам, то позднетриасовые отвечают плюмазитовым и щелочным редкометалльным гранитам, по Л. В. Таусону, в том числе литий-фтористым, характерным для окраинно-континентальных поясов андийского типа и зон столкновения (Л. П. Зоненшайн и др.). С таким выводом согласуется преимущественно наземный тип вулканических излияний в триасе с широким развитием игнимбритов. Бимодальные серии триасовых приразломных прогибов Северного Вьетнама с существенно калиевыми кислыми членами и базальтоидами, близкими к континентальным толентам, характерны для ранних стадий развития рифтовых зон.

Юрский и меловой магматизм. Крупнейшей областью проявления позднемезозойского магматизма на юго-востоке Азии является Катазиатский пояс, протягивающийся вдоль края континента почти на 1500 км при максимальной ширине в северо-восточной части до 350 км. Повсеместно пояс отчетливо наложен на более древние складчатые и платформенные сооружения. Формирование пояса началось с внедрения в его центральной части в первой половине юры интрузий диоритов, монцититов, гранодиоритов, двуслюдяных и лейкократовых гранитов, гранит-порфиров, выделяемых как «граниты Наньлин», или раннеяньшанские [29]. Радиологический возраст их составляет 184—164 млн. лет (преимущественно К-Аг метод по слюдам, подтвержденный на северо-востоке пояса определениями Rb-Sr методом по всей породе). Наиболее кислые разновидности гранитов юры характеризуются содержанием (по 20 анализам): SiO_2 74,8 %, $\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}$ 8,0 % при $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} = 1,4$ и более (до 43 % калиевого шпата в породе). Они постоянно обогащены Sn, W, Be. На северо-востоке пояса отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в юрских гранитоидах изменяется от 0,7060 до 0,7159, отражая, по Джан Бормингу и др., различную степень контаминации первичной магмы коровым материалом.

От середины юры до начала мела на большей части пояса происходили интенсивные вулканические излияния. Вулканиты представлены пестроокрашенными риолитами, фельзитами, туфами, агломератами и вулканическими брекчиями, переслаивающимися с туфогенно-осадочными и угленосными отложениями. Ближе к побережью появляются пачки андезитов и дацитов. На северо-востоке пояса преобладают трахиандезиты, трахиты, туфы, флюидалные риолиты. Мощность вулканогенной толщи быстро уменьшается вкост простирания пояса от нескольких километров в прибрежной зоне до 300—500 м на западе в глубине материка. Судя по имеющимся описаниям, породы принадлежат в основном к дифференцированной известково-щелочной серии с некоторым возрастанием во времени роли кислых разностей, на северо-востоке часть вулканитов, по-видимому, относится к субщелочной серии.

Наиболее поздними в пределах Катазиатского пояса являются гранодиориты и лейкограниты середины мела с радиологическим возрастом 112—110 млн. лет на юго-западе (К-Аг метод) и 120—90 млн. лет на северо-востоке (Rb-Sr метод по всей породе и по отдельным минералам). Они образуют Приморский пояс батолитов, расположенный восточнее пояса «гранитов Наньлин». По содержанию кремнекислоты и щелочей они близки к юрским гранитам, отличаясь несколько повышенной глиноземистостью и железистостью (13,3 и 2,4 % против 12,6 и 2,0 % соответственно) [29]. На северо-востоке пояса эти граниты, известные также под названием поздняяньшанских, охарактеризованы относительно низким отношением изотопов стронция ($0,7055 \pm 0,0001$), предполагающим существенно мантийный источник материнской магмы

Возможным продолжением Катазиатского пояса являются мезозойские магматические зоны, развитые в Южном Вьетнаме [8, 14]. Риолиты, туфы, агломераты известны среди анизийских отложений. Наиболее ранние интрузии сложены диоритами, гранодиоритами, биотит-амфиболовыми гранитами, относимыми к комплексу Анкроет-Динькуан. Они образуют выдержанный пояс северо-восточного простирания к югу от выступа Контум. Породы комплекса прорывают отложения нижней и низов средней юры и содержатся в гальке базальных конгломератов верхнеюрской — нижнемеловой вулканогенно-осадочной толщи Донгзыонг [14]. Радиологический возраст большинства интрузий находится в интервале 150—131 млн. лет (К-Аг метод). Сумма щелочей в гранитах Анкроет-Динькуан составляет в среднем 6,0—6,6 % при примерно равном содержании их.

Залегающая выше верхнеюрская — нижнемеловая толща Донгзыонг в средней и верхней частях своего разреза сложена известково-щелочными вулканитами: андезитами, дацитами, риолитами, туфами, которые, судя по присутствию игнимбритов и прослоев с наземной флорой, накапливались в субэвральных условиях. Эта вулканогенно-осадочная толща, в свою очередь, прорвана массивами лейкократовых редкометалльных гранитов повышенной щелочности (8—9 %). Они характеризуются постоянным преобладанием калия над натрием с широким проявлением микроклиновых разностей. Пояс развития этих гранитов, выделяемых в комплекс Деока, смещен к востоку по отношению к поясу Анкроет-Динькуан и протягивается вдоль восточного побережья Южного Вьетнама, образуя ряд апофиз в глубь полуострова, в том числе в пределы выступа Контум. Радиоизотопные определения дают для гранитов Деока возраст 107—83 млн. лет (Rb-Sr метод по биотиту и калишпату). Следовательно, они внедрялись в середине — второй половине мелового периода, почти одновременно с поздняяньшанскими гранитами Катазиатского пояса. Как и последние, граниты Деока несут оловянно-вольфрамовое оруденение.

От юго-западных районов КНР через плато Шан, Южную Бирму, Таиланд и п-ов Малакка до «Оловянных островов» Индонезии (Банка, Белитунг и др.) протягивается Бирмано-Малайский

пояс мезозойских редкометалльных гранитов, в пределах которого сосредоточено более 80 % мировых запасов олова. В Западной Малайзии и прилегающей части Южного Таиланда он образован в основном рассмотренными выше позднеэриасовыми гранитами. В Бирме в пределах пояса известны два типа гранитоидов. К первому относятся диориты, кварцевые диориты, адаметиты, биотитроговообманковые граниты, слагающие крупные батолиты у западного края плато Шан. Ко второму типу принадлежат редкометалльные двуслюдяные и лейкократовые граниты, выходящие, как правило, несколько восточнее в мелких массивах и штоках, приуроченных к разломам. По взаимоотношениям с осадочными толщами время внедрения интрузий обоих типов определено как середина — начало второй половины мела [27]. Редкометалльные граниты второго типа протягиваются далеко на юг вдоль побережья Андаманского моря. В Таиланде для них определен [45] радиологический возраст 113—111 млн. лет (Rb-Sr метод по всей породе). Граниты и гранодиориты середины мела установлены на Суматре [31].

Более ограничены проявления юрско-мелового магматизма во внутренних районах континентальной части Юго-Восточной Азии. Вулканизм субщелочной серии проявился на севере Вьетнама в восточном борту зоны р. Черной (район Туле). На северо-востоке, где вулканы налегают на кристаллические докембрийские породы зоны Фансипан, преобладают липариты, на юго-западе, где фундамент сложен основными эффузивами и карбонатно-терригенными породами перми и триаса, основную роль в строении толщи играют трахилипариты и трахиты. Липариты Туле тяготеют к щелочному тренду дифференциации и характеризуются, по Д. Д. Тхучу, содержанием SiO_2 72,95 %, $\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}$ 8,5 % при $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} = 1,3$ (по 28 анализам).

Более высокое положение в разрезе Туле занимает толща комендитов, ортофинов и кварцевых ортофинов, перекрывающая несогласно липариты и красноцветные отложения нижней части разреза. Эти эффузивы и ассоциирующие с ними субвулканические интрузии гранофиновых гранитов и сиенит-порфинов характеризуются преимущественно высокой щелочностью (до 9,45—9,82 % при равенстве содержания щелочей или преобладании окиси калия). Радиологический возраст их (K-Ar метод) составляет 108—81 млн. лет [4], что отвечает середине — началу второй половины мела.

В тылу Бирмано-Малайского пояса на востоке п-ова Малакка известны дайки долеритов с радиологическим возрастом 110 млн. лет (K-Ar метод), близких по петрохимической характеристике континентальным толеитам, а также маломощные пласты субщелочных вулкаников: риодацитов, трахитов, андезитов и базальтов, — приуроченные к разрезу континентальных отложений нижне-меловой серии Гаго [33].

К началу позднего мела относится внедрение небольших массивов (до 20—30 км²) двуслюдяных и лейкократовых гранитов, аляскитов, граносиенитов и сиенитов с радиологическим возрастом

100—85 млн. лет (К-Аг метод), спорадически распространенных на северо-востоке СРВ и в прилегающей части КНР (комплекс Пиаоак [4], «сянганские граниты», «граниты Гэцзю» [29]). По данным Э. П. Изоха и Н. Х. Виня, граниты Пиаоак, с которыми связаны оловорудные проявления на севере Вьетнама, характеризуются повышенным содержанием SiO_2 (до 73,6—77,2 %), Al_2O_3 (до 16,3—19,4 %) и суммы щелочей (до 8,0—9,2 %, обычно при небольшом преобладании K_2O). Наиболее выпукло специфика этих гранитов видна в их редкоэлементном составе при сравнении с развитыми в том же районе позднепермскими известково-щелочными палингенными гранитами Пиабиок (г/т, первые значения по Пиабиок, вторые — по Пиаоак): F 565—720 и 2330—7166, Li 61—65 и 417—624, Rb 164—172 и 656—940, Be 0,5—1,1 и 5,8—23,0, Sr 233 и 57—78, Ba 450—642 и 102, Sn 2,9—3,6 и 40—239, W не определен и 23—131, Nb 11 и 17, Zr 48—90 и 40 (по 79 и 148 анализам соответственно).

Приведенные данные показывают, что граниты Пиаоак относятся к плюмазитовым палингенным гранитоидам, по Л. В. Таусону. Выходы их, как и оловоносных гранитов Южного Китая, не продолжают Приморский пояс близких по возрасту позднеяньшанских гранитов Катазин, а расположены отдельными изолированными ареалами (см. рис. 17).

По-видимому, к середине — второй половине юры относится начало формирования офиолитового пояса района жадитовых рудников на севере Бирмы, образованного крупными телами дунитов, роговообманковых и диаллаговых перидотитов, серпентинитов, амфиболитов, заключенными в милонитизированную и неравномерно метаморфизованную вулканогенно-осадочную толщу, имеющую, по Е. Клегу, дораннемеловой возраст. Сильная брекчированность и серпентинизация массивов ультрамафитов, приуроченность их к зонам надвигов, отсутствие «горячих» контактов и развитие во вмещающих породах жадита, хлорита и талька позволяют предполагать тектоническое внедрение фрагментов мантии в холодном состоянии.

Окраинно-континентальная природа большинства магматических образований Катазиатского пояса не вызывает сомнений. Ранее Г. А. Кудрявцевым и др. была показана гомологичность Бирмано-Малайского пояса окраинно-континентальным мезозойским магматическим поясам Восточной Азии. Проявления юрско-мелового внутриконтинентального магматизма толенитовой и субщелочной серий, а также известково-щелочной серии с повышенной щелочностью и кислотностью (редкометалльные позднемеловые граниты Северного Вьетнама и Южного Китая) отвечают, как будет показано в последующих разделах, заложению рифтогенных структур.

Магматизм конца мела и палеогена. Магматические породы этого возраста занимают в Индокитае обычно более внешнее положение по отношению к выходам пород предыдущей возрастной группы, но в ряде случаев они появляются в специфической обстановке.

новке во внутренних частях региона. В Центральной и Северной Бирме установлен пояс известково-щелочных вулканитов, приуроченных к разрезу олигоценых и более молодых кайнозойских отложений впадины Иравади. Это риолиты, дациты, туфы и агломераты [28]. Восточнее вдоль западного края плато Шан в Бирме и на прилегающей территории Таиланда развит субмеридиональный пояс слабозеродированных массивов лейкократовых литий-фтористых гранитов [45] с радиологическим возрастом 78—53 млн. лет (Rb-Sr метод по всей породе). В гранитах широко проявились процессы автопневматолита с образованием мусковитовых грейзенов, несущих вольфрамовое оруденение. Пояс прослеживается с небольшими перерывами на юг Бирмы и Таиланда. По-видимому, его дальнейшим продолжением служат поля развития мел-палеогеновых известково-щелочных вулканитов и гранитоидов на Суматре [31].

На остальной территории региона магматические породы конца мела — палеогена имеют ареальное распространение. На юге Западной Малайзии такие ареалы сложены небольшими массивами щелочнополевошпатовых микроклиновых гранитов и пироксен-рогообманковых сиенитов [20], для которых радиоизотопные определения дают возраст 74—52 млн. лет (K-Ar метод). В гранитах установлено содержание (г/т, по 9 анализам): Rb 146—289, Sr 193—207, Zr 128—135, Ba 808—825, Sn 5,0—5,8, Nb 5,0—5,7, W 4,0—5,0 [50]. Предполагается, что низкое отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в этих породах ($0,7079 \pm 0,0005$) отражает их быстрое становление с непродолжительной дифференциацией в коровой среде. В одном из ареалов на п-ове Малакка в районе Сегамат присутствуют покровы лейцитовых тефритов, базанитов и калиевых анкараритов, пересеченных шононитовыми дайками. Содержание $\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}$ в базальтоидах составляет 4,1—9,7%, при этом содержание K_2O достигает 7,4% [33].

Во Вьетнаме на севере зоны Фансипан может быть выделен [4] ареал гранитоидов повышенной щелочности и щелочных пород диаметром до 150 км, внедрявшихся с конца мела до конца олигоцена (72—41 млн. лет — K-Ar метод). Массивы их сложены щелочнополевошпатовыми, в том числе аляскитовыми, гранитами, граносиенитами, щелочными гранитами и сиенитами. Несколько позднее в этом же ареале внедрились малые интрузии сиенито-диоритов, шонкинитов, граносиенитов (56—29 млн. лет — K-Ar метод), несущие медно-золотое и редкоземельное оруденение. С некоторыми из них генетически связаны небольшие покровы олигоценых трахитов.

Сходные, но меньших размеров ареалы отмечены севернее в Китае в районе Гэцзи и на северо-востоке СРВ в районе Чодона, где преобладают штоки нефелиновых сиенитов. В рассматриваемых интрузивных породах сумма щелочей редко опускается ниже 8%, достигая в щелочных разностях 11—12%. В одних и тех же ареалах присутствуют как существенно калиевые породы, так и члены кали-натрового ряда с примерно одинаковым содержанием щело-

чей. Э. П. Изох и его коллеги (1965 г.) выделили эти интрузии на севере СРВ в единую магматическую серию Фансипан. Формирование их связывалось с действием в пределах гранитного слоя интрателлурических потоков вещества с относительно устойчивым режимом щелочей. Подобные «сквозьмагматические растворы» (по Д. С. Коржинскому) характерны для тектонически стабильных участков, каковым и являлась в начале кайнозоя восточная часть Индокитая, прошедшая на предыдущих этапах стадии становления и неоднократной гранитизации континентальной земной коры.

Изолированные ареалы позднемелового — палеогенового магматизма выделяются также в центральных районах Вьетнама и на соседней территории Лаоса, на северо-востоке Таиланда, в Южном Вьетнаме к югу от выступа Контум (комплексы Бана, Фанранг), на крайнем юго-западе Вьетнама у границы с Кампучией в районе Тяудок. Они образованы преимущественно порфиroidными, часто крупновкрапленниковыми сненито-диоритами, пироксен-роговообманковыми сненитами, граносненитами, монцонитовыми гранитами. Структура пород и слабое развитие контактовых изменений во вмещающих толщах указывают на гипабиссальный характер этих интрузий. Сумма щелочей в интрузивных породах достигает 7,9—9,0 %, редко опускаясь до 7,0—7,2 % [4, 14]. Немногочисленные радиоизотопные определения дают для части этих пород палеогеновый возраст (43—30 млн. лет — К-Аг метод), но не исключено, что большинство ареалов, как и на севере СРВ, начало формироваться в конце мела. К ареалам этого типа приурочены месторождения олова (район Куйтяу в СРВ к северо-западу от г. Винь, район Боненг в Центральном Лаосе и др.) и молибдена (районы Тяудок и Фанранг на юге Вьетнама).

Ареал несколько иного типа расположен на о-вах Хончунглонг в Южно-Китайском море к югу от г. Хошимин. Здесь развиты аляскитовые граниты и субвулканические кварцевые порфиры с радиологическим возрастом 70 млн. лет (К-Аг метод). Породы содержат, по Т. Гайлду и К. Энгелу: SiO_2 77 %, $\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}$ 7—8 % при почти равном количестве щелочей. Мафические минералы полностью отсутствуют. Редкоэлементный состав гранитов и кварцевых порфиров соответственно следующий (г/т): Ва 30—48 и 1400, Ст 3 и 10, Си 26—29 и 5, Ga 14—15 и 81, Мп 33—41 и 530, Sc 3 и 21, Sr 15—31 и 220, Ti 600—730 и 1500, V 2—10 и 10, Y 50—60 и 100, Yb 7 и 8, Zr 170—200 и 280. Граниты содержат также (г/т): Nb 20—30, Рь 30—32. Химические составы и содержания большинства редких и рассеянных элементов указывают на комагматичность гранитов и кварцевых порфиров и кристаллизацию их из высокодифференцированного остаточного расплава в верхних горизонтах коры.

Пояс гранитоидов на западе региона вместе с выходами известково-щелочных вулканитов раннего кайнозоя расположен параллельно альпийскому подвижному поясу хр. Аракан-Йома и Андамских о-вов, представляя собой подобно более древним поясам такого типа окраинно-континентальную либо коллизионную струк-

туру. Формирование ареалов субщелочного и щелочного магматизма во внутренних частях региона предвляло заложение позднекайнозойских рифтов, отражая переработку континентальной коры перед началом процесса рифтогенеза.

Позднекайнозойский магматизм. Общий план проявления позднекайнозойского и современного магматизма в Индокитайском регионе совпадает со схемой магматической деятельности раннего кайнозоя: на западе и на юге развиты преимущественно линейные вулcano-плутонические пояса, в центре и на востоке — изолированные ареалы магматизма. Араканский офиолитовый пояс, протягивающийся от Восточных Гималаев до Андаманских островов, образован эшелонированными аллохтонными пластинами серпентинизированных гарцбургитов, лерцолитов, дунитов, габброидов, измененных базальтов, андезито-базальтов и туфов, чертов и яшм. Отмечены дайки долеритов и крупные экзотические глыбы пелагических известняков с поздне меловыми фораминиферами [23]. К западу породы пояса надвинуты на мел-палеогеновую флишевую серию, на востоке имеют тектонические контакты с предположительно палеозойским метаморфическим комплексом Нага и с верхнемеловыми — эоценовыми мелководными отложениями западного борта впадины Иравади. С ультрамафитами связаны залежи магнетита, хромитов с никелем и кобальтом; с измененными базальтами — проявления массивных сульфидных руд, малахита [28]. Тектоническое становление этого пояса произошло в результате альпийских движений конца палеогена — начала неогена.

Параллельно рассмотренному офиолитовому поясу к востоку от него в пределах впадины Иравади, в основном вдоль осложняющего ее поднятия Пегу-Йома, протягивается пояс кайнозойских вулканитов преимущественно кислого и среднего состава, излияния которых начались еще в олигоцене и в ряде центров продолжались вплоть до исторического времени. С неоген-нижнечетвертичными континентальными отложениями серий Пегу и Иравади связаны крупные пачки туфов кислого состава, покровы андезитов, дайки, экструзивные купола и покровы дацитов, биотитовых риолитов, к которым приурочено медно-порфировое и золотое оруденение [28]. С известково-щелочными вулканитами Центральной Бирмы ассоциируют в районе Вунто интрузии миоценовых диоритов и гранодиоритов. Восточнее в районе Могоу на плато Шан установлены малые интрузии аляскитовых гранитов с радиологическим возрастом 15 млн. лет (U-Th метод). На западе Таиланда в палеозойских и мезозойских образованиях проявлено калий-аргоновое омоложение в интервале 22,4—18,5 млн. лет [45].

В центральных и восточных частях региона широко распространены позднекайнозойские базальты, изливавшиеся в конце неогена — начале четвертичного периода. Они слагают разрозненные ареалы мелких штоков и более обширных покровов на юге КНР, во Вьетнаме, Кампучии, Таиланде и Западной Малайзии. По химизму среди этих пород, как и среди пермских базальтов зоны р. Черной (см. выше), выделяются две группы. Одна из них тяго-

теет к тренду дифференциации континентальных толеитов (α -базальты Индокитая, по А. Лякруа), другая — к тренду щелочных базальтов Гавайских островов (β -базальты Индокитая). Среди последних А. Лякруа выделял подгруппу β' — наиболее щелочные разновидности с нормативным нефелином. α -базальты иногда образуют изолированные выходы, но чаще приурочены к основанию длительно формировавшихся покровов, как, например, на юге Вьетнама, из чего можно заключить об их более раннем возрасте. Это базальты с нормативным кремнеземом, пижонитом и реакционным оливином. На плато Корат в Восточном Таиланде отмечены оливковые толеиты [19]. По петрохимическим особенностям (SiO_2 49—50 %, $\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}$ 2,6—3,0 при $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} \leq 0,2$, $\text{TiO}_2 \leq 1,3$ %) α -базальты близки вулканитам трапповой формации.

Шире на юго-востоке Азии распространены β -базальты (щелочные оливковые базальты, включая гавайиты и муджиэриты) и β' -базальты (нефелиновые гавайиты и муджиэриты, нефелиниты, мелилититы, базаниты). Они недосыщены SiO_2 (42—48 %), характеризуются низким индексом Пикока (50,9), повышенной щелочностью (до 9,7 %) при постоянном преобладании Na_2O над K_2O и содержанием TiO_2 до 3 % и более.

Рассматривая петрологию молодых базальтов Индокитайского региона, П. Лякомб допускает существование единой материнской толеитовой магмы и возникновение щелочных расплавов за счет ассимиляции ею на глубине пород ультраосновного состава. По мнению других исследователей [19], щелочно-базальтовая магма формировалась в самостоятельных локальных очагах на глубинах 65—95 км за счет частичного плавления мантии при давлении 2—3 · 10⁹ Па, а толеитовая возникла при более широком по площади развитии процессов частичного плавления на относительно неглубоких уровнях в мантии. Второе предположение представляется более убедительным, так как подтверждается присутствием в щелочных базальтоидах глубинных включений перидотитов и крупных мегакристов циркона и корунда, формирующихся на больших глубинах при высоком давлении. С плиоцен-плейстоценовыми базальтоидами п-ова Индокитай связаны месторождения драгоценных и полудрагоценных камней, в первую очередь с β -базальтами. Коры выветривания крупных покровов в Лаосе и на юге Вьетнама бокситоносны.

Если на западе региона молодой магматизм обнаруживает приуроченность к развитию активной континентальной окраины и пояса столкновения, то мощные базальтовые излияния на остальной территории пространственно и генетически связаны с формированием позднекайнозойских рифтов.

Тектоника

Существующие тектонические схемы. Подобно тому, как В. А. Обручевым было установлено на юге Сибири присутствие «древнего темени Азии», Э. Зюсс в начале века выделил на юго-востоке этого континента «древнюю массу Камбоджи». Позднее Ф. Блондель первым расчленил рассматриваемый регион на стабильные платформенные участки, наиболее крупными среди которых являлись: Индосиния, отвечающая «древней массе» Э. Зюсса, Аннамия (выступ Контум) и Синия или Китайская платформа, и разделяющие их складчатые зоны. Вслед за этим Ж. Фромаже ввел понятие индосинид, под которыми он понимал складчатые сооружения, возникшие в Индокитае на месте морских прогибов, выполненных триасовыми и антраколитовыми (верхнепалеозойскими) отложениями, в период их неотриасового сжатия при сближении жестких континентальных массивов. К числу последних он относил Китайскую платформу, Индосинийский массив, складчатые дуги Фухоат и Шонгма и ряд других, устойчивых с герцинской или более древней эпох.

Хотя Ж. Фромаже отнюдь не рассматривал Индокитай как область исключительного развития или резкого преобладания раннемезозойской (индосинийской) складчатости, выделяя здесь также докембрийский, герцинский и другие разновозрастные тектонические «материалы» (термин Ж. Фромаже), после него Н. П. Херасков, М. В. Муратов, Ю. М. Пущаровский и другие исследователи признавали решающее значение на юго-востоке Азии поздне-триасовых движений, связывая с ними повсеместно (кроме Западной Бирмы и большей части Индонезии) главную складчатость, завершающую геосинклинальное развитие. На Тектонической карте Евразии (1966 г.) весь Индокитай отнесен к области раннемезозойской складчатости, в центре которой расположен древний Индосинийский срединный массив.

Г. Штилле одним из первых подчеркнул роль герцинской складчатости в формировании структуры Юго-Восточной Азии. Он показал субсеквентный характер большинства проявлений позднепалеозойского и триасового магматизма и рассматривал эволюцию региона как последовательное обрастание ядра Индосинии (хинтерланда) складчатыми зонами, омолаживающимися в сторону форландов южной части КНР, Индии и Австралии. Интересно отметить, что Г. Штилле наметил на юго-востоке Азии латеральный ряд разновозрастных (позднепалеозойско-триасовых) тектоно-магматических обстановок: геосинклинальной с инициальным магматизмом в Индонезии, орогенной с субсеквентным вулканизмом и гранитами в Индокитае и вполне кратонной с финальным вулканизмом («базальты Эмейшань») в южной части КНР.

Такой подход к анализу тектонического строения Юго-Восточной Азии, выявляющий гетерогенность и латеральную неоднородность ее структуры, получил дальнейшее развитие в трудах ряда

исследователей. Т. К. Хуанг выделяет в этом регионе древнюю платформу Янцзы, каледониды Катазии и более обширную эпикаледонскую Южно-Китайскую параплатформу, возникшую после причленения каледонской складчатой области к древней платформе. Большую часть Индокитая вместе со складчатыми сооружениями Юго-Западного Китая он относит к герцинидам. В. В. Белоусов рассматривает этот регион как антеклизу альпийской платформы на герцинском складчатом основании, трактуя, как и Т. К. Хуанг, преимущественно красноцветные триасовые отложения в качестве молассы герцинид. Роль герцинских движений в создании структуры Индокитая подчеркнута А. Е. Довжиковым, Н. Т. Йемом, Г. А. Кудрявцевым, Ю. Г. Моргуновым, Ю. Г. Гатинским, Ю. Г. Старицким, Ч. В. Чи и др.

Существенный вклад в понимание мезозойского этапа развития Восточной и Юго-Восточной Азии внесла М. С. Нагибина, выделившая здесь внегеосинклинальные структуры активизации и ревивации: мезозойские наложенные впадины и пояса гранитоидов. В более поздних работах она подчеркивает связь этих структур с активным развитием молодых геосинклиналей Тихоокеанского пояса и с процессами взаимодействия в мезозое океанической и континентальной коры. Разнотипные структуры мезозойской активизации выделялись в рассматриваемом регионе Ю. Г. Гатинским, Ю. Г. Старицким, С. А. Строгановой, Ч. В. Чи, Ю. С. Майминым и др.

Н. Н. Минь устанавливает существование в Юго-Восточной Азии с очень древнего времени Индопацифика — единой крупной структуры, объединяющей древние платформы и срединные массивы, фанерозойские складчатые системы, окраинные моря и островные дуги. В ряде своих последних выступлений М. В. Муратов также развивал представление о структурном единстве и большой древности Индокитайского блока, в пределах которого, по его мнению, все геосинклинали заложились на докембрийской континентальной коре, представляя собой узкие «щели» среди обширных стабильных срединных массивов и древних платформ.

К области дорифейской стабилизации относят большую часть полуостровов Индокитай и Малакка Ю. С. Маймин и его соавторы [9], выделяющие на северо-востоке Южно-Китайскую платформу, границей которой служит зона р. Черной во Вьетнаме, а на западе — Сиамскую платформу, включающую западные и южные районы Лаоса, весь Таиланд, Южный Вьетнам, Восточную Бирму и Западную Малайзию. Эти древние платформы разделены Лаосско-Вьетнамской палеозойской складчатой областью северо-западного простираения. В приведенной схеме не учитывается существование на западе протяженной раннемезозойской складчатой зоны, проходящей через Северо-Западный Лаос, Северный и Центральный Таиланд и Западную Кампучию на полуостров Малакка, которая вряд ли может быть включена в состав древней Сиамской платформы. Ряд исследователей считает, что на западе Индокитая

главная складчатость, заканчивающая геосинклинальное развитие, имела место не в конце триаса, а в середине — конце перми [32], однако ознакомление с их аргументами показывает, что они подменяют реально существующую латеральную последовательность пермских формаций вертикальной, что, по-видимому, и приводит их к ошибочным выводам.

В схемах Ю. Г. Гатинского и др., Т. Кобаяси на западе Индокитая выделяются разновозрастные палеозойские и раннемезозойские геосинклинальные складчатые системы, Лаосско-Вьетнамская система в основном относится к герцинидам, которые по офиолитовому поясу Тханьхоа в юго-западном борту зоны Шонгма граничат с каледонидами, охватывающими территорию Северо-Восточного Вьетнама и Юго-Восточного Китая.

С иных позиций к тектоническому районированию Северо-Восточного Индокитая подходит В. Д. Тьюнг, выделяющий области разновозрастного формирования континентальной коры, образованной: к началу рифея (Южно-Китайская платформа, включая северо-восток СРВ), к началу девона (каледониды Катазии), в раннем — начале среднего палеозоя на месте вторичного раскрытия дорифейской континентальной коры (зоны Фансипан, Шонгма) и в конце триаса на месте повторного раскрытия ранне-среднепалеозойской коры (зона р. Черной). Фактически тот же подход к районированию всего региона, но с более конкретной актуалистической терминологией, наблюдается в опубликованных в последние 5—10 лет трудах К. Барета, Н. С. Бао, Ч. Д. Лыонга, М. Рида, А. Митчела, П. Стауфера, Л. П. Зоненшайна, Ю. Г. Гатинского, С. Синхароя, которые выделяют на юго-востоке Азии стабильные докембрийские кратоны и разделяющие их разновозрастные фанерозойские складчатые пояса, возникшие на месте древних бассейнов океанического типа.

Основные структурные элементы и их морфология. Главные структурные элементы Юго-Восточной Азии большинство исследователей выделяет под разными названиями: относительно стабильные блоки древней континентальной коры и разделяющие их мобильные складчатые зоны. Рис. 6 дает представление о современной структуре региона, условно принимаемой за неподвижную, находящуюся в состоянии покоя и равновесия, в связи с чем она может быть названа современной статической моделью. На ней выделены следующие структурные элементы.

Блоки докембрийской континентальной коры. Их фундамент выходит на поверхность либо перекрыт слабодислоцированными осадочными чехлами. К этой категории структур относятся древние платформы и срединные массивы. Индийская платформа на рассматриваемой территории представлена наиболее восточными выходами пород фундамента, по М. Баласундараму и другим, преимущественно архейскими и нижнепротерозойскими в Восточных Гатах, рифейскими и, возможно, нижнепротерозойскими в выступе Шиллонг на северо-востоке Индии. Фрагмен-

тарные выходы чехла образованы в основном терригенными отложениями верхнепалеозойской гондванской серии. На остальной площади северо-восточная часть Индийской платформы перекрыта верхнекайнозойскими молассами Предгималайского прогиба и Бенгальского конуса выноса. Породами фундамента и чехла платформы сложена и большая часть Гималаев, представляющих собой мощный пакет тектонических пластин, надвинутых к югу (см. рис. 3).

Платформа Янцзы ограничена на западе и на востоке выходами протерозойского (доверхнерифейского) фундамента, образующими соответственно поднятие («ось») Кандин и Цзяннаньскую антеклизу. Чехол на бортах антеклиз сложен синийскими и нижнепалеозойскими карбонатно-терригенными толщами, на удалении от них в основном породами среднего и верхнего палеозоя, среди которых преобладают известняки и угленосные отложения. На севере в районе Чунцина расположена обширная Сычуаньская синеклиза, выполненная в основном мелководными морскими и наземными отложениями верхнего палеозоя и мезозоя мощностью до 12 км в центральной части (при мощности их не более 3—4 км в бортах синеклизы). На отдельных участках в породах чехла развиты укороченные линейные и брахискладки. На крайнем юге платформы у границы с каледонской складчатой областью находится еще одна крупная синклиналиная структура — ограниченный разломами прогиб Юннань-Гуйчжоу, в пределах которого резко возрастает мощность триасовой системы (до 3—5 км и более), представленной морскими отложениями, в том числе относительно глубоководной черносланцевой формации. В бортах этой структуры широко распространены пермские «базальты Эмейшань» [24].

Среди срединных массивов наиболее крупным является Индонийский, занимающий центральную часть п-ова Индокитай. Его дорифейский фундамент выходит на востоке в пределах выступа Контум в Центральном Вьетнаме и прилегающей части Лаоса. Автором ранее высказывалось предположение о гетерогенности фундамента массива и о наличии в его составе нескольких древних блоков, разделенных каледонскими складчатыми сооружениями. В подтверждение таких представлений в последнее время появились данные о развитии меридиональной раннепалеозойской складчатой зоны и офиолитового пояса между выступом Контум и остальной частью массива [8]. Большая западная часть массива перекрыта осадочным чехлом, включающим спорадически распространенные карбонатно-терригенные отложения девона*, карбона и перми, триасовые известково-щелочные вулканиты и более широко развитые породы верхнего триаса, юры, мела, формирующие

* Предположительно рифейские слабометаморфизованные отложения чехла выделяются в отдельных впадинах на выступе Контум, доказанный нижний палеозой не установлен.

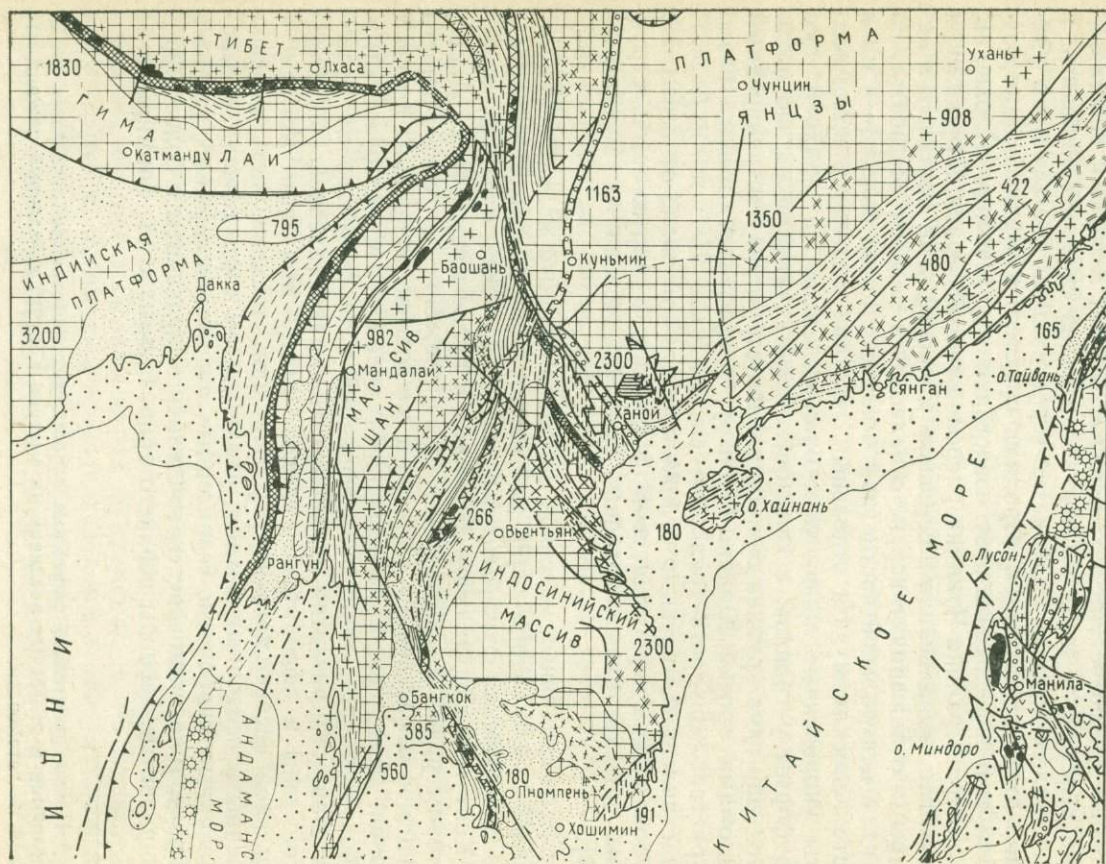
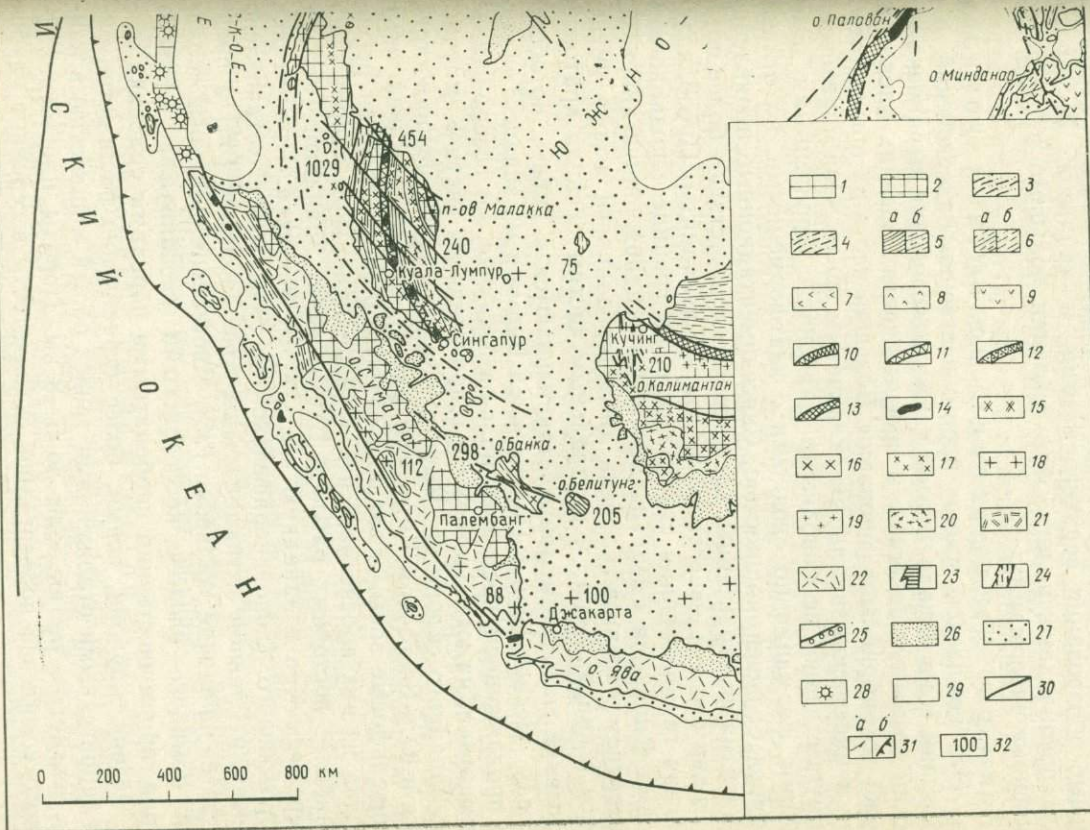


Рис. 6. Современная статическая модель (тектоническая схема) Индо-китайского региона.

1 — блоки докембрийской континентальной коры (древние платформы и срединные массивы); 2 — древние шельфы на докембрийском основании (миогеосинклинальные складчатые зоны); 3—6 — фанерозойские подвижные пояса (эв- и мезогеосинклинальные складчатые зоны); 3 — раннепалеозойские со стабилизацией в конце силура — начале девона, 4 — среднепалеозойские со стабилизацией в карбоне, 5 — позднепалеозойские — раннемезозойские со стабилизацией: а — в позднем триасе, б — в раннем мелу, б — позднемезозойские — кайнозойские: а — со стабилизацией в начале неогена, б — продолжающие активное развитие; 7—9 — зоны развития вулканитов островодужного типа среди подвижных поясов: 7 — раннепалеозойские, 8 — среднепалеозойские, 9 — кайнозойские; 10—14 — зоны тектонического меланжа: 10 — палеозойские, 11 — раннемезозойские, 12 — позднемезозойские, 13 — кайнозойские, 14 — массивы альпидотипных ультрамафитов в зонах меланжа; 15—19 — выходы магматических пород окраинно-континентальных поясов и зон столкновения, преимущественно гранитоидов: 15 — начала — середины среднего палеозоя, 16 — конца среднего палеозоя, 17 — позднего палеозоя, 18 — раннего мезозоя, 19 — кайнозоя; 20 — 22 — то же, преимущественно вулканитов: 20 — позднего палеозоя — раннего мезозоя, 21 — позднего мезозоя, 22 — кайнозоя; 22—25 — некоторые палеорифты и рифты: 23 — палеозойские, 24 — мезозойские, 25 — кайнозойские; 26 — крупные кайнозойские впадины на материке; 27 — современные шельфы; 28 — зоны развития кайнозойских подводных вулканов; 29 — глубоководные котловины и их склоны; 30 — крупные разломы без разделения; 31 — сдвиги (а), надвиги и подвиги (б); 32 — максимальный возраст древних каменных кристаллических пород и гранитоидов, млн. лет

мезозоя, 19 — кайнозоя; 20 — 22 — то же, преимущественно вулканитов: 20 — позднего палеозоя — раннего мезозоя, 21 — позднего мезозоя, 22 — кайнозоя; 22—25 — некоторые палеорифты и рифты: 23 — палеозойские, 24 — мезозойские, 25 — кайнозойские; 26 — крупные кайнозойские впадины на материке; 27 — современные шельфы; 28 — зоны развития кайнозойских подводных вулканов; 29 — глубоководные котловины и их склоны; 30 — крупные разломы без разделения; 31 — сдвиги (а), надвиги и подвиги (б); 32 — максимальный возраст древних каменных кристаллических пород и гранитоидов, млн. лет



синеклизу Корат на востоке Таиланда, где общая мощность мезозойской континентальной толщи достигает 3—4 км. На фоне общего субгоризонтального залегания пород верхней части чехла устанавливаются отдельные брахискладки [49].

Массив Шан охватывает территорию одноименного плато на востоке Бирмы и прилегающую часть КНР (район Баошань). На складчатом рифейском фундаменте здесь залегают породы чехла, представленные мелководными морскими карбонатно-терригенными отложениями всего палеозоя (кроме карбона), триаса, юры общей мощностью более 8 км [27, 28]. В отдельных приразломных впадинах выходят угленосные и красноцветные континентальные образования верхнего мезозоя и кайнозоя. В породах чехла преобладают пологие брахискладки большого радиуса, осложненные разломами.

Зоны развития древних шельфовых комплексов. Эти комплексы имеют преимущественно палеозойский, а в Индонезии и на западе Бирмы также мезозойский и раннекайнозойский возраст и залегают в краевых частях древних блоков на том же докембрийском основании. Большая часть их обычно относится к миогеосинклинальным складчатым зонам. Они образованы преимущественно мелководными карбонатно-терригенными отложениями, формационно сходными с платформенными, но отличающимися большей мощностью. Синседиментационные проявления магматизма не характерны, хотя нередко присутствуют более поздние гранитоиды и известково-щелочные вулканы. Преобладает блоковая германотипная складчатость, на границе с подвижными поясами фанерозоя сменяющаяся на более напряженную линейную с развитием надвигов. Степень дислоцированности всегда уменьшается в направлении к центральным частям древних кратонов.

Древние шельфовые зоны устанавливаются в Тибете, по обоим сторонам массива Шан в Центральной Бирме и на западе Таиланда с продолжением последней на п-ов Малакка, на северо-западе Калимантана, на юге Вьетнама и в прилегающей части Кампучии, вдоль западного склона хр. Чыонгшон в Лаосе, на северо-востоке СРВ и в Юго-Восточном Китае (см. рис. 6). Рассмотрим некоторые палеошельфовые зоны, играющие важную роль в строении региона. Одна из них протягивается в субмеридиональном направлении от наиболее восточных районов Бирмы через Западный Таиланд на перешеек Кра в западную часть п-ова Малакка. Присутствие протерозойского (допозднерифейского?) фундамента установлено на севере в Главной антиклинальной зоне Таиланда [38] и предполагается на западе Малайзии [33]. Миогеосинклинальный складчатый комплекс сложен косослонстыми песчаниками верхнего кембрия, преимущественно карбонатными породами ордовика, силура, девона, карбона, перми, более ограниченно распространенными терригенными отложениями триаса общей мощностью в наиболее прогнутых частях зоны до 5—8 км. Породы миогеосинклинального комплекса подвергались складчатости в середине карбо-

на (на севере зоны), в позднем триасе, в раннем мелу. В Северном Таиланде широко развиты надвиги позднего палеозоя, а центральная и южная части зоны осложнены крупными кайнозойскими сдвигами.

Другая зона протягивается к северо-востоку от Индосинийского массива от плато Сиангкхуанг через Центральный Лаос. Фундамент выходит на небольших изолированных участках и образован кристаллическими породами, сходными с протерозойскими породами выступа Контум [49]. В разрезе карбонатно-терригенных отложений миогеосинклинального комплекса доказано присутствие девонской, каменноугольной и пермской систем. Мощность их, по видимому, не менее 4—5 км. Развитие нижнего палеозоя остается под вопросом. Континентальные красноцветные отложения верхнего триаса и юры приурочены к отдельным впадинам. Миогеосинклинальный комплекс подвергался складчатости в конце силура (на юго-востоке зоны), на рубеже девона и карбона, в позднем триасе. Преобладают линейные складки северо-западного простирания, осложненные продольными надвигами и сбросами.

Еще одна зона развития шельфовых комплексов расположена между платформой Янцзы и Катазиатским подвижным поясом. В продольном направлении она характеризуется заметной структурной неоднородностью. На юго-западе зоны находится крупное изометричное в плане Вьетбакское (Северо-Вьетнамское) поднятие, в ядре которого выходят гранитизированные карбонатно-терригенные отложения рифея. На крыльях поднятия развиты также карбонатно-терригенные отложения нижнего — среднего палеозоя общей мощностью до 5—7 км. Выходы подстилающего допоздне-рифейского фундамента, среди которого установлены нижнепротерозойские породы амфиболитовой фации метаморфизма, известны к западу от поднятия в горсте Шонгхонг, вытянутом вдоль р. Красной, и в ядре антиклинория Фансипан на правом берегу этой реки. К северо-востоку от Вьетбакского поднятия рассматриваемая зона, по Т. К. Хуангу, сложена главным образом породами более высоких горизонтов чехла эпикаледонской параплатформы: девонскими, верхнепалеозойскими, триасовыми общей мощностью до 4—5 км, но по формационному типу они сходны с нижнепалеозойскими. Последние выходят лишь в ядрах отдельных антиклинальных брахискладок, отличаясь от вышележащих более напряженной дислоцированностью. Породы зоны подвергались складчатости и гранитизации в конце рифея (?), в конце силура, в позднем триасе (индосинийские движения) и в середине мела (яньшанские движения) [29]. Широко распространены крупные поперечные разломы.

Фанерозойские подвижные пояса. Эти структуры отвечают эв- и мезогеосинклинальным складчатым зонам в терминологии геосинклинальной концепции. Они представляют собой относительно узкие (от нескольких десятков до 200—300 км) разновозрастные пояса, сложенные терригенными флишевыми, грау-

вакковыми, кремнисто-сланцевыми толщами с проявлениями преимущественно подводного вулканизма основного и среднего состава. Характерна выдержанность разреза по простиранию при резких градиентах мощностей и быстрой смене формаций в поперечном направлении. Широко проявлен региональный метаморфизм, в том числе высоких давлений. Типичны интенсивные альпинотипные дислокации с устойчивой вергентностью, развитием линейных складок, кливажа, надвигов, тектонических покровов (см. рис. 12, 22).

По времени стабилизации — главной складчатости, завершающей геосинклинальное развитие и приводящей к повсеместному формированию коры континентального типа — в исследуемом регионе выделяется ряд разновозрастных подвижных поясов (см. рис. 6 и 7). К числу раннепалеозойских со стабилизацией в конце силура — начале девона относится Катазиатский пояс, огибающий с юга Вьетбакское поднятие и южное окончание платформы Янцзы. Центральную часть пояса занимает протяженный антиклинорий, сложенный породами позднерифейско-кембрийского островодужного комплекса: метаандезитами, измененными граувакками и кремнисто-глинистыми сланцами мощностью более 7 км [29]. К северо-западу и юго-востоку от него расположены синклинории, выполненные ордовикско-силурийскими отложениями континентальных подножий и окраинного моря: главным образом, терригенным флишем с различной примесью вулканического материала общей мощностью до 6 км. Время главной складчатости фиксируется несогласным перекрытием складчатых комплексов нижнедевонской красноцветной молассой и внедрением на обширной площади позднекаледонских гранитов. Узкую полосу вдоль самого побережья, где девонские флишеидные толщи без существенного несогласия сменяют в разрезе ордовикско-силурийские, Т. К. Хуанг относит к герцинидам.

К среднепалеозойским подвижным поясам со стабилизацией в девоне относится Лаосско-Вьетнамский, проходящий вдоль осевой части и восточных склонов хр. Чыонгшон. Он сложен в основном флишевыми, флишеидными и вулканогенными толщами ордовика, а в центральной части также девона общей мощностью 5—7 км, смятыми в протяженные линейные складки с развитием надвигов к юго-востоку. Породы с резким несогласием перекрыты верхнепалеозойскими известняками и терригенными отложениями и вмещают крупные конкордантные тела девонских гранитов [4]. На юго-востоке пояса вблизи северного окончания выступа Контум его стабилизация произошла видимо раньше, в каледонскую эпоху, так как здесь на складчатом нижнепалеозойском комплексе несогласно залегают красноцветные песчаники нижнего девона [8].

Более сложное строение имеет протяженный Центральнотайландский — Восточно-Малаккский пояс, пересекающий территорию региона с севера на юг. Краевые части его

стабилизировались еще в позднем палеозое, в герцинскую эпоху. Примером может служить район Чианграй на севере Таиланда, где флишевые, граувакково-кремнистые и андезито-базальтовые толщи силура, девона, нижнего карбона смяты с развитием линейных складок и шарьяжей и несогласно перекрыты красноцветами верхнего карбона и перми [22]. Несколько позже имели место движения на востоке п-ова Малакка, где вулканогенно-кремнистые толщи карбона, нижней и низов верхней перми интенсивно дислоцированы, метаморфизованы, прорваны позднепермскими редкометалльными гранитами и перекрыты предположительно нижнетриасовыми красноцветными конгломератами [20, 43]. В то же время в центральных частях пояса: на северо-западе Лаоса, в зоне Уттарадит Северного Таиланда, в восточных предгорьях Главного хр. п-ова Малакка отмечены непрерывные разрезы пермских и триасовых глубоководных отложений, подвергшихся складчатости в начале позднего триаса и несогласно перекрытых верхнетриасово-юрскими молассами. Следовательно, в целом этот пояс является позднепалеозойским — раннемезозойским со стабилизацией в позднем триасе.

В позднем мезозое, скорее всего в раннем мелу, произошла стабилизация другого позднепалеозойского — раннемезозойского подвижного пояса — В о с т о ч н о - Б и р м а н с к о г о, протягивающегося к западу от массива Шан и вдоль восточного побережья Андаманского моря. Здесь развиты мощные терригенные флишевые, граувакковые и вулканогенные толщи верхнего палеозоя, триаса, юры, смятые в линейные складки, осложненные надвигами, прорванные позднемеловыми гранитами и перекрытые предположительно верхнемеловыми красноцветными отложениями [27, 28]. Большая часть структур этого пояса находится под кайнозойскими осадками впадины Иравади и шельфа Андаманского моря.

Среди позднемезозойских — кайнозойских подвижных поясов выделяются два типа: со стабилизацией в начале неогена и продолжающие активное развитие. К первому из них относятся зона Гималаев Тетиса на границе Индии и КНР и Северный Калимантан. В обеих зонах развиты флишевые комплексы палеогена мощностью до 10—15 км, залегающие на абиссальных вулканогенно-кремнистых меловых сериях и подвергшиеся интенсивной линейной складчатости в начале миоцена, что фиксируется несогласным перекрытием их миоценовыми молассами [31, 36]. Активное тектоническое развитие до настоящего времени продолжается в З а п а д н о - Б и р м а н с к о м и З о н д с к о м подвижных поясах (см. следующий раздел).

Таким образом, большинство осадочных формаций подвижных поясов принадлежит к СФК континентальных склонов и подножий и окраинных морей на коре океанического типа. На тектонической схеме (см. рис. 6) особым знаком выделены также упоминавшиеся выше островодужные серии вулканитов основного и среднего со-

става, маркирующие положение современных и ископаемых вулканических островных дуг.

Другим важным элементом строения подвижных поясов являются выходы пород офиолитовой ассоциации, включающей альпийские ультрамафиты, габброиды и габбро-амфиболиты, измененные толеитовые базальты, глинисто-кремнистые океанические осадки. Эти породы обычно раздроблены и тектонически перемешаны с вмещающими осадочными отложениями в зонах тектонического меланжа или залегают поверх различных образований в аллохтонных пластинах. Крупнейшие офиолитовые пояса протягиваются в Индокитае из центральных частей Азии: кайнозойский шов Инд—Цанпо, продолжающийся в Араканский пояс Бирмы, пояс Верхняя Янзцы—Айлаошань с его продолжением в пояс Уттарадит в Таиланде и пояс Бентонг на п-ове Малакка (ранний мезозой). Более фрагментарно представлены кайнозойская «линия Лупар» на Калимантане, позднемезозойские пояса на севере Бирмы (район жадетовых рудников) и в Центральном Тибете, среднепалеозойский «шрам Тханьхоа» во Вьетнаме и другие. Все эти структуры отвечают разновозрастным зонам коллизии.

На тектонической схеме показаны также участки выходов магматических пород окраинно-континентальных вулкано-плутонических поясов и зон столкновения, представленных гранитоидами и известково-щелочными вулканитами (зоны сопряженной активизации и субсеквентного магматизма). Они приурочены к окраинам блоков докембрийской континентальной коры или к участкам более ранней стабилизации в подвижных поясах. Крупнейшими среди этих структур являются позднемезозойские Бирмано-Малайский и Катазиатский пояса, а также позднемезозойский — раннекайнозойский Трансгималайский пояс [36]. Фрагменты более древних поясов сохранились в Катазии, на выступе Контум, в хр. Чыонгшон, на севере Таиланда, на востоке п-ова Малакка и в других районах.

Существенную роль в строении Индокитайского региона играют рифтогенные структуры, развитые среди более древней континентальной коры. Их характерными чертами являются ограниченность разломами, резкое увеличение мощности отложений соответствующего возраста в центральных частях и развитие специфических магматических формаций на предрифтовой и собственно рифтовой стадиях. Некоторые палеорифты и рифты вынесены на тектоническую схему. Это палеозойские зоны Фунгы и Коксо на севере Вьетнама, мезозойские палеорифты Шонгда (зона р. Черной), Дьенбьен-Самныа, Шонгхиен-Антъяу во Вьетнаме, Семангол на западе п-ова Малакка, Бау на Калимантане и ряд кайнозойских структур.

Анализ статической модели позволяет сделать следующие выводы.

Блоки докембрийской континентальной коры (древние кратоны) вместе с прилегающими участками развития осадочных комп-

лексов палеозойских шельфов (многоэосинклиналей), для которых установлено или предполагается залегание на том же кристаллическом основании, занимают большую часть территории юго-востока Азии. Они могут быть сгруппированы в пять более крупных древних континентальных фрагментов, охватывающих: Индостан и Гималаи, Южный Тибет, Южный Китай и Северо-Восточный Вьетнам, Восточную Бирму, Западный Таиланд и запад п-ова Малакка и центральные районы п-ова Индокитай.

Эти континентальные фрагменты представляют собой наиболее длительно существующие и тектонически устойчивые в фанерозое структурные элементы. При этом имеется в виду их устойчивость во времени, а не в пространстве, в котором они, как будет показано в дальнейшем, претерпевали значительные латеральные перемещения.

Значительно меньшую часть площади занимают фанерозойские подвижные пояса, разделяющие древние блоки. В этом отношении был совершенно прав М. В. Муратов, подчеркивавший резкое преобладание в Индокитае докембрийской континентальной коры. Однако, судя по интенсивности и типу дислокаций, именно в пределах подвижных поясов происходила основная релаксация тектонических напряжений фанерозоя. Почти в каждом из них отмечены выходы пород офиолитовой ассоциации, тектонически внедрившихся в фанерозое, и не известны выходы докембрийских кристаллических образований. Этот факт позволяет предположить, что осадки в подвижных поясах накапливались на качественно ином фундаменте по сравнению с разновозрастными шельфовыми и внутриконтинентальными комплексами, с которыми они часто связаны латеральными фаціальными переходами. В самых молодых — позднекайнозойских — поясах такой вывод подтвержден геофизическими данными, указывающими на их формирование на коре переходного и океанического типов.

Судя по цифрам радиологического возраста кристаллических пород и гранитоидов, грубо приближенно отвечающим возрасту континентальной коры, на юго-востоке Азии с конца докембрия происходило последовательное обрастание древних континентальных ядер (аккреция). Вместе с тем нигде во внутренних частях региона (за исключением шва Инда и Араканского пояса) неизвестна кора моложе раннего мезозоя. Подавляющее большинство участков развития среднемеозойской и более молодой континентальной коры приурочено к периферии материка и переходной зоне. Той же закономерности подчиняется распределение фанерозойских вулканоплутонических поясов. Те из них, что были сформированы в палеозое и начале мезозоя, расположены во внутренних районах континента, протягиваясь параллельно разновозрастным подвижным поясам (эвгеосинклинальным складчатым зонам). В то же время большинство позднемеозойских и кайнозойских вулканоплутонических поясов приурочено к современным континенталь-

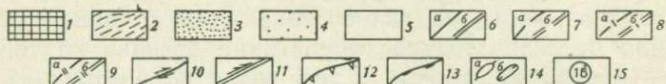
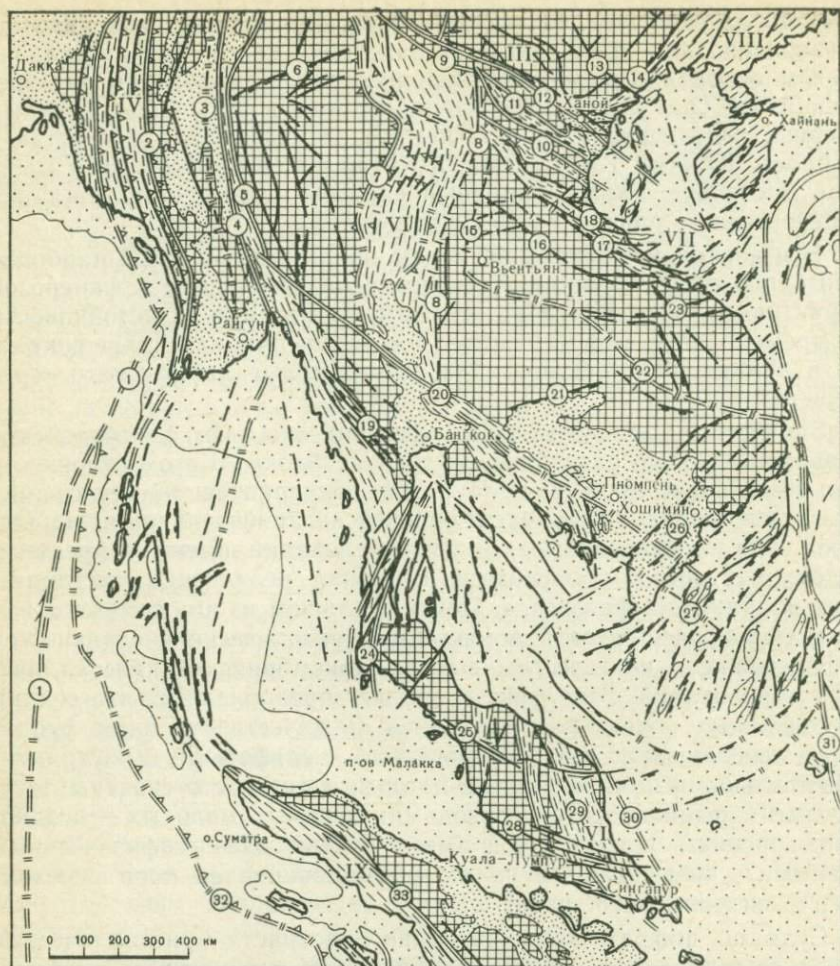


Рис. 7. Схема разломной тектоники Индокитайского региона. Составили Ю. Г. Гатинский, Ю. Г. Зорина, А. А. Чистяков.

Основные структурные элементы: 1 — блоки докембрийской континентальной коры (древние платформы, срединные массивы и палеозойские и мезозойские миогеосинклинальные зоны); 2 — фанерозойские подвижные пояса (эв- и мезогеосинклинальные зоны); 3 — крупные позднекайнозойские наложенные впадины на континенте; 4 — современные шельфы; 5 — глубоководные котловины и их склоны; разломы, установленные и предполагаемые (а — коровые, б — мантийно-коровые); 6 — по геолого-геофизическим данным; 7 — по геоморфологическим данным; 8 — по космогеологическим данным; 9 — по сумме данных; кинематические типы разломов: 10 — сдвиги; 11 — трансформные разломы; 12 — надвиги; 13 — сбросы (эти знаки комбинируются со знаками 6—9); 14 — локальные новейшие структуры, выраженные в рельефе морского дна (а — положительные, б — отрицательные); 15 — номера разломов. Блоки докембрийской континентальной коры: I — Шанский, II — Индосинийский, III — Северо-Вьетнамский; фанерозойские подвижные пояса: IV — Западно-Бирманский, V — Восточно-Бирманский, VI — Центральнотонландский — Восточно-Малаккский, VII — Лаосско-Вьетнамский, VIII — Катазатский, IX — Зондский. Разломы и зоны разломов: 1 — Девяностого градуса, 2 — Аракан-Йома, 3 — Пегу-Йома, 4 — Саганг, 5 — Панда-

ным окраинам, обнаруживая при этом заметное совпадение с их простираем.

Разрывные нарушения. Многочисленные дизъюнктивные нарушения Индокитайского региона могут быть сгруппированы в четыре главные системы (рис. 7). Наиболее четко выражена система разломов северо-западного простираения, изменяющегося на севере и западе региона на северо-северо-западное. Многие из них имеют протерозойское заложение, например разломы Северного и Центрального Вьетнама, ограничивающие блоки древней континентальной коры. Движения по разломам неоднократно возобновлялись на протяжении геологической истории, а по некоторым (12, 20) * продолжают в настоящее время, что доказывается распределением эпицентров землетрясений и другими геолого-геофизическими данными. В морфокинематическом отношении среди разломов этой системы преобладают крупные сбросы и сдвиги.

Система разрывных нарушений северо-восточного простираения наиболее отчетливо выделяется на юго-востоке КНР и на прилегающем шельфе, а также на юге СРВ. Это разломы преимущественно позднепротерозойского или раннепалеозойского заложения, в основном сбросы, нередко возобновлявшие свою активность в мезозое. На современном этапе движения по большинству из них не происходят или крайне ослаблены (некоторые поперечные разломы Ханойской и Меконгской наложенных впадин, по которым установлено ступенчатое погружение блоков фундамента). На севере СРВ большая активность северо-западных разломов по отношению к северо-восточным выражена в современных геофизических полях.

Достаточно четко устанавливается также система субмеридиональных разломов, иногда немного отклоняющихся к востоку или к западу. Это преимущественно крупные сдвиги и трансформные разломы, реже надвиги. Рассматриваемая система моложе двух предыдущих. Большинство субмеридиональных нарушений заложилось в мезозое или раннем кайнозое и отчетливо смещает более древние разломы. В Таиландском (Сиамском) заливе разломы субмеридионального простираения ограничивают ряд горстов и грабенов, контролирующих осадконакопление в кайнозойских прогибах. Более древние погребенные субмеридиональные разломы выявил Фам Кхоан (1983 г.) в фундаменте миогеосинклинальной складчатой зоны Северо-Восточного Вьетнама.

* Здесь и далее в скобках указаны номера разломов на рис. 7.

унг. 6 — Северо-Шанский, 7 — Бирмано-Лаосский, 8 — Лайтяу — Пхетчабун, 9 — Верхняя Янцзы — Айлаошань, 10 — Тханьхоа, 11 — Шонгда (р. Черной), 12 — Шонгхонг (р. Красной), 13 — Каобанг, 14 — Куангнинь, 15 — Вангвиенг, 16 — Сиангкхуанг — Меконг, 17 — Осевой Чыонгшонский, 18 — Шонгда, 19 — Трех Пагод, 20 — Трансидокитайский (Менам — Меконг), 21 — Дангрек, 22 — Пхупхан — Ванфонг, 23 — Кхеммарат — Дананг, 24 — Ранонг, 25 — Бокбак, 26 — дельты Меконга, 27 — Кампот — Камау, 28 — Куала-Лумпур, 29 — Лебир, 30 — Восточно-Малайский, 31 — Хайнань — Натуна, 32 — Зондско-Ассамский, 33 — Семанко

Наименее распространенной и, по-видимому, самой молодой является система субширотных разрывных нарушений, представленная неотектоническими уступами, сбросами, реже сдвигами на континенте и шельфе.

По глубине проникновения и положению в литосфере разломы региона разделены на мантийно-коровые и коровые. Среди первых устанавливаются транслитосферные и литосферные, являющиеся отражением крупнейших неоднородностей в строении верхних слоев нашей планеты. Под транслитосферными разломами понимаются разрывные нарушения, пересекающие всю геологически однородную верхнюю оболочку Земли и уходящие корнями в слой пониженной вязкости — астеносферу. Примерами таких разломов являются современные зоны ВЗБ, устанавливаемые по развитию глубоководных землетрясений (32), их ископаемые аналоги с развитием офиолитовых поясов и зон меланжа (2, 9) и крупные трансформные разломы (1). Все они являются структурами первого порядка протяженностью более 1000 км, четко фиксируются в геофизических полях, контролируют развитие различных магматических образований и оказывают решающее влияние на характер осадконакопления и взаимоотношение блоков континентальной и океанической коры.

Литосферные разломы — нарушения, пересекающие всю земную кору и уходящие корнями ниже раздела Мохо, в верхнюю мантию, но, по-видимому, не выходящие за пределы литосферы, судя по глубине фокусов связанных с ними землетрясений. Эти разломы устанавливаются, в первую очередь, по развитию продуктов глубинного магматизма основного состава, в частности щелочных базальтоидов. Они возникли при крупных расколах континентальных блоков и формировании рифтовых систем и континентальных окраин (4, 11, 12). Возможно к этой же группе относятся наиболее протяженные внутриконтинентальные сдвиги, по которым перемещались относительно друг друга отдельные части литосферных плит (20, 24). Как правило, все это структуры первого, реже второго порядка.

Разломы коровые могут быть разделены на дизъюнктивные структуры фундамента и чехла (или только фундамента), пересекающие большую часть земной коры (8, 17, 25), и чехла, нарушающие только осадочную оболочку (21). Те и другие отражают неоднородности в строении коры, причем первые из них (кроме сдвигов) контролируют большинство проявлений существенно корового известково-щелочного магматизма. Для коровых разломов характерны более скромные размеры, они относятся ко второму и более мелким порядкам, как и геологические структуры, которые они осложняют: антиклинории, синклинории, небольшие массивы, впадины, поднятия. В частности, к разломам чехла принадлежит большая часть разрывных нарушений, выявленных с помощью различных геофизических методов на прилегающих к п-ову Индокитай шельфах.

Особенности пространственного размещения полезных ископаемых

Вслед за выявлением с помощью статической модели основных структурных элементов возникает вопрос о характере связи с ними проявлений главнейших рудных полезных ископаемых. Априори можно думать, что эта связь должна быть прямой: каждый крупный элемент характеризуется присущим ему специфическим набором полезных ископаемых, а родственные в генетическом отношении структуры имеют близкую металлогеническую специализацию. Именно к таким выводам приходили исследователи, анализирувавшие металлогению Индокитая с позиций геосинклинальной гипотезы [10]. Однако реальная картина с учетом более полных современных данных оказывается значительно сложнее.

Многие геологи подчеркивают отчетливое поясное расположение проявлений и месторождений рудного сырья Юго-Восточной Азии [11, 20, 28, 34, 36, 48]. На основании этих данных в регионе могут быть выделены конкретные металлогенические пояса (рис. 8). Крупнейшими среди них являются: Западно-Бирманский — Зондский с меднопорфировыми, золото-серебряными и вулканогенного генезиса свинцово-цинковыми месторождениями; один из богатейших в мире Бирмано-Малайский редкометалльный пояс; Циркум-Индосинийский с преимущественно скарных месторождениями железа, меди, свинца и проявлениями других металлов (выделен впервые автором и И. В. Виноградовым в 1976 г.); Катазиатский с олово-вольфрам-молибденовой специализацией; Восточно-Филиппинский с меднопорфировыми, золото-серебряными, медно-колчеданными месторождениями и многочисленными проявлениями марганца, хромитов, никеленосных кор выветривания. На пересечении нескольких поясов расположена уникальная по набору полезных компонентов Северо-Вьетнамская рудная провинция с разновозрастными месторождениями и проявлениями олова, вольфрама, железа, свинца, хромитов, сурьмы, ртути, с медно-золотым и сульфидным медно-никелевым оруденением, бокситами, метаморфизованными фосфоритами.

При сопоставлении металлогенических поясов с главнейшими структурными элементами нетрудно видеть, что непосредственная пространственная корреляция имеется только с некоторыми наиболее молодыми окраинно-континентальными магматическими поясами, например Западно-Бирманским — Зондским. Но уже для такой, казалось бы, единой в тектоническом отношении структуры, как Филиппинская дуга, наблюдается заметное различие в металлогении ее западной и восточной частей. С более древними структурами корреляция практически отсутствует: металлогенические пояса нередко пересекают их, переходя со стабильных древних блоков в подвижные области. Более того, в пределах одного и того же пояса часто пространственно совмещены рудопроявления, формирующиеся при совершенно различных тектонических

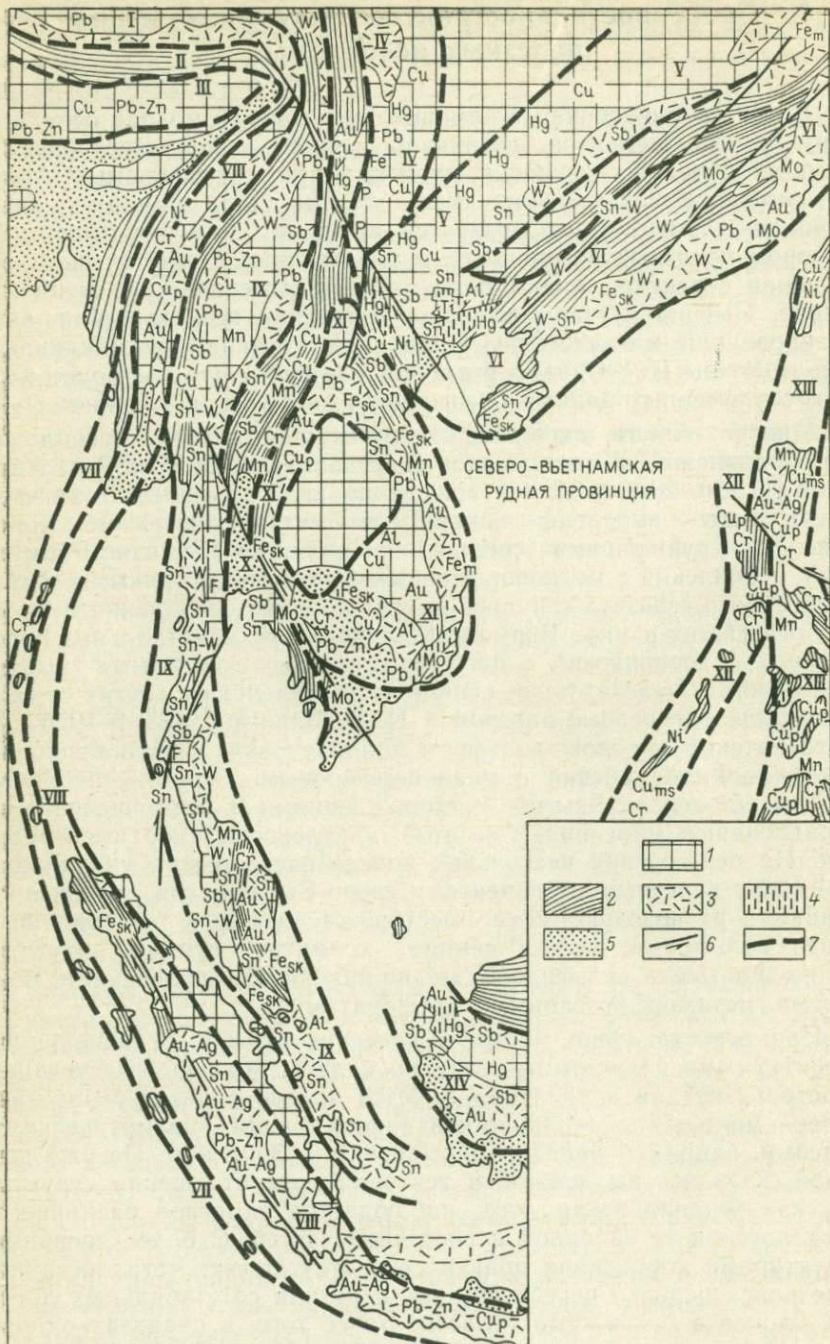


Рис. 8. Схема главнейших металлогенических поясов Индокитайского региона. По материалам из работ [4, 10, 11, 14, 20, 28, 29, 34, 36, 48].

1 — области развития дофанерозойской континентальной коры; 2 — подвижные пояса фанерозоя; 3 — окраинно-континентальные тектоно-магматические пояса; 4 — континентальные рифты; 5 — крупные кайнозойские впадины; 6 — региональные сдвиги; 7 — границы металлогенических поясов; химические символы обозначают проявления и месторождения руд соответствующих металлов и неметаллов; типы руд: ms — массивные сульфидные, p — порфировые, sk — метасоматические (скарны), m — метаморфогенные. Металлогенические пояса: I — Трансгималайский, II — Индский, III — Гималайский, IV — Кам-Юньнаньский, V — Юньнань — Гуйчжоу, VI — Катазиатский, VII — Араканско-Андаманский, VIII — Западно-Бирманский — Зондский, IX — Бирмано-Малайский, X — Центральнотаиландский, XI — Циркум-Индосинийский, XII — Западно-Филиппинский, XIII — Восточно-Филиппинский, XIV — Западно-Калимантанский

режимах. Так, на севере СРВ практически в пределах одной рудной провинции и в непосредственной близости друг от друга находятся относящиеся к одному тектоническому циклу геосинклинальные проявления хромитов, синорогенные скарновых железных руд, платформенные сульфидных медно-никелевых руд и т. д. При этом вопреки всем классическим канонам платформенные проявления во времени сменяются свинцово-цинковым оруденением в эффузивах, типичным для орогенного этапа.

Несколько теснее связь распределения полезных ископаемых с разрывными нарушениями. Большинство мантийно-коровых разломов контролирует размещение оруденения, приуроченного к ультраосновным и основным магматическим породам (хромиты, никелевые, железные, медноколчеданные руды). С крупными коровыми разломами связаны проявления оловянного, вольфрамового, полиметаллического, меднопорфинового оруденения, тяготеющего к продуктам известково-щелочного магматизма. Наложенные впадины на континенте и прогибы на шельфе, выполненные мощными комплексами существенно терригенных осадков и ограниченные системами сбросов, являются в Юго-Восточной Азии основными участками скопления углеводородов. Однако подобные связи слишком общи.

Таким образом, простое сопоставление схемы распределения полезных ископаемых Индокитайского региона с тектонической схемой не дает ответа на вопрос о закономерностях этого распределения. Для того чтобы разобраться в пространственных и временных особенностях размещения минеральных ресурсов региона и установить, каким путем возникли современные сложно построенные металлогенические пояса, объединяющие проявления оруденения различного типа, необходимо проанализировать геологическую эволюцию территории Индокитая по отдельным временным срезам.

СОВРЕМЕННАЯ ГЕОКИНЕМАТИКА

Поскольку в основе принятой методики латерального структурно-формационного анализа лежит принцип актуализма, вначале следует уяснить, какие тектонические процессы протекают в Юго-Восточной Азии в настоящее время или, в более широком смысле, на среднемиоцен-четвертичном временном срезе, начав-

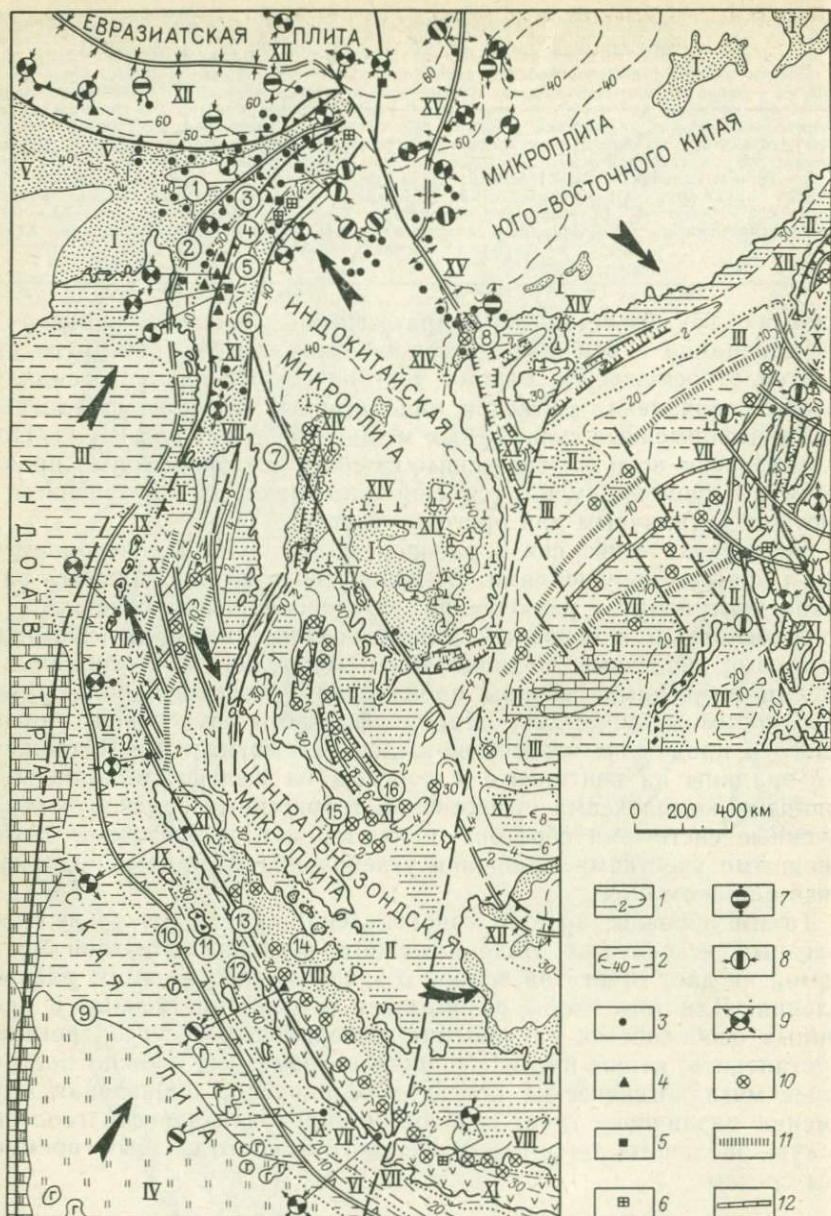


Рис. 9. Современная геокинематическая модель Индокитайского региона (структурно-формационная схема среднемиоцен-четвертичного временного среза — 20—0 млн. лет).

1 — изопахты верхнекайнозойских отложений на шельфах и континентальных склонах в км; 2 — изопахты коры в км; эпицентры землетрясений с глубиной очагов: 3 — менее 70 км; 4 — 70—100 км; 5 — 100—150 км; 6 — более 150 км; результаты решения фокальных механизмов в очагах землетрясений: 7 — растяжение, 8 — сжатие, 9 — сдвиг; 10 — точки с

повышенными значениями теплового потока ($> 7,6 \cdot 10^{-2}$ Вт/м²); 11 — границы выходов океанической коры, новообразованной в кайнозое в Южно-Китайском и Андаманском окраинных морях; 12 — ныне неактивная ось кайнозойского спрединга в Южно-Китайском море. Остальные условные обозначения см. рис. 10

шемся около 20 млн. лет назад. С этой целью обратимся к современной кинематической модели и сводной легенде (рис. 9, 10).

На юго-востоке Азии происходит сочленение трех крупнейших сегментов земной коры: континентального Евразийского и двух океанических, охватывающих площади Индийского и Тихого океанов. Юго-западная граница континента с Индийским океаном маркируется краем шельфа и континентальным склоном, протягиваясь вдоль Зондского архипелага. Она подчеркнута резкой сменной типа коры от океанического (8—10 км) на континентальный

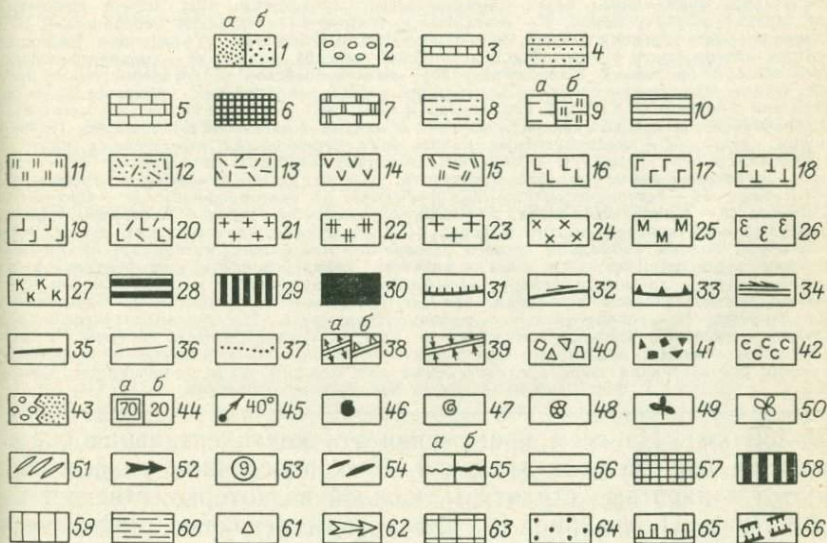


Рис. 10. Сводная легенда структурно-формационных схем временных срезов, формационных колонок, палеопрофилей и геокинематических реконструкций Индокитайского региона.

I—XV — структурно-формационные комплексы (СФК): I — внутренних эпиконтинентальных бассейнов, II — шельфов, III — континентальных склонов, подножий и глубоководных частей подводных дельт, IV — глубоководных котловин бассейнов океанического типа, V — чередовых прогибов на континентальной коре, VI — глубоководных желобов, VII — тыловых и междуговых прогибов на коре переходного и океанического типов, включая окраинные моря, VIII — тыловых и междуговых прогибов на континентальной коре, IX — невулканических (внешних) дуг и подводных террас (комплексе субдукции), X — вулканоплутонических дуг на коре переходного и океанического типов, XI — вулканоплутонических дуг на континентальной коре, включая окраинно-континентальные тектоно-магматические пояса, XII — поясов столкновения, XIII — межгорных впадин орогенных областей, XIV — предрифтовой переработки континентальной коры, XV — континентальных рифов. Формации и группы формаций: 1 — преимущественно наземные терригенные с преобладанием песчано-глинистых пород; а — сероцветных, б — красноцветных и пестроцветных, 2 — наземная и прибрежно-морская терригенная с преобладанием грубообломочных пород, 3 — наземная бокситоносных кор выветривания, 4 — мелководные морские терригенные и карбонатно-терригенные, 5 — мелководные морские терригенно-карбонатные и карбонатные, включая оолитовые известняки, 6 — рифовые известняки, 7 — пелитические известняки умеренных и значительных глубин, 8 — флишеидная терригенная и карбонатно-терригенная различных глубин, 9 — глубоководная флишевая; а — терригенная, б — кремнисто-терригенная

ная, 10 — преимущественно глубоководная черносланцевая (эвксинная), 11 — глубоководная глинисто-кремнистая, 12 — различных глубин морская вулканогенно-осадочная преимущественно с кислыми туфами, 13 — известково-щелочных вулканитов преимущественно кислого состава (риолиты, дациты, туфы), 14 — известково-щелочных вулканитов преимущественно среднего состава (андезиты, андезит-базальты, в островодужных комплексах иногда совместно с толентовыми базальтами повышенной калийности), 15 — вулканитов повышенной щелочности кислого и среднего составов (ортофирры, трахиты, комендиты), 16 — трапповая (континентальные толенты, диабазы), 17 — низкокальциевых океанических толентов, 18 — щелочных и щелочных оливиновых базальтов кали-натрового ряда (трахибазальтовая), 19 — щелочных базальтоидов калиевого ряда (шошонитовая), 20 — группа вулканических формаций контрастной (бимодальной) ассоциации, 21 — преимущественно калиевых редкометалльных гранитов, включая литий-фтористые, 22 — гранитоидов повышенной щелочности, 23 — гранит-гранодиоритовая кали-натрового ряда, 24 — существенно натровая габбро-гранодиорит-плагιοгранитная, 25 — монзонит-диоритовая кали-натрового ряда, 26 — щелочных интрузий кали-натрового ряда, 27 — щелочных интрузий калиевого ряда, 28 — дифференцированных основных — ультраосновных интрузий, 29 — габбро-амфиболитовая (III слой океанической коры), 30 — альпинотипных ультрамафитов (фрагменты верхней мантии); разрывные нарушения: 31 — сбросы, 32 — сдвиги, 33 — надрывы, 34 — трансформные разломы, 35 — без уточнения типа; границы: 36 — выходов формаций, 37 — СФК, 38 — литосферные плиты: а — дивергентные, б — конвергентные с выходом на поверхность зон ВЗБ, 39 — швы столкновения (тектонические сuture); 40 — осадочный меланж, включая скальные глины, олистостромы, дикий флиш, галечниковые аргиллиты; 41 — тектонический меланж; 42 — соленость осадочных формаций; 43 — латеральные переходы между разновозрастными формациями; 44 — радиометрические определения, млн. лет: а — отвечающие или близкие возрасту пород, б — связанные с тектоно-магматической переработкой и омоложением более древних пород; 45 — палеомагнитные векторы с указанием палеоширот; находки палеозойской и мезозойской ископаемой морской фауны: 46 — среднеевропейской и казахстанской провинций Палеотетиса, 47 — южноевропейской и средневосточной провинций Тетиса, 48 — «тетической» с элементами восточно-европейской — арктической и тихоокеанской провинций; находки ископаемой флоры: 49 — позднепалеозойской катазиатской, 50 — раннемезозойской хонгайской и близкой к ней; 51 — линейная складчатость (только на данном срезе), 52 — предполагаемые направления перемещения литосферных плит; 53 — местоположение на схемах и номера формационных колонок; на колонках: 54 — угленосность осадочных формаций, 55 — несогласия: а — локальные угловые, б — региональные структурные; 56 — тектонический контакт формаций, на палеопрофилях: 57 — континентальная кора, 58 — океаническая кора, 59 — верхняя мантия в пределах литосферы, 60 — астеносферный слой верхней мантии и коры, 61 — оси вулканоплутонических дуг, 62 — предполагаемый подъем аномально легкого разогретого мантийного материала; на геокинематических реконструкциях: 63 — области развития дофанерозойской континентальной коры, включая шельфы древних платформ, 64 — фанерозойские шельфы на палеозойском и мезозойском континентальном основании, 65 — внутрилитные или «пассивные» континентальные окраины, 66 — континентальные рифты. *Примечание.* На геокинематических реконструкциях активные границы литосферных плит и трансформные разломы показаны сплошными линиями, неактивные — прерывистыми. Вдоль боковых рамок схем геокинематических реконструкций даны предполагаемые для каждого этапа палеошироты; мощность формаций на колонках показана в километрах

(25—30 км). На всем протяжении эта континентальная окраина является тектонически активной. В ее поперечном разрезе выделяются конкретные структуры, каждой из которых отвечает свой СФК (рис. 11, см. рис. 1). Рассмотрим основные геофизические характеристики этого латерального ряда. На скоростном разрезе (второй снизу на рис. 1) можно видеть, что резкое увеличение мощности коры под внутренним склоном желоба и невулканической дугой происходит в первую очередь за счет слоя со скоростями 4,7—5,9 км/с, отвечающего верхней части океанического фундамента, по-видимому, вместе с уплотненными осадками. Здесь же сконцентрировано большинство эпицентров землетрясений, решение фокальных механизмов из которых указывает на преобладание сжатия в направлении, перпендикулярном простиранию желоба [17]. Некоторые из этих решений вынесены на кинематическую модель (см. рис. 9), но общее количество их, конечно, несомненно больше. Гипоцентры землетрясений образуют сейсмофокальную зону (см. нижний разрез на рис. 1), погружающуюся в направлении континента до глубин около 200 км. С внутренним склоном желоба совпадает также гравитационная аномалия до -10^{-3} м/с² в редукции Фая и локальное повышение тепло-

вого потока до $10,5 \cdot 10^{-2}$ Вт/м². Последнее, по С. Уеда, связывается с эффектом трения погружающейся плиты.

Вулканическая дуга характеризуется слабыми положительными гравитационными аномалиями и устойчивым повышением теплового потока до $13,4—37,0 \cdot 10^{-2}$ Вт/м² [17]. В целом приведенный ряд интерпретируется как результат конвергенции Индо-Австралийской и Евразийской литосферных плит с субдукцией океанической плиты под континентальную. Надвиговая природа Ментавайской невулканической дуги в районе о. Ниас подтверждена результатами сейсмических исследований МОВ и бурения [41].

Работами Р. Верма и др. установлено продолжение зоны конвергенции плит на север, в район Предараканского прогиба и Индобирманских хребтов, т. е. в пределы континента. В структурном отношении этот район весьма сходен с современной активной окраиной (рис. 12, см. рис. 1). Главное отличие заключается в том, что на месте океанической плиты расположен Индийский кратон, вплотную придвинутый к краю Евразии и близкий к столкновению с ней. Далее к западу на восток последовательно выделяются: континентальный аналог желоба — Предараканский прогиб, аналог невулканической дуги — Араканский антиклинорий с интенсивно тектонизированным и надвинутым к западу флишем континентального склона и подножия и фрагментами океанической коры в офиолитовом поясе, аналог междугового прогиба — молассовый бассейн Иравади, аналог вулкано-плутонической дуги — вулканическое поднятие хр. Пегу-Йома, извержения лав известково-щелочной серии на котором продолжались до исторического периода.

Амплитуда перемещения по надвигам у восточного борта Предараканского прогиба, измеренная в обнажениях, превышает 30 км. Движения начались не ранее 5 млн. лет назад, так как надвиганием охвачены молассы верхов плиоцена [2]. Отсюда устанавливается скорость конвергенции плит порядка 0,6 см/год, сопоставимая со скоростями спрединга в современных микроокеанических бассейнах типа Красного моря (Л. П. Зоненшайн и др.). Наблюдается удовлетворительное совпадение масштабов прогибания соответствующих структур в обоих пересечениях, устанавливаемых для Индобирманских хребтов по мощностям осадков (см. рис. 11). На севере, где океаническая кора уже полностью просубдуцировала и погружена в мантию, фрагментарно сохраняясь только в меланже офиолитового пояса, конвергенция плит продолжается в континентальных условиях, в связи с чем в прогибах преобладают наземные молассы.

Современная тектоническая активность северо-запада региона подтверждается геофизическими данными. Основная часть эпицентров землетрясений сосредоточена у восточного борта Предараканского прогиба и в хр. Аракан-Йома, гипоцентры их закономерно углубляются к востоку от 30—70 до 150—200 км (см. рис. 9), образуя зону ВЗБ, падающую в направлении плато Шан. Решение фокальных механизмов большинства землетрясений дает

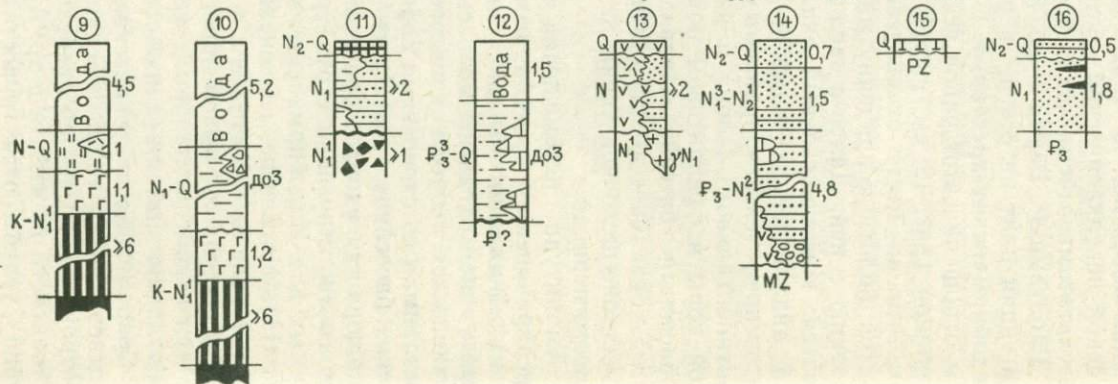
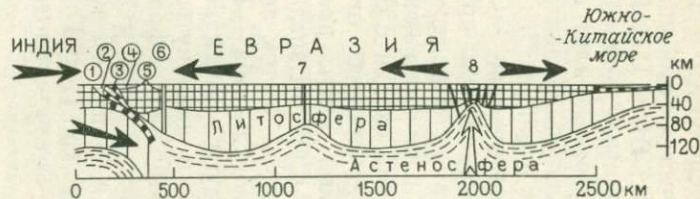
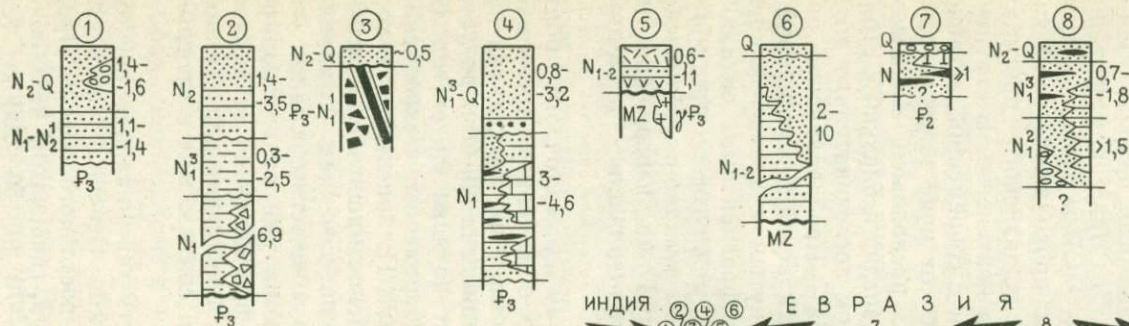


Рис. 11. Формационные колонки среднемиоцен-четвертичного временного среза.

1 — Индия, Южный Ассам — крайняя часть кратона пододвигающейся плиты (форланд) [2, 18]; 2 — Индо-Бирманские хребты, районы Чин, Мизорам — передовой (краевой прогиб [2, 18]; 3 — Индо-Бирманские хребты, районы Манипур, Нага — невулканическая дуга (эвгеоантиклинальная складчатая зона) [2, 18, 23]; 4 — Западная Бирма, западная часть бассейна Иравади — междуговой прогиб (миогеоинклиналь) [2, 18]; 5 — Центральная Бирма, хр. Пегу-Йома — вулcano-плутоническая дуга (мезгеосинклиналь?) [2, 28]; 6 — Центральная Бирма, бассейн Ситаун — тыловой прогиб (миогеоинклиналь?) [44]; 7 — Северный Таиланд, районы Мэсот, Лампанг — кратон надвигающейся плиты (хинтерланд) и зона предрифтовой переработки (автономной активизации) [19]; 8 — Северный Вьетнам, нижнее течение р. Хонгха (Красной) — внутриконтинентальный рифт (тафрогеосинклиналь?) [4]; 9 — Индийский океан вблизи о. Суматра — пододвигающаяся океаническая плита (таласократон) [17, 31]; 10 — Зондский глубоководный желоб (эвгеосинклиналь) [17, 41]; 11 — о. Ниас — невулканическая дуга (эвгеоантиклиналь) [17, 41]; 12 — пролив Ментавай — междуговой прогиб (миогеоинклиналь) [17, 31]; 13 — Западная Суматра — вулcano-плутоническая дуга (мезгеоантиклиналь?) [17, 31, 47]; 14 — Восточная Суматра, Центральносуматрийский бассейн — тыловой прогиб (миогеоинклиналь?) [17, 31]; 15 — п-ов Малакка, район Куантан — кратон надвигающейся плиты (хинтерланд) [17, 33]; 16 — центральная часть Таиландского (Сиамского) залива — внутриконтинентальный рифт (тафрогеосинклиналь?) [17].
Условные обозначения см. рис. 10

сжатие в северо-восточном или субширотном направлении. С невулканической дугой хр. Аракан-Йома совпадает отрицательная аномалия силы тяжести до $-1,5 \cdot 10^{-3}$ м/с² в редукции Буге, тогда как восточнее к вулканической дуге Пегу-Йома приурочены локальные линейные максимумы до 0 м/с². Мощность коры в осевой части Араканского антиклинория возрастает до 50 км в сравнении с 35—40 км под Предараканским прогибом.

Конечный результат континентального столкновения Индии и Евразии наблюдается в Гималаях, где большинство более ранних СФК выходит в тектонических пластинах, надвинутых вместе с фундаментом Индийской платформы, навстречу направлению движения пододвигающейся плиты (см. рис. 3). Здесь преобладают землетрясения с глубиной очагов 30—40 км, фокальные механизмы которых отвечают сжатию в субмеридиональном направлении. Мощность коры с юга на север на коротком расстоянии возрастает с 35—40 до 65—70 км (см. рис. 9). Эти данные интерпретируются как результат лобового столкновения двух континентальных блоков, происходящего вдоль шва Инда без признаков современной субдукции [36, 37]. Такая модель объясняет отсутствие проявлений молодого вулканизма в Гималаях. На продолжающееся движение Индийского субконтинента к северо-востоку указывает, по У. Чандра (1979 г.), развитие сейсмоактивных правых сдвигов того же простирания у восточного побережья Индостана. Это движение трансформируется в уплотнение и увеличение мощности коры в Гималаях и Тибете, что сопровождается интенсивным современным воздыманием. По геоморфологическим и палеоклиматическим данным (П. Джаксон), высота Тибетского плато в конце плиоцена не превышала 1000 м, а скорость поднятия Гималаев на протяжении последних 100 000 лет составляет 10 мм/год.

Следовательно, на западе Индокитайского региона на неоген-четвертичном временном срезе преобладают процессы наращивания и скупивания континентальной коры. На этом общем фоне локальные растяжения наблюдаются во впадине Иравади и в Андамском море, где начиная с неогена накопилась 10-километровая толща осадков. Для западной части Андамского моря ха-

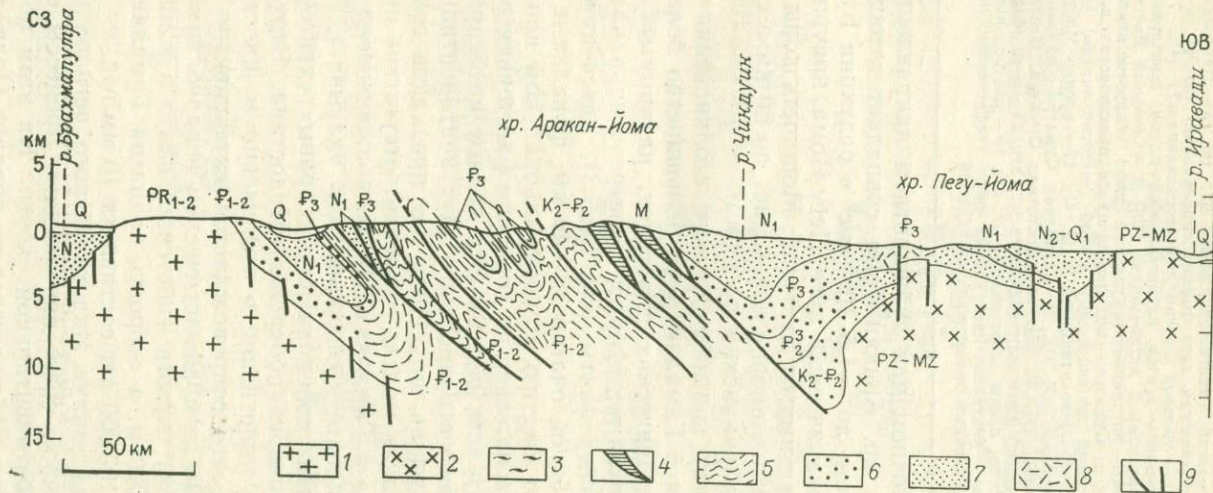


Рис. 12. Геологический разрез через Индо-Бирманские хребты. По материалам из работ [2, 28, 44].

1 — кристаллические сланцы и гнейсы протерозоя; метаморфозы палеозоя и мезозоя; 2 — в фации высоких температур; 3 — в фации высокого давления; 4 — офиолиты мела — низов палеогена; 5 — флиш континентального склона и подножия, верхний мел — эоцен; 6 — морские преимущественно мелководные карбонатно-терригенные отложения, верхний мел — палеоген; 7 — преимущественно наземная моласса, кайнозой; 8 — субвулканические вулканиты, олигоцен; 9 — разломы

рактерна повышенная сейсмичность с концентрацией мелко-среднефокусных землетрясений вдоль островной дуги и только мелкофокусных — в пределах глубоководной котловины [44]. Решения фокальных механизмов указывают на преобладание под дугой в интервале глубин 30—90 км надвигов в сторону океана. Большая часть Андаманских и Никобарских островов сложена тектоническим меланжем пород офиолитовой ассоциации мела — палеогена и флишевой толщи эоцена — олигоцена, образующих невулканическую дугу. К востоку от нее проявления современного андезитового вулканизма установлены на островах Баррен и Наркондам, входящих в состав в основном подводной вулканической дуги (см. рис. 6 и 9). В расположенной восточнее глубоководной котловине тылового прогиба установлена активная рифтовая долина. Анализ полосовых магнитных аномалий показывает, что спрединг начался здесь всего лишь 10,8 млн. лет назад [17].

Ряд фактов позволяет предположить, что растяжение в Андаманском море и сопряженной с ним части впадины Иравади происходит не за счет подъема разогретого мантийного материала, как во многих других рифтовых зонах и глубоководных котловинах окраинных морей, а при относительно поверхностном растаскивании фрагментов континентальной окраины по крупным сдвигам в связи с изменением субширотной системы спрединга в Индийском океане на субмеридиональную после столкновения Индии и Евразии. К их числу относятся значительная мощность литосферы под Андаманским морем (до 150 км), переход рифтовой зоны в крупные правосторонние сдвиги на севере (Сагаинг) и на юге (Семанко), развитие дополнительных правых сдвигов на юго-востоке Андаманской дуги. Д. Кэрри и его коллеги [44] сопоставляют впадину Андаманского моря с Калифорнийским заливом, формирующимся вдоль трансформного разлома. Из анализа магнитного поля Индийского океана Т. Егучи и др. предполагают, что подобным разломом мог быть разлом, проходящий вдоль хр. Девяностого градуса (Восточно-Индийского). Этот разлом 10—20 млн. лет назад соединял субширотный отрезок Индийского срединно-океанического хребта с Зондским желобом.

Восточная граница Евразии с Тихим океаном проходит по системам островных дуг и окраинных морей. Филиппинская дуга ограничена с двух сторон зонами ВЗБ (см. рис. 2 и 9), одна из которых связывается с субдукцией с востока океанической плиты Филиппинского моря, а вторая — с погружением в Манильский желоб океанической литосферы Южно-Китайского моря. Угол наклона их достигает 45° в сравнении с 30° под Зондской дугой. Дуга разбита серией разломов северо-западного простирания на отдельные сегменты и нарушена продольными сдвигами. Решения большинства фокальных механизмов подтверждают сжатие в направлении, перпендикулярном к простиранию дуги, и сдвиговые перемещения [17].

Между о. Лусонь и о. Тайвань установлен пояс рассеянной мелкофокусной сейсмичности, отвечающей серии малых вторичных

сдвигов запад-северо-западного простирания с левосторонним смещением, по которым, по Т. Сено и К. Курита, происходит трансформация Западно-Филиппинской зоны субдукции в зону столкновения на о. Тайвань. На острове развит позднеплиоцен-плейстоценовый складчато-надвиговой пояс. Его формирование связывается с столкновением бывшей «пассивной» континентальной окраины Евразии с островной дугой, располагавшейся на активной окраине Филиппинской плиты [17], т. е. кинематическая картина здесь зеркально противоположна Бирмано-Андаманскому району.

Глубоководная котловина Южно-Китайского моря характеризуется повышенной по сравнению с океаном мощностью осадочного слоя (2,0—2,5 км) и океанического фундамента (до 12 км). Ниже расположен слой со скоростью сейсмических волн $\geq 7,7$ км/с, относимый к верхней мантии (см. рис. 2). В центральной части котловины выявлены линейные магнитные аномалии, указывающие на активный спрединг в интервале 32—17 млн. лет назад [35]. По результатам сейсмоакустического зондирования М. Парке и его коллеги установили крайне неоднородную структуру юго-западной части моря с чередованием глубоководных участков и поднятых сильно расчлененных блоков континентальной коры. Здесь отмечены повышенные значения теплового потока (до $10,5—12,6 \cdot 10^{-2}$ Вт/м²) и при драгировании со дна моря подняты щелочные базальты. Эти факты позволяют предполагать действие активных современных процессов растяжения земной коры на юго-западе Южно-Китайского моря.

Континентальную окраину, ограничивающую Индокитайский регион с востока, принято называть «пассивной». Однако пассивность ее только кажущаяся. На шельфе Южно-Китайского моря здесь с помощью бурения и различных геофизических методов выявлены протяженные прогибы шириной до 100—250 км, ограниченные разломами. Они заполнены слабоуплотненными верхнекайнозойскими осадками, мощность которых достигает 6—9 км (см. рис. 1 и 9). Преобладают наземные и морские мелководные фации. Породы залегают субгоризонтально с развитием на отдельных участках блоковых и диапировых складок. Многие из прогибов продолжаются на материк, где в их пределах установлено ступенчатое погружение блоков фундамента от бортов к центру. Структуры характеризуются положительными аномалиями силы тяжести, отвечающими уменьшению мощности коры под ними на 10 км и более по сравнению с бортовыми частями. Впервые эта закономерность была выявлена на востоке п-ова Индокитай Е. Н. Исачевым и Фам Кхоаном. Как на материке, так и на шельфе к упомянутым прогибам приурочены повышенные значения теплового потока [25].

Типичным и одним из наиболее изученных примеров таких прогибов является структура Ханой — Бакбо, расположенная в дельте р. Хонгха (Красной) и на шельфе залива Бакбо (см. рис. 9). Прогиб выполнен преимущественно наземными отложениями.

ями верхов палеогена, неогена и четвертичной системы общей мощностью более 6 км. В нижней части разреза преобладают грубообломочные породы с плохо окатанным материалом бортов. Выше залегают песчанистые и алевроитовые осадки с прослоями лигнитов и остатками флоры. В центральных частях прогиба среди них появляются прослои с мелководной морской фауной и пачки с ритмичным чередованием терригенных пород.

По геофизическим данным, прогиб Ханой—Бакбо имеет блоковое строение с последовательным погружением фундамента по системам крутых сбросов к центру. Над прогибом установлена региональная положительная аномалия силы тяжести, связываемая с поднятием поверхности Мохо, глубина залегания которой под прогибом уменьшается до 30—35 км в сравнении с 40—45 км в его плечах.

Прогиб характеризуется повышенным тепловым потоком. Вдоль разломов, ограничивающих его наиболее глубокую часть и продолжающихся на северо-запад, расположены эпицентры мелкофокусных землетрясений глубиной не более 10—30 км, решения фокальных механизмов некоторых из которых, по С. Дасу, Р. Верма и др., указывают на правый сдвиг и растяжение. В бортах прогиба в конце плиоцена — начале плейстоцена изливались щелочные базальты.

Приведенные характеристики указывают на формирование прогиба Ханой—Бакбо при растяжении, деструкции континентальной коры и позволяют отнести его, как и другие подобные прогибы на восточной окраине континентальной части региона, к категории континентальных рифтов. Основными особенностями их строения являются линейность, ограниченность разломами, выполнение обломочными отложениями большой мощности, высокий тепловой поток и уменьшение мощности коры под прогибами, щелочнобазальтовый вулканизм и приповерхностная сейсмичность в условиях растяжения в их бортах.

Поскольку на восточной континентальной окраине региона, как и на других «пассивных» окраинах, например, по берегам Атлантики, происходили в прошлом и продолжают энергичные тектонические процессы, приводящие к уменьшению мощности и деструкции континентальной коры, но вместе с тем эти окраины не приурочены к границам литосферных плит, автором в 1981 г. было предложено называть их внутриплитными континентальными окраинами.

Процессы тектонической деструкции на юго-востоке Азии на неоген-четвертичном временном срезе охватывают не только восточную окраину, но и внутренние части континента, о чем, в частности, свидетельствует широкое развитие здесь неоген-четвертичных базальтоидов трапповой и щелочнобазальтовой формаций. В кайнозое процессы расколов и переработки древней континентальной коры, сопровождавшиеся подобным вулканизмом, проявились в районах западного побережья Тихого океана: на советском Дальнем Востоке, Корейском полуострове, островах и шель-

фах Индонезии, в Восточной Австралии. В большинстве случаев эти процессы завершились образованием молодых рифтовых структур, дальнейшая эволюция которых при благоприятной геодинамической обстановке приводила к возникновению глубоководных впадин (Японское и Тасманово моря, Макаassarский пролив и др.). Это позволяет отнести рассматриваемые ареалы позднекайнозойского базальтоидного магматизма Индокитая к СФК предрифтовой переработки континентальной коры.

В центральных и восточных частях региона, наряду с проявлением базальтового вулканизма, установлено уменьшение мощности коры до 30—35 км (см. рис. 9), и на отдельных участках зафиксировано повышение геотермального градиента до $8,4 \times 10^{-2}$ Вт/м² и более, в частности, на западе плато Корат в Таиланде [17]. Этот участок п-ова Индокитай ограничен двумя крупными сдвигами с противоположным направлением смещения: правым Шонгхонг и левым Меконг—Менам, или Трансиндокитайским (см. рис. 7). Первый из них протягивается на 1600 км от залива Бакбо почти до сочленения структур Восточных Гималаев и Северной Бирмы в районе Бирманского синтаксиса. Правостороннее смещение вдоль него устанавливается по структурным и геоморфологическим признакам на космических снимках, а также приводимым Ли Пин, Ван Ляому и Р. Верма и др. решениям фокальных механизмов землетрясений, приуроченных к этой сдвиговой зоне и ее ближайшему обрамлению. Второй сдвиг пока не подтвержден данными по сейсмичности, но отчетливо выделяется по смещению русел современных рек, мезозойских и более древних структур (см. рис. 6). Впервые он был показан К. Холкомбом. Амплитуда упомянутых сдвигов достигает 100—150 км.

Естественно предположить, что по этим сдвигам происходит смещение большей части п-ова Индокитай к северо-западу, как это показано на кинематической модели. Установление такого смещения, наряду с отмеченным выше диагональным спредингом в Андаманском море, снимает одно из основных противоречий в плейтотектонической трактовке кинематики Юго-Восточной Азии, на которое недавно обратил внимание М. Н. Шапиро (1981 г.). По его мнению, параллельность вектора движения Индийской плиты простирацию зоны Индо-Бирманских хребтов не согласуется с развитием в этой зоне конвергентной границы, если рассматривать окраину Евразийской плиты как единую и жесткую структуру. По правилам плитной геометрии здесь должно наблюдаться трансформное движение или даже раздвиг на отдельных участках, однако, как было показано выше, происходит весьма активная конвергенция двух плит. Принятие модели с отдельными самостоятельными движущимися микроплитами позволяет удовлетворительно объяснить указанный парадокс.

С выделенным внутриконтинентальным подвижным блоком, названным автором Индокитайской микроплитой, кинематически сопряжены два других. Это Центральнотондская микроплита на юге, впервые намеченная М. Ридом в 1971 г. и позднее выделен-

ная Н. Хейлом. Она ограничена осью спрединга Андаманского моря, сдвигами Семанко и Трансиндокитайским и конвергентной границей по «линии Лупар» на северо-западе Калимантана. Движение ее происходит на юго-восток с некоторым поворотом к северо-востоку. На севере расположена установленная С. Дасом и др. микроплита Юго-Восточного или Восточного Китая. Л. И. Красный выделяет примерно ту же территорию в качестве самостоятельного Цзянсийского геоблока. Эта микроплита ограничена сдвигом р. Красной и отходящей от него на север рифтовой зоной оси Кандин в КНР, сопровождаемой мелкофокусными землетрясениями с преобладанием напряжений растяжения (см. рис. 9). По Ю. Вангу и др., здесь расположен один из наиболее активных гидротермальных районов КНР с многочисленными горячими источниками, температура воды в которых достигает 60—100 °С и более. Движение микроплиты Юго-Восточного Китая вместе с прилегающей частью Южно-Китайского моря к юго-востоку компенсируется субдукцией вдоль Манильского желоба.

Обращает на себя внимание отчетливая взаимосвязанность всех элементов современной кинематической модели. Многие исследователи видят причину разделения юго-восточной окраины Азиатского континента на отдельные разнонаправленно движущиеся микроплиты в столкновении Индии и Евразии. П. Тапонье и его коллеги [40] показали, что при таком столкновении Индокитайский блок должен был двигаться вначале к юго-востоку, а затем, в течение последних 20 млн. лет, — к северо-западу. Во фронтальных частях движущихся микроплит расположены пояса складчато-надвиговых дислокаций с проявлением известково-щелочного вулканизма и увеличением мощности земной коры, а в тылу — континентальные и окраинноморские рифты с развитием блоковых подвижек по сбросам в условиях растяжения, зоны повышенного теплового потока, уменьшения мощности коры, проявления щелочнобазальтового и толеитового вулканизма. Амплитуды этих перемещений достаточно велики. Так, по палеомагнитным данным, для разлома Семанко на Суматре правосдвиговое смещение начиная с палеогена превышает 400 км [30].

Подобные крупные сдвиговые деформации, нормальные к направлению конвергенции, вообще, по-видимому, закономерны для активных окраин крупных литосферных плит, как показывают результаты исследований В. Г. Трифонова по Среднему Востоку, П. Молнара и др. по Тибету, Л. П. Зоненшайна и др. по Центральной Азии.

Таким образом, на неоген-четвертичном временном срезе территория юго-востока Азии не является единой в геодинамическом отношении, характеризуясь разнонаправленным движением отдельных блоков при преобладании процессов наращивания континентальной коры на западе и деструкции ее на востоке. Каждому из этих процессов присуща специфика структурообразования, седиментогенеза и особенно магматизма, известково-щелочного над зонами ВЗБ, щелочнобазальтового, иногда в сочетании с толеито-

вым, в зонах деструкции. Можно думать, что подобные процессы протекали в прошлом и сопровождались, по крайней мере в фанерозое, образованием сходных структур, осадочных и магматических формаций. Выделение последних в разрезах поможет решить обратную задачу идентификации СФК различных геодинамических обстановок.

ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ ОБСТАНОВКИ ПОЗДНЕГО ФАНЕРОЗОЯ

При рассмотрении структурно-формационной схемы среднемиоцен-четвертичного временного среза широко использовались морфологические особенности структур и геофизические данные об их глубинном строении. При дальнейшем анализе более древних временных срезов мы будем располагать данными лишь о вещественном составе, латеральных соотношениях и степени дислоцированности геологических формаций.

Конец мезозоя — ранний кайнозой

Первой половине кайнозоя в большинстве разрезов региона отвечают перерывы в осадконакоплении. Непрерывная седиментация происходила лишь на островах Индонезии и в Индо-Бирманских хребтах, где обычно отложения самых верхов мела связаны в единых толщах с палеогеновыми (нуммулитовая серия Западной Бирмы и др.). Региональное угловое несогласие в основании этих толщ определяет нижнюю границу рассматриваемого этапа, которой на остальной территории отвечают крупные перерывы, смена формаций и иногда внедрение гранитов. Верхняя граница его фиксируется несогласным залеганием пород среднего или верхнего миоцена (серии Сурма и Типам в Ассаме, верхняя часть серии Пегу в Бирме) на более древних образованиях.

На поздне меловом — раннемиоценовом временном срезе (рис. 13) удастся выделить два относительно полных ряда СФК: на северо-западе региона (Ассам — Бирма) и на Калимантане. Первый из них (рис. 14, колонки 1—6) начинается на западе с мелководных карбонатно-терригенных толщ палеогена (серия Джайнтия и др.), залегающих в Южном Ассаме на меловых трапах и докембрийском кристаллическом фундаменте и относящихся к СФК шельфов. Эти отложения связаны латеральными переходами с одновозрастными флишевыми и флишеидными толщами Предараканского прогиба (серии Дисанг, Бараил), формирующими СФК континентального склона и подножия. В основании флиша Дисанг на отдельных участках выходят нижнемеловые радиолариты и офиолиты.

На западе Бирмы горы Нага и хр. Аракан-Йома также сложены флишевой толщей верхнего мела — эоцена мощностью около 20 км. Но если для предыдущего комплекса имеются прямые доказательства его образования у подножия Индийского субконтинента, то араканский флиш накапливался первоначально, скорее

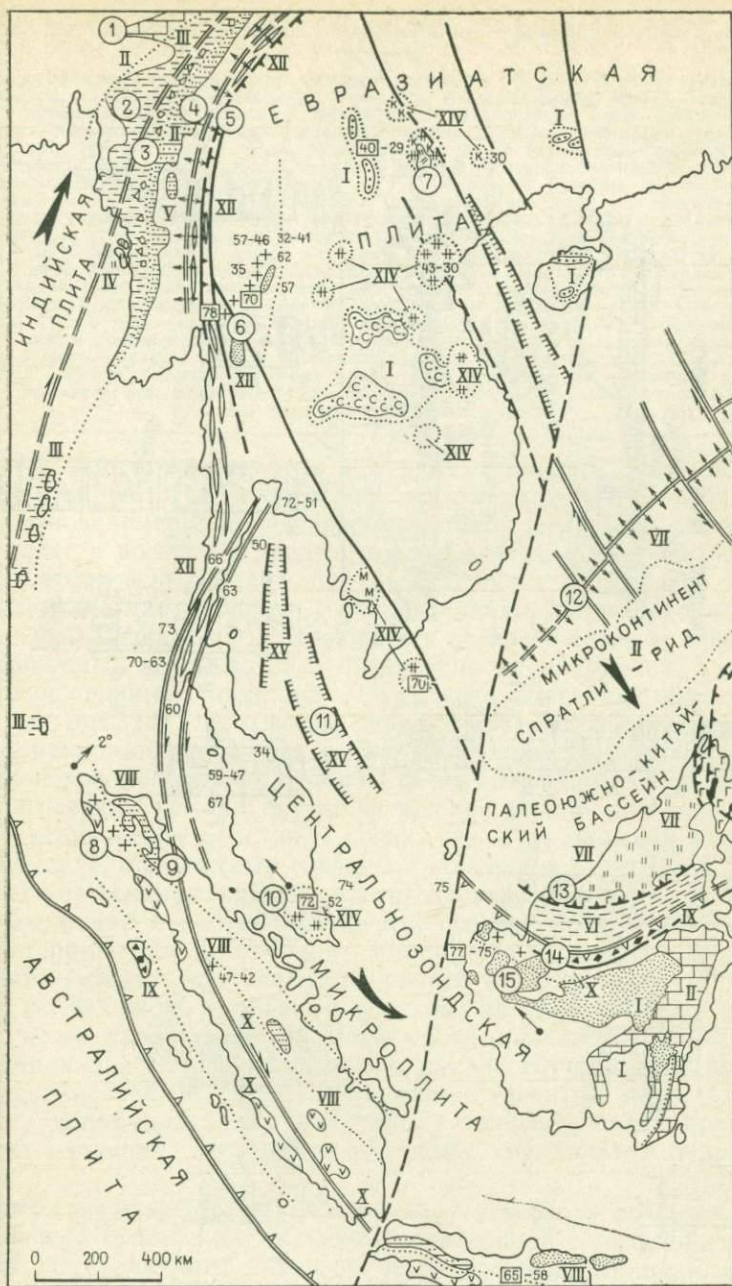


Рис. 13. Структурно-формационная схема позднекрейдового — раннемиоценового временного среза (80—20 млн. лет). Палеомагнитные данные по работе [30].
Условные обозначения см. рис. 10

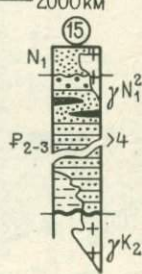
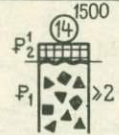
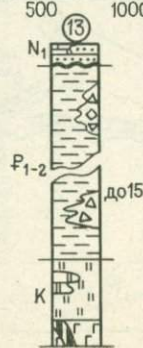
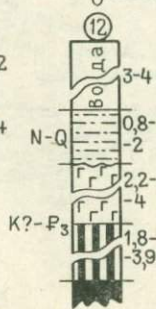
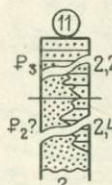
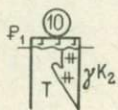
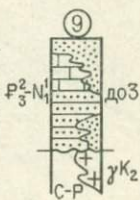
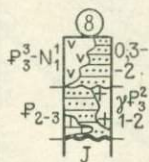
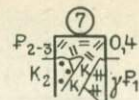
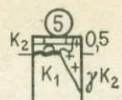
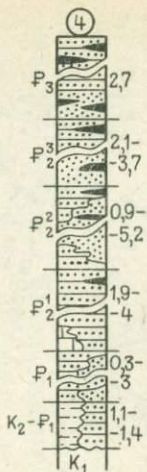
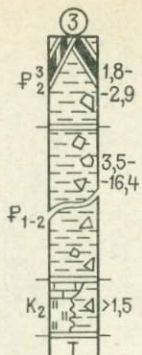
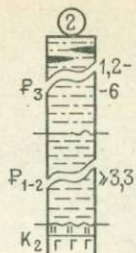
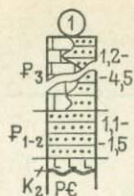


Рис. 14. Формационные колонки позднемиоценового — раннемиоценового временного среза.

1 — Индия, Южный Ассам — шельф (миогеосинклиналь) [2]; 2 — Индо-Бирманские хребты, районы Чин, Мизорам и 3 — Западная Бирма, хр. Ракхайн (Аракан-Йома) — склон и подножье глубоководной котловины с фрагментами океанической коры (эвгеосинклиналь) [2, 18]; 4 — Западная Бирма, западная часть бассейна Иравади — передовой (краевой) прогиб [18, 28]; 5 — Восточная Бирма, западный край плато Шан и 6 — Северный Таиланд, район Мэсот — зона столкновения в пределах шельфа и внутреннего эпикратного бассейна (зона сопряженной активизации) [27, 45]; 7 — Северный Вьетнам, район Пусамкап — Фансиан — зона предрифтовой переработки континентальной коры (автономной активизации) [4]; 8 — запад Северной Суматры — вулканоплутоническая дуга и шельф (мезогеоантиклиналь?) [17, 47]; 9 — восток Северной Суматры — тыловой прогиб (миогеосинклиналь) [17, 47]; 10 — п-ов Малакка, район Сегамат — зона предрифтовой переработки континентальной коры (автономной активизации) [43]; 11 — центральная часть Таиландского (Сиама) залива — внутриконтинентальный рифт (тафрогеосинклиналь) [17]; 12 — глубоководный бассейн Южно-Китайского моря — тыловой прогиб на океанической коре (эвгеосинклиналь) [17, 31]; 13 — прибрежная часть Центрального Саравака — глубоководная котловина, желоб и континентальный склон (эвгеосинклиналь) [17, 43]; 14 — Западный Саравак, «линия Лупар» — краевой гребень подводной террасы (эвгеосинклиналь) [17, 18, 43]; 15 — Западный Саравак, бассейн Силантек — преддуговой бассейна и магматическая дуга (миогеосинклиналь, молассовый бассейн и зона сопряженной активизации) [18].

Условные обозначения см. рис. 10

всего, вблизи континентальной окраины Евразии, так как в нем содержатся многочисленные хаотические скопления глыб известняков с позднемиоценовой — эоценовой фауной мелкого моря, выходящих далее к востоку в предгорьях хр. Аракан-Йома [2]. В результате тектонических движений, начавшихся в середине — конце олигоцена в главную фазу столкновения Индии и Евразии около 35 млн. лет назад и продолжающихся до настоящего времени, рассматриваемый комплекс был интенсивно дислоцирован, сорван со своего основания и надвинут к западу на более молодые отложения (см. рис. 12). Фрагменты океанической коры бассейна, в котором накапливался флиш, сохранились кое-где в его основании (Араканское побережье, о. Янбье), но преимущественно выходят в экзотических глыбах внутри флишевой толщи или в аллохтонных тектонических пластинах поверх нее в Араканском офиолитовом поясе. С офиолитами связаны проявления хромитовых и никеленосных кор выветривания на ультрамафитах [28].

Выходящие в восточных предгорьях хр. Аракан-Йома карбонатно-терригенные отложения маастрихта — среднего эоцена содержат нуммулитовую фауну открытого мелкого моря [18] и относятся к СФК шельфов. Таким образом, на западе Бирмы в конце мела и на протяжении большей части палеогена существовала внутриплитная континентальная окраина. Начало формирования позднекайнозойской активной окраины относится, по-видимому, к самому концу олигоцена или началу миоцена, когда произошли первые излияния известково-щелочных вулканитов в хр. Пегу-Йома.

Вверх по разрезу, а также к северу и востоку по простиранию шельфовые отложения сменяются угленосной и нефтеносной молассой, выполняющей большую часть впадины Иравади. Восточнее у края плато Шан выходят лишь верхнемиоценовые известняки мощностью до 500 м [27], а далее на восток в Таиланде — континентальные эоценовые отложения, приуроченные к локальным приразломным впадинам [18]. Здесь же вдоль западного края плато Шан, в Тенассериме на юге Бирмы и в полуостровном

Таиланде наблюдается зона смятия и метаморфизма пород палеозоя и мезозоя, в которой преобладают опрокинутые складки и надвиги с западной вергентностью. Дислокациями охвачены отложения вплоть до юрско-меловых. Эта зона может быть интерпретирована как СФК поясов столкновения, тогда как большая часть палеогенового разреза впадины Иравади относится, скорее всего, к СФК передовых прогибов (подобно Сивалику Гималаев).

Упомянутый пояс столкновения был сформирован в конце мела — начале палеогена в результате сближения с континентом Евразии Западно-Бирманского микроконтинента, охватывавшего область развития домезозойской континентальной коры Центральной и Западной Бирмы между Араканским офиолитовым поясом и уступом плато Шан. В пределах зоны столкновения происходят также движения по региональным сдвигам, расположенным под углом к его простираению. Наиболее крупной среди них является правосторонняя сдвиговая система Ранонг на перешейке Кра с амплитудой горизонтального перемещения более 300 км (см. рис. 6.7). Движения по сдвигам доказываются смещением различных орографических и геологических образований, включая Бирмано-Малайский пояс мезозойских гранитов, а также интенсивным динамометаморфизмом, которому отвечают пики значений К-Аг омоложения более древних пород в интервале 73—50 млн. лет. На западе Таиланда в зоне столкновения развиты небольшие, по-видимому, слабо вскрытые эрозией массивы лейкократовых редкометальных гранитов с возрастом около 70 млн. лет [45], несущих вольфрамовое оруденение (месторождение Месариенг и др.).

Формировавшиеся в конце мела и палеогене на остальной территории Индокитая маломощные наземные отложения, часто красноцветные и соленосные, относятся к СФК внутренних эпиконтинентальных бассейнов. Они спорадически распространены в центральных частях мезозойских синеклиз на юге КНР и на востоке Таиланда (верхи разреза серии Корат).

Устойчивое поднятие, существовавшее в раннем кайнозое на большей площади п-ова Индокитай, осложнялось внедрением вдоль разломов массивов гранитоидов и щелочных пород. В отличие от интрузий активных континентальных окраин они не образуют единых поясов, располагаясь отдельными изолированными ареалами (см. рис. 13). Такие ареалы установлены на юге КНР в районе Гэцзю, на севере Вьетнама вдоль зон разломов Шонгхонг и Шонгда, в Центральном Вьетнаме, Северо-Восточном Таиланде и других местах.

Обращает на себя внимание приуроченность указанных ареалов к бортовым частям континентальных рифтов, развивавшихся в тех же районах на позднекайнозойском этапе, что позволяет отнести их к СФК предрифтовой переработки континентальной коры. Характерно, что с юга на север происходит уменьшение глубинности магматических очагов, служивших источником пород, слагающих ареалы. На севере Вьетнама и на юге КНР они представлены мезозональными интрузиями с преобладанием щелочных

разностей пород, в Центральном Вьетнаме и Лаосе — подчеркнута гипабиссальными редкометальными гранитоидами, на о-вах Хонгчунглонг у южного побережья Вьетнама — субвулканическими породами повышенной щелочности. В этом же направлении изменяется глубина эрозионного среза вмещающих пород, максимальная на севере, где выходят в основном образования докембрия и нижнего палеозоя, в различной степени метаморфизованные, промежуточная в центре региона, где преобладают верхнепалеозойские и мезозойские отложения, и минимальная на юге среди развития верхнемезозойских — кайнозойских толщ наложенных впадин и современных шельфов. Это позволяет предположить, что в каждой группе ареалов наблюдаются различные вертикальные уровни проявления одного и того же процесса переработки коры: от наиболее глубинного на севере до приповерхностного на юге.

В южном латеральном ряду могут быть выделены СФК вулканоплутонической дуги и СФК тылового прогиба на Суматре, где в палеогене уже существовала активная континентальная окраина (рис. 14, колонки 8, 9). СФК континентальных рифтов диагностируется в центральных частях наиболее крупных прогибов на шельфе, где установлены олигоценые и предполагаются более древние палеогеновые отложения, преимущественно грубообломочные [17]. Несколько ранее на юге п-ова Малакка образовался СФК предрифтовой переработки континентальной коры, в ареале которого развиты микроклиновые граниты повышенной щелочности с возрастом около 70 млн. лет. Стронциевое отношение в них составляет 0,7079, отражая возможную связь с подкоровым очагом и быстрое становление с непродолжительной дифференциацией в коровой среде [20]. Здесь же известны небольшие покровы раннепалеогеновых калиевых щелочных базальтоидов Сегамат. Возникновение этих ареалов предшествовало заложению современной глубоководной котловины Южно-Китайского моря.

Сложная геодинамическая обстановка реконструируется в палеогене для северной части Калимантана (колонки 12—15). Геофизические исследования и результаты драгирования в Южно-Китайском море показали развитие ныне неактивной оси спрединга, вдоль которой выходят океанические толеиты палеогенового возраста [35]. Раскрытие современной котловины происходило в интервале 32—17 млн. лет. Между осью спрединга и континентальной окраиной Калимантана в конце мезозоя и раннем кайнозое существовал микроконтинент, ныне раздробленный и неравномерно погруженный, но все же достаточно уверенно фиксируемый на современном срезе по развитию относительно мелководных карбонатно-терригенных илов между о. Спратли и банкой Рид (см. рис. 13). Далее к югу в Центральном Сараваке выделяется мел-эоценовая группа Раджанг, образованная, по Н. Хейлу (1977 г.), спилитами, радиоляритами, турбидитами мощностью до 15 км. В этой толще, вероятно, сближены и тектонически объединены при последующих движениях СФК глубоководной котловины, желоба и континентального склона. Породы сложно дислоци-

рованы и несогласно перекрыты мелководными отложениями миоцена.

Южная граница развития глубоководных мел-палеогеновых отложений проходит по «линии Лупар» — зоне тектонического меланжа с глыбами офиолитов и осадочных пород, включая верхнемеловые. К юго-западу от нее палеоген представлен уже прибрежно-морскими и наземными отложениями бассейна Силантек [18]. Здесь установлены позднемеловые гранит-гранодиоритовые интрузии и более мелкие штоки среднемиоценовых лейкократовых гранитов. Н. Хейл интерпретирует этот ряд как палеогеновую активную окраину с зоной ВЗБ, падавшей к югу. Строение «линии Лупар» позволяет предполагать, что эта активная окраина прекратила свое существование на рубеже палеогена и неогена в результате столкновения с микроконтинентом Спратли-Рид, что обусловило проявление позднекайнозойского тектогенеза на этом участке (см. рис. 14).

Существенным элементом латерального анализа является проведение геокинематических реконструкций, которые помогают лучше понять реальное положение в пространстве и взаимоотношение различных блоков земной коры на рассматриваемых этапах. При проведении реконструкций наряду с результатами структурно-формационного анализа используются палеомагнитные, палеоклиматические и биостратиграфические данные. Естественно, что палеорекострукции должны охватывать более короткие интервалы геохронологической шкалы по сравнению с временными срезами, ибо кинематическая картина всегда неустойчива во времени. Для проведения реконструкций основные структурные элементы региона, выявленные на статической и кинематической моделях, переносятся на основу в проекции Меркатора, которая позволяет свободно перемещать континентальные блоки по долготе при относительно незначительных искажениях в случае перемещения по широте не более чем на 30—40° от экватора. Полученная схема (рис. 15) представляет собой упрощенную кинематическую модель плиоцен-четвертичного временного среза с показом на ней наиболее устойчивых во времени элементов региона: массивов докембрийской континентальной коры вместе с областями развития древних шельфовых комплексов.

В раннем и среднем палеогене 60—40 млн. лет назад большая часть Евразийской плиты занимала, по-видимому, близкое к современному положение (рис. 16). Развитие глубоководных радиоларитов и флиша верхнего мела — палеогена в зоне сутуры Инд-Цангпо общей мощностью до 12 км (серия Сангелума и др., по С. Срикантия и М. Баздану), говорит о разделении Индии и Евразии бассейном с корой океанического типа, представлявшим собой, скорее всего, остаточный бассейн восточной части океана Тетис. Фрагменты океанической коры заключены в меланже шовной зоны. По палеомагнитным данным, приводимым Р. Вудом, Индия находилась в рассматриваемое время вблизи экватора, где произошло ее столкновение с дугой Ладакх, приведшее около

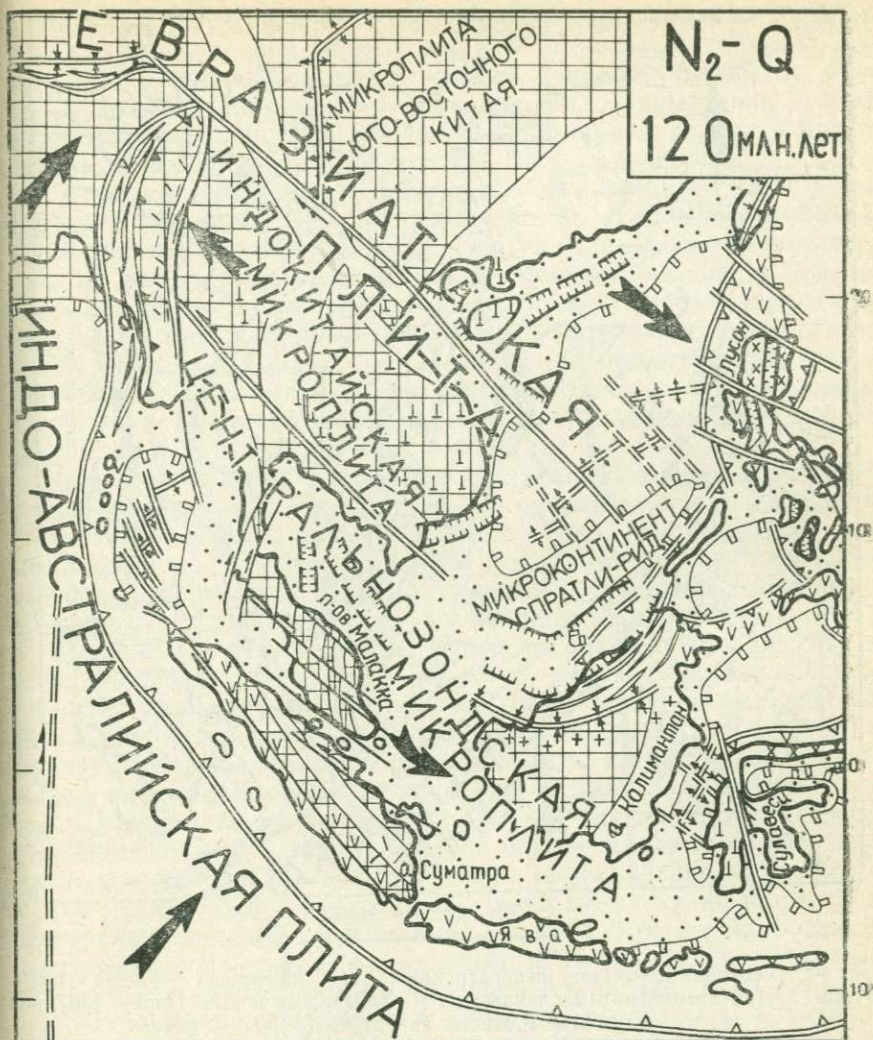


Рис. 15. Геокинематическая реконструкция для плиоцена — четвертичного периода (12—0 млн. лет).

Условные обозначения см. рис. 10

55 млн. лет назад к резкому сокращению скорости спрединга в Индийском океане от 10—16 до 5 см/год. В результате этой коллизии образовалась «Большая Индия», пришедшая, по У. Чандра, в соприкосновение с материком Евразии на северо-западе в Пакистане, в районе складчатой зоны Сулеймановых гор. К востоку от этой точки «первого касания» и располагался остаточный бассейн Восточного Тетиса, постепенно закрывавшийся в интервале от 55 до 35 млн. лет при повороте Индии против часовой стрелки.

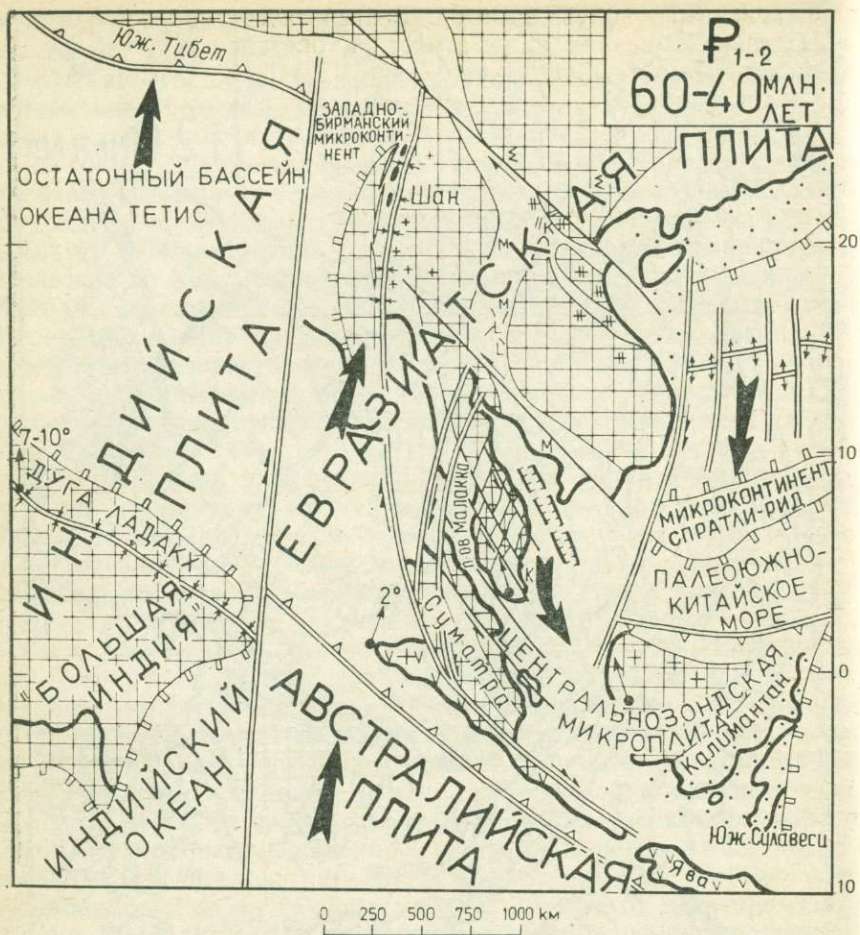


Рис. 16. Геотектоническая реконструкция для палеоцена—эоцена (60—40 млн. лет). Палеомагнитные данные по К. Клутивжу и Дж. Пирсу, [30], положение Южного Тибета по [39].

Условные обозначения см. рис. 10

Поглощение океанической коры остаточного бассейна произошло вначале под активной окраиной Южного Тибета, находящейся в конце мела—палеоцене на палеоширотах 20—30° [39]. А. Гансер выделяет здесь гранит-гранодиоритовые батолиты с радиологическим возрастом 79—48 млн. лет (К-Аг метод) и палеогеновые вулканы кислого состава. Субширотный отрезок бассейна полностью закрылся к концу олигоцена, вслед за чем началась главная фаза гималайской орогении. В это время в залив, сохранявшийся на месте Индо-Бирманских хребтов, поступало огромное количество терригенного материала, сформировавшего мощные флишевые и молассовые толщи олигоцена—плиоцена и

глубоководный конус выноса Бенгальского залива. Тогда же вследствие изменения кинематической обстановки началась субдукция под континентальную окраину Западной Бирмы. А. Митчел и др. видят аналогию в эволюции Индо-Бирманских хребтов и каледонского орогена в Шотландии в конце силура — начале девона, а также системы Аппалачи — Уачита в карбоне.

В пределах Индокитая и Западной Индонезии на палеорекострукции проведено обратное перемещение по крупным кайнозойским сдвигам, в связи с чем большая часть полуострова выдвинулась на юго-восток. Западная Бирма сместилась к югу, а Суматра приняла непривычные угловатые очертания. На северо-западе показаны внутриплитная континентальная окраина и зона столкновения Евразии с Западно-Бирманским микроконтинентом, возникшая в конце мела в результате передвижения последнего к северу вдоль трансформного разлома Сагаинг. Амплитуда этого перемещения, по А. Митчелу, составила 450 км.

Глубоководная котловина Южно-Китайского моря изображена на реконструкции в стадии активного раскрытия с движением микроконтинента Спратли—Рид к югу вдоль трансформного разлома Хайнань—Натуна. Это раскрытие компенсировалось поглощением океанической коры более древнего Палеоюжно-Китайского моря под активной окраиной Северного Калимантана.

Приводимые П. Стауфером признаки более сухого климата на п-ове Малакка в середине кайнозоя и сходство эоценовой флоры юга СРВ и Малайзии показывают, что полуостров был расположен в палеогене севернее современного положения. Такой вывод подкрепляется палеомагнитными данными, по которым п-ов Малакка вместе с Калимантаном и Юго-Западным Сулавеси испытал, начиная с мела, вращение на $35-50^\circ$ против часовой стрелки [30]. Большая часть этого вращения осуществлялась, по-видимому, вдоль системы правых сдвигов Ранонг на перешейке Кра, приводя к открытию в тылу двигавшейся в то время к юго-юго-востоку Центральнозондской микроплиты рифтов Таиландского залива. Позднемеловой — раннепалеогеновый полюс Западной Малайзии и Калимантана находится в Северной Атлантике. В то же время олигоценовый полюс Северной Суматры расположен в Беринговом море, а палеоширота ее составляла 2° в сравнении с современной широтой $6,5^\circ$, что требует перемещения к юго-востоку почти на 400 км [30].

Поздний мезозой

В позднем мезозое в центральных частях региона преобладало континентальное осадконакопление в условиях внутриплитных геодинамических обстановок. На западе, юге и востоке господствовали морские, в том числе глубоководные, условия и развивались активные континентальные окраины (рис. 17). Нижней границей позднеюрского — мелового временного среза отвечают несогласия и перерывы в разрезах, приходящиеся на верхнюю половину сред-

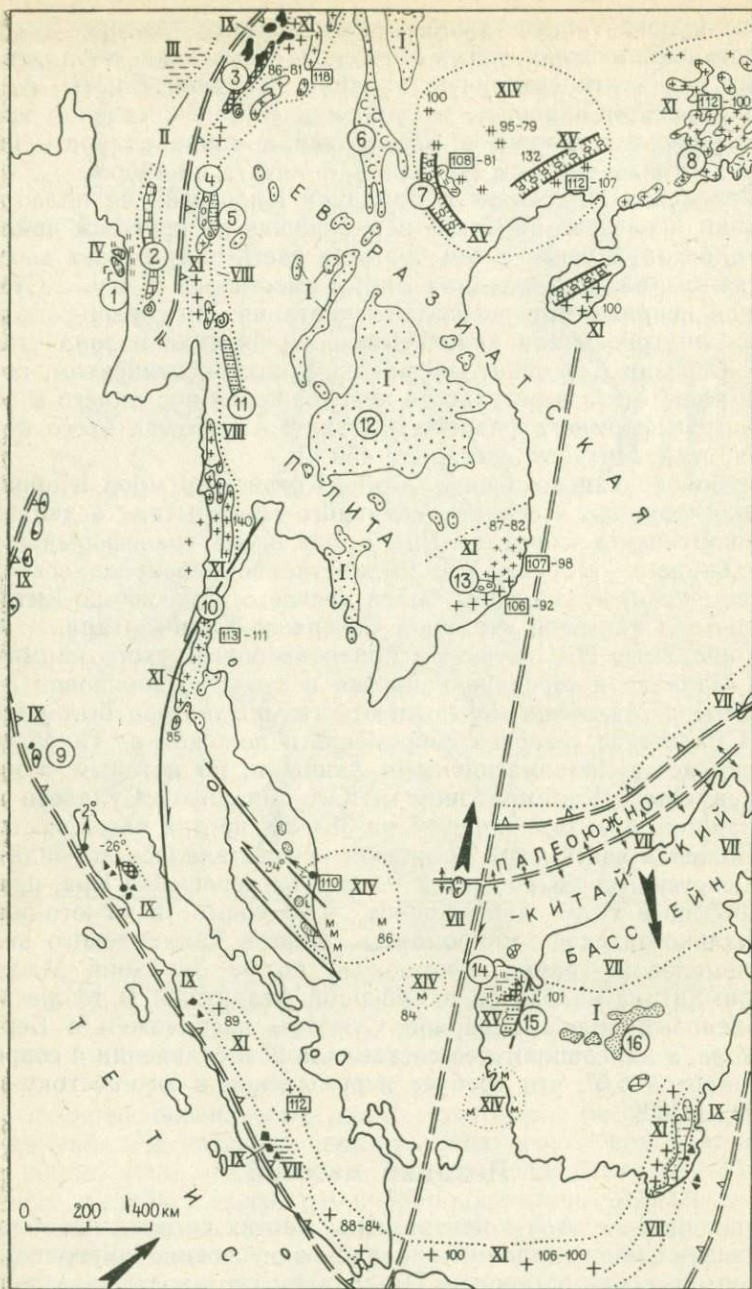


Рис. 17. Структурно-формационная схема позднеюрско-мелового временного среза (140—80 млн. лет).

Условные обозначения см. рис. 10

него — низы верхнего отделов юрской системы, иногда сопровождающиеся проявлениями магматизма и наиболее четко выделяемые у западного края плато Шан, на юго-востоке КНР и на северо-западе Калимантана.

Наиболее полный латеральный ряд устанавливается в Бирме (рис. 18, колонки 1—5). Здесь на островах вблизи Араканского побережья выходят сеноман-сенонские радиоляриты, залегающие на подводных вулканитах основного состава (СФК глубоководных котловин). Далее к востоку в хр. Аракан-Йома установлены небольшие выходы мелководных альб-сеноманских известняков с орбитолинами, отвечающих, по-видимому, чехлу Западно-Бирманского микроконтинента (СФК шельфов). Все эти толщи заметно переработаны кайнозойскими дислокациями. Предположительно к мелу относится и нижняя часть разреза флишевой толщи Индо-Бирманских хребтов [2], образующей СФК континентальных склонов и подножий.

Восточнее у западного края плато Шан выходят комплексы активной континентальной окраины Евразии. Среди них выделяются: СФК подводной террасы — интенсивно тектонизированные осадочные и вулканические предположительно мезозойские толщи Северной Бирмы, включающие тела ультрамафитов и габбро-амфиболитов и подвергшиеся метаморфизму высоких давлений с развитием жадеита. Они несогласно перекрыты рифовыми известняками с альб-сеноманской фауной.

Тектонический меланж подводной террасы прослеживается к югу на Андоманских и Никобарских островах, где установлена интенсивно дислоцированная верхнеюрская — нижнемеловая офиолитовая серия [17]; на западе Суматры, где к этому комплексу относятся офиолиты Атьех [31], выходящие в зоне сдвига Семанко и сменяющиеся к востоку по латерали юрскими рифовыми известняками, маркирующими, по Д. Катили, край континентального шельфа в Центральной Яве [18]. Восточнее на отдельных участках выделяется СФК преддугового прогиба (аналог междугового прогиба в случае развития подводной террасы). Это свита Панлаунг в Бирме, сложенная мощными в основном мелководными морскими отложениями, а также юрско-меловые флишидные толщи Центральной Суматры и Юго-Восточного Калимантана [31].

СФК вулcano-плутонической дуги представлен гранит-гранодиоритовыми интрузиями у западного края плато Шан и лейкократовыми редкометалльными гранитами далее к востоку в глубь позднемезозойского материка. Интрузии этого СФК прослеживаются на север в Западную Юньнань и на юг в районы Тенассери-ма и полуостровного Таиланда, где особенно широко распространены редкометалльные граниты. С ними связано подавляющее большинство месторождений олова и вольфрама Бирмы и Таиланда. Фрагменты того же интрузивного пояса видны в Центральной Суматре, где с меловыми гранитами ассоциируют касситеритовые россыпи, на шельфе к северу от Явы, и, возможно, в хр. Мератус на юго-востоке Калимантана. Радиологический воз-

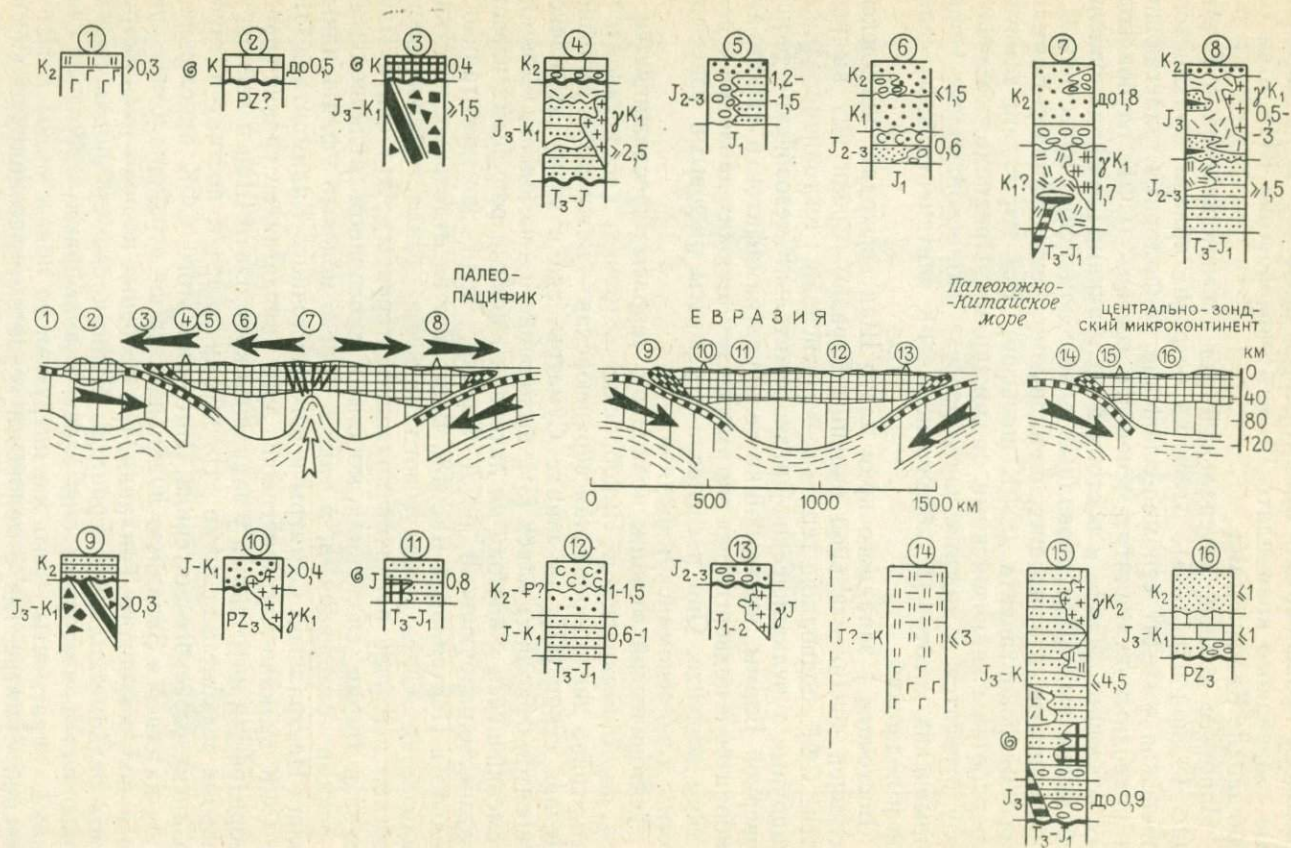


Рис. 18. Формационные колонки позднеюрского — мелового временного среза:

1 — Западная Бирма, араканское побережье и о. Янбье (Рамри) — глубоководный бассейн (эвгеосинклиналь) [2, 18]; 2 — Западная Бирма, восточный склон хр. Аракан-Йома — микроконтинент (срединный массив) [2]; 3 — Северная Бирма, район жадентовых рудников — краевой гребень подводной террасы (эвгеосинклиналь), по Е. Клеггу (1941 г.), [27]; 4 — Восточная Бирма, западный край плато Шан — преддуговой бассейн и магматическая дуга (миогеосинклиналь и зона сопряженной активизации) [27]; 5 — Восточная Бирма, бассейн Кало — тыловой прогиб (миогеосинклиналь?) [27]; 6 — Южный Китай, красноцветный бассейн Ланьпин — Сымао — эпикратонный бассейн (прогиб на платформе), по С. Шен и др. (1962 г.); 7 — Северный Вьетнам, зоны Шонгда и Туле — внутриконтинентальный рифт и зона предрифтовой переработки (автономной активизации) [4]; 8 — Юго-Восточный Китай — магматическая дуга (зона сопряженной активизации) [29]; 9 — о. Большой Никобар — краевой гребень подводной террасы (эвгеосинклиналь) [17, 44]; 10 — перешеек Кра — магматическая дуга (зона сопряженной активизации) [33]; 11 — Западный Таиланд, район Мэсот — Тхонгпаххум — тыловой прогиб (миогеосинклиналь) [33]; 12 — Восточный Таиланд, плато Корат — эпикратонный бассейн (прогиб на платформе) [18]; 13 — Южный Вьетнам, район Динькуан — магматическая дуга (зона сопряженной активизации) [14]; 14 — Западный Саравак, район Серабанг: окраинное море на месте осевой зоны палеорифта (эвгеосинклиналь) [43]; 15 — Западный Саравак, бассейн Педаван — Бао — магматическая дуга, наложенная на краевую зону палеорифта (тафрогеосинклиналь и зона сопряженной активизации) [43, 18]; 16 — Центральный Калимантан — эпикратонный бассейн (прогиб на платформе) [31].

Условные обозначения см. рис. 10

раст всех упомянутых интрузий в основном близок, колеблясь в пределах 118—100 млн. лет [31, 45].

Д. Бигнелл и Н. Снеллинг [20] выделяют подобные окраинно-континентальные пояса в особый «малайский» тип, интрузии которого длительно формируются в условиях относительно медленной субдукции и постоянного положения края континента. В результате происходит многократное вовлечение в переработку корового материала вплоть до появления полностью палингенных гранитов. Для них характерны стронциевые отношения около 0,7100 и выше. Ч. Хатчисон [33] относит такие граниты на юго-востоке Азии к «S-типу», по Б. Чапелу и А. Уайту (1974 г.), наиболее перспективному в отношении редкометалльной минерализации.

Указанные особенности отличают гранитные пояса малайского типа от поясов андийского типа, формирующихся в условиях относительно быстрого перекрытия океанической плиты надвигающимся континентом (граниты «I-типа», по Б. Чапелу и А. Уайту). В последних первичная магна не успевает существенно контактировать с сиалическим материалом, образуя в верхних горизонтах коры гранит-гранодиоритовые интрузии или изливаясь на поверхность в виде латит-андезитовых вулканических серий, с которыми связаны порфиновые медно-молибденовые, золото-серебряные и вулканогенные свинцово-цинковые руды. Примером поясов андийского типа из рассмотренных выше служит позднекайнозойский Западно-Бирманский — Зондский пояс.

Далее к востоку на отдельных участках удается выделить СФК тыловых прогибов на континентальной коре. Он включает наземные и мелководные морские отложения слоев Кало и верхней части серии Лойан на западе плато Шан, а также юрские толщи на западе Таиланда в районе Мэсот — Тхонгпаххум. В центральных частях п-ова Индокитай развит СФК внутренних эпиконтинентальных бассейнов, представленный красноцветными, часто соленосными, отложениями, слагающими прогибы и синеклизы

Ланьпин — Сымао на юге КНР, Корат на востоке Таиланда, Кравань на западе Кампучии и ряд более мелких структур.

Второй крупный окраинно-континентальный пояс позднего мезозоя — Катазиатский — расположен на северо-востоке региона. Он входит в систему мезозойских окраинно-континентальных поясов востока Азии, протягивающуюся далеко на север до Японии и Чукотки. Автором и Н. И. Филатовой была показана повсеместная связь вулканоплутонических поясов этой системы с разновозрастными и параллельными им палеозонами субдукции (эвгеосинклиналями). В частности, для Катазиатского пояса фрагменты таких палеозон, отвечающих позднемезозойским невулканическим дугам и подводным террасам, находятся на о. Тайвань в метаморфическом поясе Тананао, сложенном кремнистыми породами, хлоритовыми и глаукофановыми сланцами, претерпевшими две эпохи регионального метаморфизма: 120—80 и 190—150 млн. лет назад, а также на западе Филиппин, где обнаружен меловой меланж с глыбами серпентинизированных перидотитов и хлоритовых сланцев (о. Минданао) [17, 31].

К позднемезозойскому временному срезу относятся широко распространенные в пределах Катазиатского пояса верхнеюрские известково-щелочные вулканиты (преимущественно риолиты и туфы) и более поздние лейкократовые граниты с возрастом 112—110 млн. лет, несущие богатое оловянно-вольфрамовое оруденение. Граниты этого рода преобладают на юго-западе пояса, где он, скорее всего, относится к малайскому типу. В северо-восточном направлении увеличивается роль гранодиоритов, отмечены более высокая глиноземистость и железистость гранитоидов и весьма низкие стронциевые отношения в них. Такие особенности состава более характерны для поясов андийского типа, с чем согласуется и широкое распространение молибденового оруденения на северо-востоке Катазиатского пояса (см. рис. 8), но для уверенного обоснования такого предположения необходимы дополнительные данные.

Возможным продолжением Катазиатского пояса является пояс позднемезозойских гранитов и известково-щелочных вулканитов верхней юры — нижнего мела на юге Вьетнама. В тылу рассмотренных вулканоплутонических поясов в позднем мезозое проявились процессы деструкции континентальной коры с обособлением локальных ареалов СФК предрифтовой переработки. Один из них выделяется на востоке п-ова Малакка, где развиты долериты трапповой формации с возрастом 110 млн. лет и бимодальная вулканическая ассоциация с субщелочным трендом кислой составляющей в составе юрско-меловой серии Гаго [33], а также штоки пироксен-роговообманковых сиенитов, гранитов и монцонитовых диоритов на островах Тиоман и Анамбас с возрастом 110—86 млн. лет [31]. Обращает на себя внимание внутриплитный характер проявлений этого магматизма: в ближайшем окружении вплоть до Суматры и Юго-Восточного Китая на этом временном срезе не известны СФК активных окраин (см. рис. 17). Они были

связаны, вероятно, с заложением Палеоюжно-Китайского бассейна, предшественника глубоководной котловины Южно-Китайского моря.

Другой крупный ареал предрифтовой переработки выделяется на севере Вьетнама и юге КНР. Он образован аляскистыми субщелочными гранитами Пиаоак, Гэцзю и другими с возрастом 112—95 млн. лет, несущими оловянное и вольфрамовое оруденение. На преобладание растяжений в этом ареале указывает развитие грабенов и приразломных прогибов, выполненных красноватными грубообломочными отложениями меловой системы. Такие прогибы известны в зонах Шонгда и Шонгхиен—Антъяу во Вьетнаме и на прилегающей территории КНР. В бортах некоторых из них проявился субщелочной вулканизм (меловые комендиты и риолиты верхней части разреза толщи Туле в СРВ).

На западе Калимантана выделяется следующий латеральный ряд (рис. 18, колонки 14—16): на крайнем северо-западе острова развиты глубоководные кремнисто-терригенные флишевые отложения формации Серабанг юрско(?)—мелового возраста, сменяющиеся юго-восточнее более мелководными терригенными породами бассейна Педаван — Бао с включением юрских рифовых известняков [18, 31]. Далее в глубь острова появляются преимущественно наземные юрско-меловые отложения. В поздней юре здесь проявился вулканизм контрастной серии, известны дайки долеритов и признаки сульфидного медно-никелевого оруденения [43]. Перечисленные зоны имеют субмеридиональное простирание и разделены крупными сбросами. В целом позднемезозойская структура Западного Калимантана весьма напоминает раскрывающуюся рифтовую зону. Уже с конца юры по обеим сторонам этого палеорифтового бассейна началась субдукция с образованием СФК вулканоплутонических дуг, представленных позднемезозойским окраинно-континентальным поясом Южного Вьетнама и меловыми гранитами Калимантана, по Н. Хейлу, с возрастом около 100 млн. лет. С лейкократовыми редкометальными гранитами комплекса Деока на юге Вьетнама связаны проявления олова и вольфрама [14].

На палеорекострукции для конца юры — раннего мела (140—110 млн. лет назад) виден резкий поворот Евразии почти на 45° против часовой стрелки по отношению к кайнозойской позиции (рис. 19). Он показан в соответствии с палеомагнитными данными, приводимыми А. М. Городницким и др. Юрские полюса Восточного Китая расположены устойчиво на севере Тихого океана около Камчатки. Для меловых долеритов района Куантан на востоке п-ова Малакка установлена палеоширота 24° при современной широте 4° [30]. Такое понижение широт и движение по часовой стрелке, начиная с середины мела, подтверждается для большей части Евразии десятками надежных палеомагнитных определений по Дальнему Востоку, Сибири, Средней Азии. Близкое положение Евразии дано в региональных и глобальных реконструкциях для юрско-мелового времени М. Одлей-Чарльза, Ж. Басуле, Е. Ирвинга, А. Смита и др.

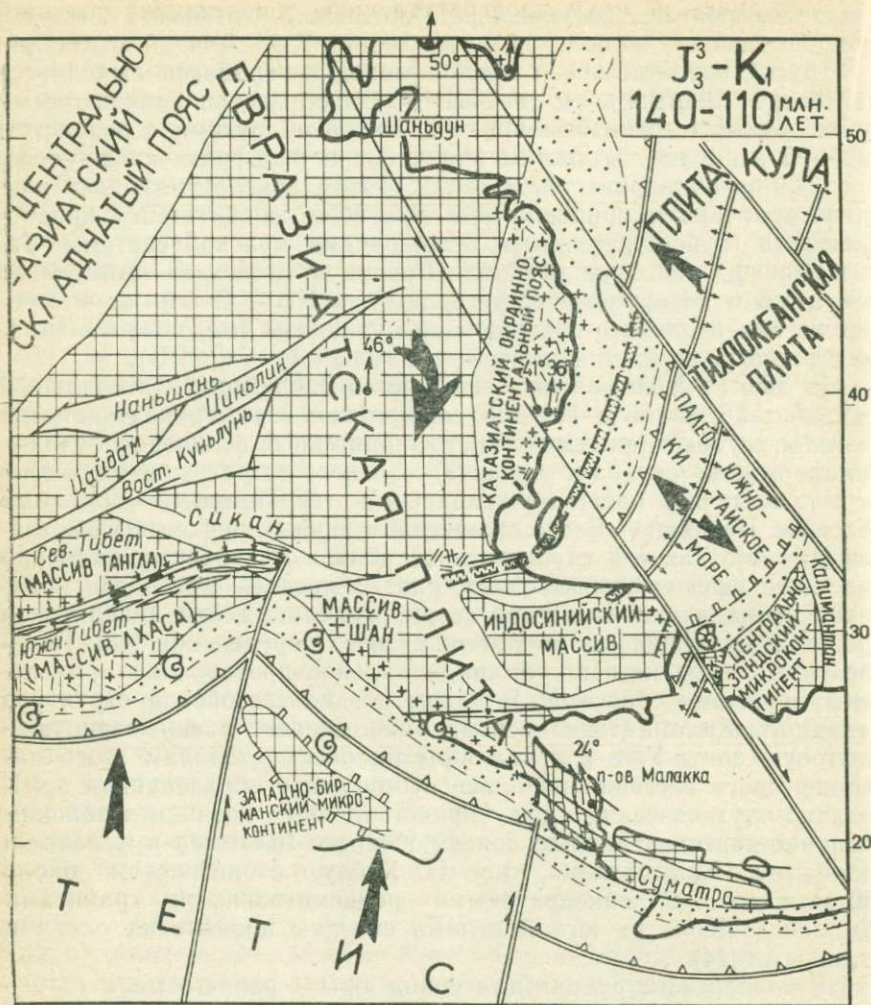


Рис. 19. Геокинематическая реконструкция для конца юры — раннего мела (140—110 млн. лет). Палеомагнитные данные по А. М. Городницкому и др. [30], положение массива Лхаса по [39].

Условные обозначения см. рис. 10

Возможной причиной поворота Евразии на столь значительную дуговую величину могло быть столкновение Африки и Аравии с Центральной и Восточной Европой, кульминация которого, приведшая к закрытию Западного Тетиса, датируется Б. Бижудювалем и др. кампанским веком. С таким вращением, по-видимому, было связано образование системы левых сдвигов на п-ве Малакка и на севере Суматры, возникших в конце мезозоя — начале кайнозоя.

Указанием на иную пространственную ориентировку позднемезозойских структурных зон по сравнению с их современным положением является удивительное сходство и однообразие формационного состава отложений и мелководной морской фауны юры и раннего мела вдоль бывшей южной континентальной окраины Евразии, проходившей от Средней Азии и Афганистана через Тибет и Бирму на Суматру. При этом Т. Сато отмечает не только родовое, но и значительное видовое сходство юрской фауны зоны Тетиса и ее повсеместный теплолюбивый характер. Такая слабая изменчивость фауны и типа осадконакопления по простиранию предполагает более близкое к широтному, по сравнению с современным, положением самой зоны, находившейся практически в одном климатическом поясе.

На всем своем протяжении южная окраина Евразии была активной. Первые проявления магматизма в ее пределах относятся к концу юры (около 140 млн. лет), что синхронно началу отодвигания Индии от Австралии с раскрытием Индийского океана. Последнее событие достаточно точно датируется Дж. Хейрулером и др. по трем независимым признакам: возрасту глубоководных фораминифер, океанических базальтов и линейных магнитных аномалий. Максимальное развитие мезозойского магматизма приходится на середину мела, когда внедрялась большая часть гранитов Бирмано-Малайского пояса. Именно в это время, по палеомагнитным данным и результатам изучения линейных магнитных аномалий в океане, происходило наиболее быстрое продвижение Индийского субконтинента к северу с закрытием восточного сегмента океана Тетис. Тогда же произошло столкновение континентальных блоков Северного и Южного Тибета вдоль сутуры Северный Шизанг — Западная Юньнань [37].

Более проблематичны построения по восточной части региона, где пока нет надежных палеомагнитных данных для позднего мезозоя. На палеорекострукции показано раскрытие Палеоюжно-Китайского бассейна, сопровождавшееся отодвиганием Калимантана от Евразии. Одним из обоснований реальности такого раздвига служит присутствие в северной половине о. Палаван, расположенного непосредственно на северо-восток от Калимантана, верхнемезозойских и более древних осадочных и магматических пород, весьма сходных по фауне и составу с одновозрастными образованиями Юго-Восточного Китая в пределах Катазиатского пояса [31]. З. Бен-Аврахам, С. Уеда, Т. Гайлд и др. предполагают, что деструкция континентальной окраины Евразии в позднем мезозое была вызвана погружением под нее спредингового хребта, разделявшего в мезозое океанические плиты Кула и Тихоокеанскую. Характерно, что в юрской фауне известняков Бао на северо-западе Калимантана Т. Сато отмечает смесь тихоокеанских и тетисных форм.

Постулируемое погружение срединно-океанического хребта под край континента происходило по системам протяженных трансформных разломов, подходивших под углом к активной окраине

(см. рис. 19), чем объясняется последовательное омоложение времени раскрытия окраинных морей Восточной Азии к северу. По-видимому, отражением таких трансформных разломов на континенте являлись гигантские позднемезозойские мегасдвиги, выделяемые В. П. Уткиным, Т. К. Хуангом и др. на советском Дальнем Востоке и в Восточном Китае, где амплитуда перемещения по ним достигает 200—250 км.

Ранний мезозой

Начало этапа, которому отвечает поздне триасовый — юрский временной срез (рис. 20), четко устанавливается в большинстве разрезов Индокитая и Индонезии по размывам, перерывам, несогласиям, в том числе структурным, в основании или середине норийского яруса. Иногда эти несогласия опускаются в низы верхнего или даже в средний триас (п-ов Малакка), иногда поднимаются в нижнюю часть разреза юры (плато Шан), но чаще всего приурочены к низам норийского яруса. Важнейшие на юго-востоке Азии тектонические движения, приуроченные к этому рубежу, получили название индосинийских.

На поздне триасово-юрском временном срезе был создан структурный план региона, сохранявшийся в дальнейшем на протяжении остальной части мезозоя и в начале кайнозоя. Центральные районы п-ова Индокитай характеризуются развитием наземных и мелководных морских формаций этого возраста, сменяющихся к западу и югу более глубоководными. Примечательной чертой геодинамики этого этапа является господство обстановок сжатия и наращивания континентальной коры в центре, растяжения и деструкции на окраинах региона.

У западного края плато Шан в ограниченном разломами прогибе выходит терригенная флишоидная толща свиты Маубин верхнего триаса — юры мощностью более 2700 м [27]. Значительная примесь в ее составе аркозового материала, поступавшего как с запада, так и с востока, и быстрые латеральные переходы на коротком расстоянии в мелководные известняки и паралические угленосные отложения не позволяют рассматривать эту толщу как возникшую на континентальном склоне. Восточнее и севернее в таких же узких приразломных прогибах развиты верхнетриасово-юрские конгломераты, красноцветы, эвапориты, сменяющиеся вверх по разрезу в основном мелководными морскими песчано-глинистыми отложениями (слои Напенг, серия Лойан, серия Намьяу). По структурным и формационным признакам все эти толщи на западе плато Шан (рис. 21, колонки 1, 2) могут быть отнесены к СФК континентальных рифтов, но проявления магматизма рифтовой и предрифтовой стадий здесь не установлены. Эти рифты развивались, по-видимому, в пределах внутриплитной континентальной окраины и привели в дальнейшем к отделению от Евразии Западно-Бирманского микроконтинента.

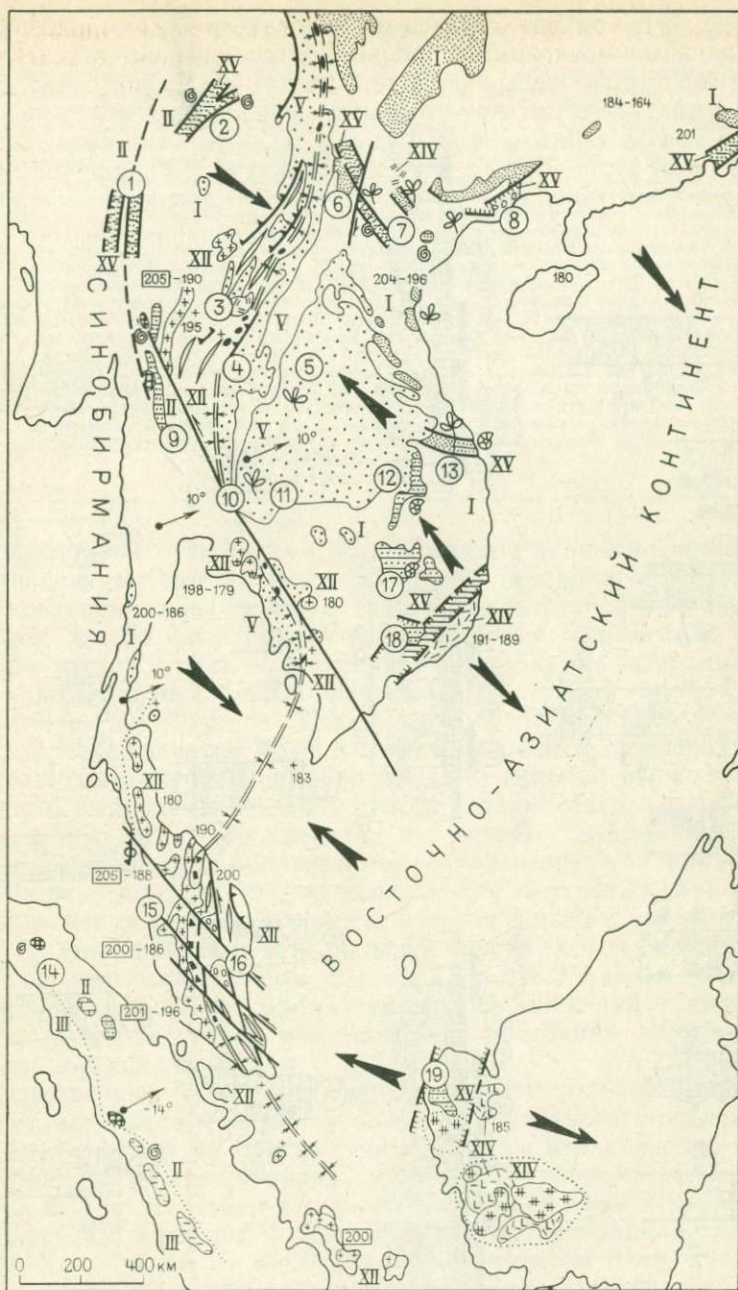


Рис. 20. Структурно-формационная схема поздне триасового — юрского временного среза (205—140 млн. лет). Палеомагнитные данные по работам [17, 30].
Условные обозначения см. рис. 10

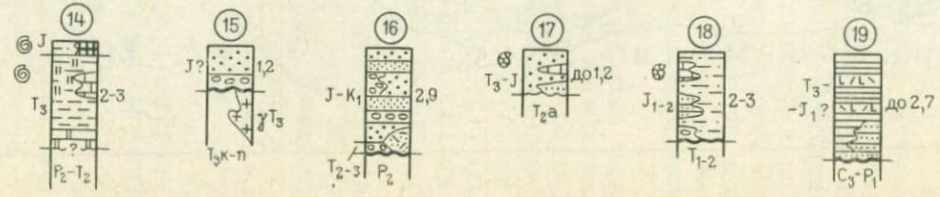
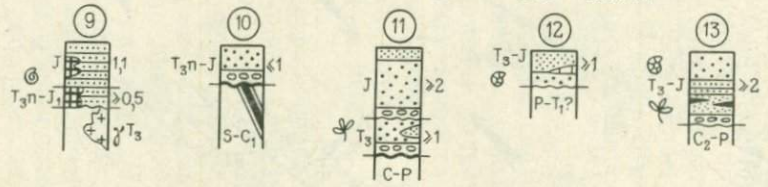
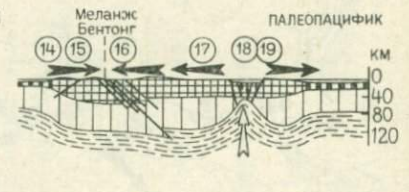
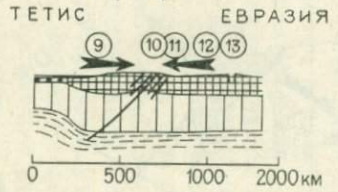
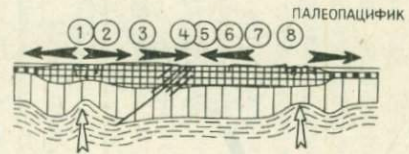
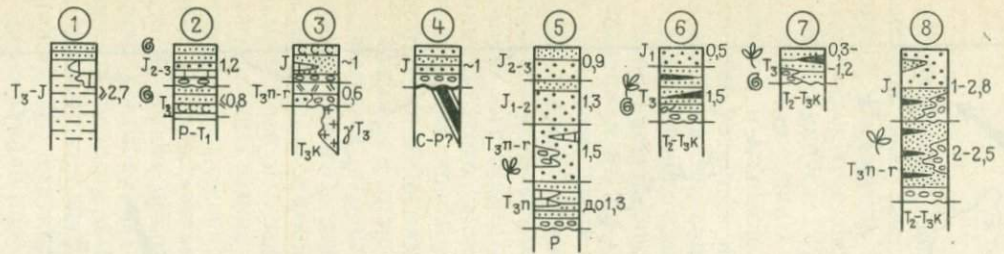


Рис. 21. Формационные колонки поздне триасового — юрского временного среза

1 — Восточная Бирма, западный край плато Шан и 2 — Восточная Бирма, Намью-Напенг — рифтогенный (?) прогиб на шельфе в пределах внутриплитной континентальной окраины (тафрогеосинклиналь?) [18, 27]; 3 — Северный Таиланд, бассейны Нан — Пхаяу — прогиб в тылу надвигающейся плиты (молаассовый бассейн орогенной области) [33, 38]; 4 — Северный Таиланд, район Уттарадит — межгорный прогиб в зоне столкновения (молаассовый бассейн орогенной области), по А. Хессу и К. Коху (1976 г.); 5 — Восточный Таиланд, северо-западная часть плато Корат — передовой (краевой) прогиб, по Т. Рангингвонгу (1978 г.); 6 — Северо-Западный Вьетнам, район Дьенбьенфу — прогиб в тылу подвигающейся плиты (молаассовый бассейн орогенной области) [4]; 7 — Северный Вьетнам, ниже течения р. Да (Черной) — грабен в тылу поддвигающейся плиты (молаассовый бассейн орогенной области) [4]; 8 — Северо-Восточный Вьетнам, побережье зал. Бакбо — рифтогенный (?) прогиб на внутриплитной континентальной окраине (молаассовый бассейн?) [3, 4]; 9 — Западный Таиланд, район Мэсот — Тхонгпхалум — шельф (миогеосинклиналь) [33]; 10 — Центральный Таиланд, район Прачинбури — межгорный прогиб в зоне столкновения (молаассовый бассейн орогенной области) [45]; 11 — Восточный Таиланд, юго-западная часть плато Корат — передовой (краевой) прогиб [18]; 12 — Южный Лаос, район Паксе — Аттопы — эпикратонный бассейн (прогиб на платформе) [49]; 13 — Центральный Вьетнам, угольный бассейн Нонгшон — грабен в тылу подвигающейся плиты (молаассовый бассейн?) [8, 49]; 14 — Северная Суматра — склон и шельф в пределах внутриплитной континентальной окраины (миогеосинклиналь) [31, 47]; 15 — северо-запад п-ова Малакка и 16 — восточная часть п-ова Малакка — межгорный прогиб в зоне столкновения (молаассовый бассейн орогенной области) [33, 43]; 17 — Восточная Кампучия — эпикратонный бассейн (прогиб на платформе) [49]; 18 — Южный Вьетнам и 19 — Западный Саравак — палеорифт (тафрогеосинклиналь) [8, 12, 43]

Условные обозначения см. рис. 10

Мелководные отложения СФК шельфов с включением рифовых известняков выходят южнее в Таиланде (колонка 9). Типичный СФК континентальных склонов и подножий установлен на западе Суматры, где развита терригенно-кремнистая флишевая толща верхнего триаса и юры, сменяющаяся к востоку по латерали рифовыми известняками с юрской фауной [31].

Восточнее от Южного Китая до п-ова Малакка через весь регион прослеживается пояс развития линейных складок, надвигов, гранитных интрузий и молаассовых отложений верхнего триаса и юры, выделяемый в СФК поясов столкновения (колонки 3—5, 10, 11, 15, 16). В его пределах интенсивной деформации и динамометаморфизму с образованием сланцеватости, кливажа осевой поверхности и отчетливо выраженной вергентности подверглись отложения палеозоя и низов мезозоя вплоть до карнийского яруса триасовой системы. На большей части пояса преобладает восточная вергентность (рис. 22), но на п-ове Малакка она меняется на западную [33]. Время проявления движений фиксируется угловым и структурным несогласием в основании норийско-рэтских или юрских толщ.

Существенным элементом рассматриваемого СФК являются офиолитовые пояса и зоны тектонического меланжа, прослеживаемые с перерывами на протяжении всей зоны столкновения и уходящие далеко на северо-запад за пределы региона в верховья р. Янцзы. Они включают тектонически нарушенные и перемещенные пластины и глыбы пород офиолитовой ассоциации, трактуемые Ч. Хатчисоном, Т. К. Хуангом, А. Митчелом и др. как фрагменты позднепалеозойской — раннемезозойской океанической коры. Наряду с офиолитами в меланже присутствуют блоки осадочных и магматических пород различного возраста, вплоть до пермских и раннетриасовых, как, например, в меланже Бентонг на п-ове Малакка [20, 31]. Это позволяет считать время тектоническо-

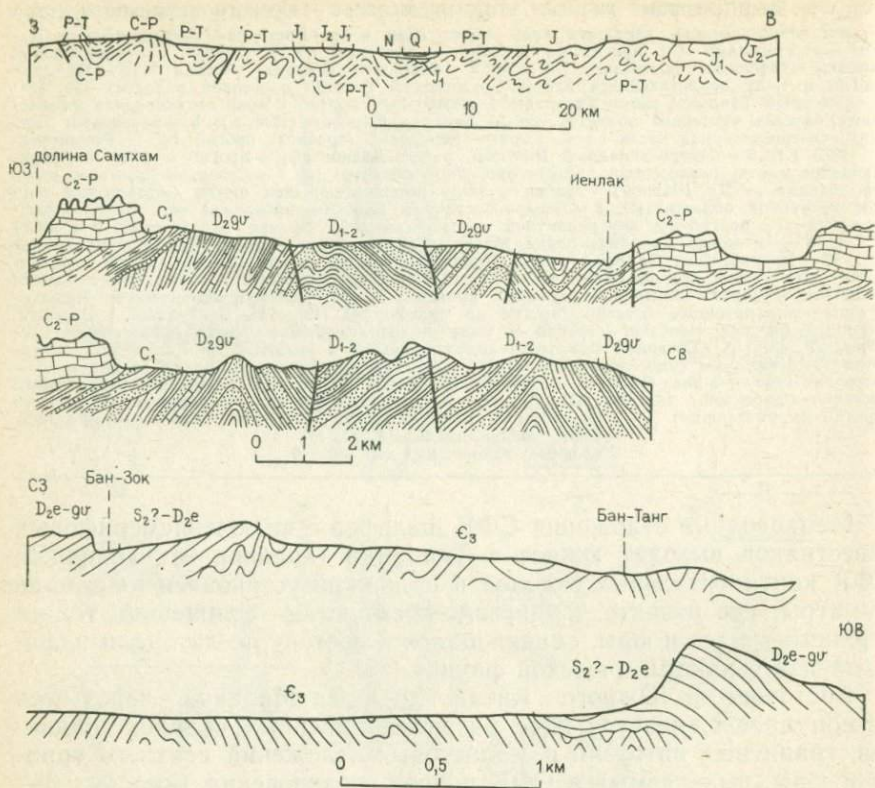


Рис. 22. Геологические разрезы через складчатые зоны Индокитайского региона: I — через зону индосинид Северного Таиланда, район г. Нгао, по А. Хессу и К. Коху; II — через зону Чыонгшон Центрального Вьетнама, район опс. Иенлак, по А. Е. Довжикову и др.; III — через антиклиналь Банзок в зоне каледонид Северо-Восточного Вьетнама к востоку от г. Каобанг, по Ю. Г. Гатинскому, Ф. К. Нгану, Ч. В. Чи.

Q — преимущественно аллювий; N — песчанники и глины с лигнитами; J, J₁, J₂ — красноцветные песчано-глинистые отложения с прослоями гравелитов и конгломератов; P-T — на западе — песчанники, глинистые сланцы, вулканы кислого и среднего состава, на востоке — терригенный флиш; P — песчанники, глинистые и кремнистые сланцы, известняки; C-P, C₂-P — известняки; C₁ — глинистые и кремнистые сланцы, алевролиты, песчанники, известняки; D₂gv — глинистые сланцы и песчанники с прослоями известняков; D₂e-gv — известняки; D₁₋₂ — флишoidное чередование песчанников, алевролитов, глинистых сланцев; S₂?-D₂e — красноцветные песчанники и конгломераты, алевролиты, аргиллиты; E₃ — песчанники, алевролиты, глинистые сланцы с редкими прослоями известняков. На всех разрезах вертикальный масштаб примерно равен горизонтальному

го становления офиолитов триасовым, скорее всего поздне триасовым. С альпинотипными ультрамафитами в Западной Малайзии и на севере Таиланда связаны проявления хромитов.

Более широко в пределах раннемезозойского пояса столкновения распространены интрузии лейкократовых редкометалльных гранитов позднего триаса, образовавшихся, судя по стронциевым отношениям, при значительной роли корового материала [20].

К зонам развития этих гранитов приурочены важнейшие месторождения олова Северного Таиланда, Западной Малайзии и Западной Индонезии.

Параллельно поясу столкновения и частично перекрывая его протягивается цепочка орогенных впадин и более крупных удлиненных прогибов, приуроченных обычно к фронтальным частям складчато-надвиговых зон. Они выполнены красноцветными или сероцветными угленосными молассаами верхнего триаса и юры, достигающими на западе плато Корат в Таиланде мощности 4 км [18]. В краевых частях впадин эти толщи, отнесенные к СФК передовых прогибов, слабоскладчатые и иногда вовлечены в общую вергентную структуру пояса (см. рис. 22), что указывает на длительное продолжение процессов сжатия в пределах зоны столкновения, как это можно наблюдать в настоящее время в Гималаях.

За пределами пояса столкновения индосинийские движения проявились в перерывах, несогласиях, неравномерной складчатости различных толщ, калий-аргоновом омоложении более древних пород в интервале 200—180 млн. лет и в развитии или подновлении крупных сдвигов, таких, как сдвиг Лайтяу-Дьенбьен на северо-западе Вьетнама с восторонним смещением на 60 км. На обширных площадях в Восточном Таиланде, Лаосе, Кампучии выходят наземные и мелководные морские отложения СФК эпиконтинентальных бассейнов (колонки 12, 17).

На востоке региона на рассматриваемом временном срезе преобладали напряжения растяжения, что устанавливается по развитию грабенов, в центральных частях которых мощность отложений возрастает в несколько раз по сравнению с мощностями на бортах. Они выполнены наземными или паралическими угленосными молассаами, мощность которых составляет более 2, нередко до 5 км (колонки 8, 13). Некоторые из этих грабенов могли иметь рифтогенное происхождение, как, например, позднетриасово-юрские структуры в зоне Шонгда на севере Вьетнама, ограниченные разломами и сопровождающиеся проявлениями одновозрастного субщелочного вулканизма (нижняя часть разреза вулканогенной толщи в районе Туле). Мощность красноцветной вулканогенно-осадочной толщи верхнего триаса — нижней юры прогиба Туле превышает 4 км.

В состав единой кинематической системы с преобладанием процессов растяжения входили, по-видимому, южная часть Вьетнама и Западный Калимантан. Еще Е. Сореном было отмечено, что юрские отложения на юге Вьетнама приурочены к протяженной отрицательной структуре северо-восточного простириания — «Кохинхинской борозде». В последние годы здесь установлено широкое распространение морских юрских отложений различной глубинности и сложное блоковое строение этой территории с развитием крупных сбросов северо-восточного простириания [8]. Юрская толща несогласно перекрывает более древние с конгломератами в основании, а вблизи выступа Контум по всему ее разрезу преобладают грубообломочные породы. В пределах более погружен-

ных блоков появляются относительно глубоководные фации, представленные сланцами с аммонитами. С подстилающими триасовыми образованиями (присутствие верхнего триаса здесь пока не доказано) связаны проявления вулканизма [12].

Сходная обстановка существовала несколько раньше (в конце триаса) на западе Саравака (Восточная Малайзия). Здесь в ограниченной разломами структуре север-северо-восточного простирания выходят верхнетриасовые формации Садонг и Серианг, представленные черными сланцами, переходящими в бортах в угленосные отложения и аркозовые песчаники с пачками вулканитов контрастной ассоциации — трахитов, андезито-базальтов [18, 43]. Общая мощность триасовой толщи на западе Саравака около 3 км. В соседних районах Калимантана в конце триаса — начале юры внедрялись интрузии щелочных гранитов с эгирином [31]. На основании приведенных фактов можно весьма предварительно предположить, что в двух охарактеризованных районах (колонки 18, 19) развит СФК континентального рифта, заложение которого на поздне триасово-юрском временном срезе предшествовало раскрытию Палеоюжно-Китайского моря в позднем мезозое.

На реконструкции для конца триаса — начала юры (рис. 23) юго-восточное окончание Евразии занимает примерно то же положение, что и в позднем мезозое. Палеомагнитные данные по КНР, а также Таиланду, Суматре [30] указывают на сохраняющийся поворот против часовой стрелки по сравнению с кайнозойским положением и на умеренные или низкие широты. Большинство палеомагнитных полюсов рассматриваемого этапа для Юго-Восточной и Восточной Азии находится на севере Тихого океана. Принятая на реконструкции раннемезозойская позиция региона находит подтверждение в палеоклиматических данных. На современном срезе смена верхнетриасовых сероцветных угленосных толщ на красноцветные происходит вдоль полосы северо-западного простирания между хр. Чыонгшон и р. Меконг. На палеорекострукции эта полоса приобретает субширотное положение между 25—30° северной палеошироты, соответствующее границе субтропического гумидного и тропического аридного климатических поясов Земли в наши дни.

Принадлежность Восточной Евразии к одному континентальному блоку подтверждается широким распространением в ее пределах, по И. А. Добрускиной, однотипной наземной флоры позднего триаса: монгугайской в Приморье, хонгайской в Индокитае и др. Протяженная южная континентальная окраина, как и в позднем мезозое, характеризуется сходством родового и видового состава фауны. В поздне триасовых комплексах Бирмы, Лаоса, Вьетнама присутствуют тетисные формы Альп и Тибета, в том числе такие характерные, как *Avicula contorta*, *Anatibetites* и др. [3, 15, 18]. На своем восточном фланге эта окраина была в первой половине мезозоя внутриплитной, так как здесь отсутствуют проявления известково-щелочного магматизма. Западнее выделяется зона суб-

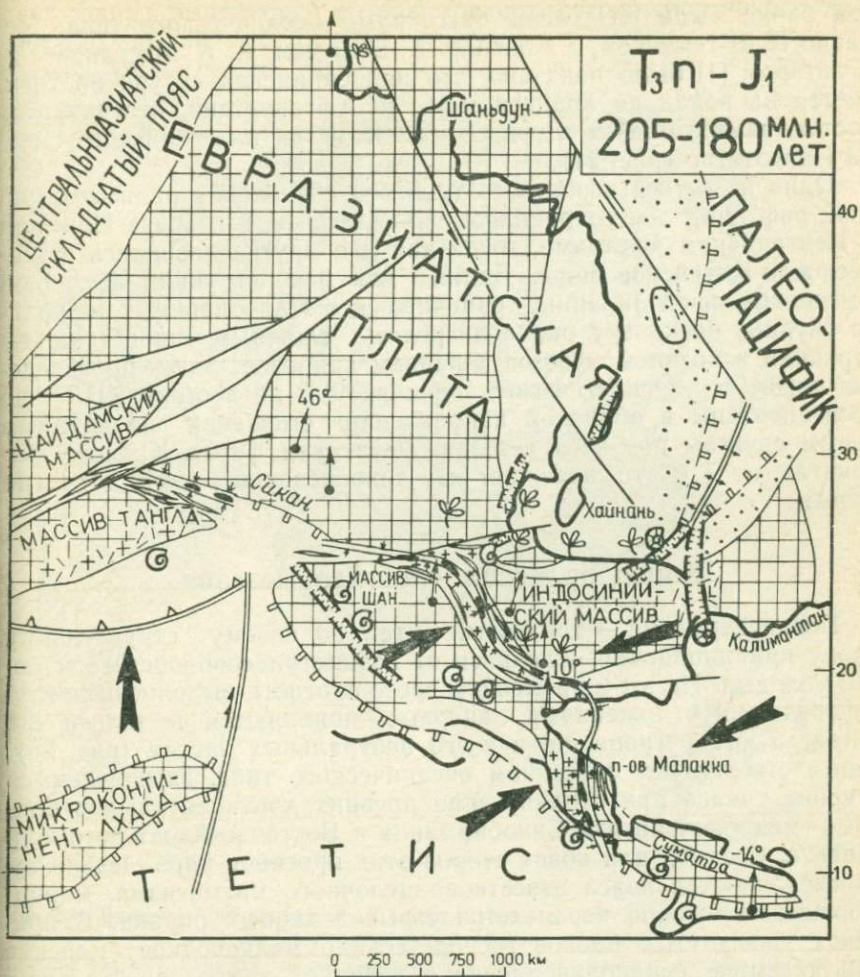


Рис. 23. Геокинематическая реконструкция для конца триаса — начала юры (205—180 млн. лет). Палеомагнитные данные по А. М. Городницкому и др. [17, 30].

Условные обозначения см. рис. 10

дукции в Центральном Тибете, где в позднем мезозое произошло столкновение континентальных блоков Лхаса и Тангла.

Пересекающий значительную часть континента шов позднеэриосового столкновения спаял воедино различные блоки континентальной коры, в первую очередь, такие крупные, как Восточно-Азиатский континент и микроконтинент Синобирмания, охватывавший часть Южного Китая, Бирму, Западный Таиланд и западную половину п-ова Малакка. Присутствие фрагментов древней океанической коры в меланже и в аллохтонных пластинах офиолитовых поясов позволяет предполагать, что до позднего триаса

эти блоки были разделены бассейнами океанического типа. Недавно И. Штеклином, а также А. А. Беловым, А. А. Моссаковским и автором [1] было показано, что индосинийская сутура протягивается на запад по крайней мере до Афганистана, отвечая полностью замкнувшейся в триасе южной ветви палеозойского океана Палеотетис (рис. 24).

Одна из ветвей вероятного тройного сочленения раннемезозойских рифтовых зон сохранилась, по-видимому, в грабене Нонгшон в Центральном Вьетнаме, тогда как две другие развились в Палеоюжно-Китайское море. Данные для реконструкции восточной континентальной окраины, граничившей с Палеопацификом, крайне скудны, поскольку она подверглась сложным процессам деструкции в позднем мезозое и раннем кайнозое. Здесь произведены лишь палинспастические перемещения на востоке КНР, где восстановлены в обратном направлении смещения по крупным левым сдвигам позднего мезозоя. Лейасовая фауна Южного Индокитая, по Т. Сато, включает как тихоокеанские, так и тетисные формы.

Конец палеозоя — начало мезозоя

Позднепермский — триасовый этап по своему структурному плану принципиально отличался от позднетриасово-юрского и более молодых. На этом временном срезе прогибы, выполненные глубоководными отложениями, впервые появляются не только на западе и юге региона, но и в его центральных частях (рис. 25). Они соответствуют бассейнам океанического типа, замкнувшимся в конце триаса при столкновении древних континентальных блоков — микроконтинента Синобирманья и Восточно-Азиатского континента. С одной или обеих сторон этих прогибов параллельно им прослеживаются пояса известково-щелочного магматизма, маркирующие положение пермско-триасовых активных окраин. В пределах упомянутых блоков господствовало мелководное морское или наземное осадконакопление в условиях эпиконтинентальных бассейнов. На отдельных участках проявились процессы континентального рифтогенеза, сопровождавшиеся вулканизмом толеитовой, субщелочной и бимодальной серий.

Верхняя граница пермско-триасового этапа определена индосинийским несогласием. Нижняя фиксируется перерывами, несогласиями или сменами формационного состава отложений в середине разреза пермской системы, наиболее отчетливо устанавливаемыми на севере Вьетнама. Учитывая, что территория п-ова Индокитай на этом этапе входила в состав двух различных континентальных блоков, латеральные ряды СФК рассматриваются отдельно по каждому из них*.

Западная (в современных координатах) континентальная

* Эти блоки отвечают выделенным выше областям с различным типом осадконакопления и тектонической активности в перми и триасе.

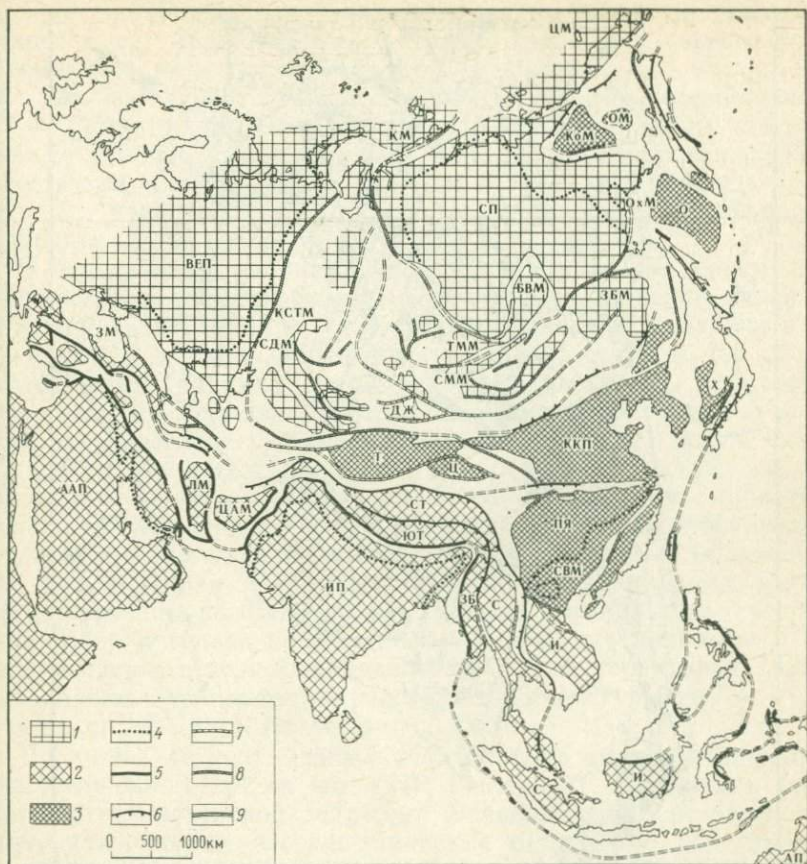


Рис. 24. Древние континентальные блоки и офиолитовые пояса Азии. Составили Ю. Г. Гатинский, В. Е. Хаин, А. Л. Яншин.

Древние кратоны, включая миеогосинклинальные зоны обрамления, и более мелкие, преимущественно допознерифейские, континентальные фрагменты (микроконтиненты, средние массивы): 1 — лавразийского ряда, 2 — гондванского ряда, 3 — «тихоокеанского» ряда; 4 — внешние границы миеогосинклинальных зон; главнейшие офиолитовые пояса и зоны тектонического меланжа: 5 — позднемеловые и кайнозойские, 6 — пермские — ранне-средне-мезозойские, 7 — средне-позднепалеозойские, 8 — ранне-среднепалеозойские, иногда вместе с познерифейскими — вендскими, 9 — средне-познерифейские. Древние платформы (кратоны): ААП — Африкано-Аравийская, АП — Австралийская, ВЕП — Восточно-Европейская, ИП — Индийская, ККП — Китайско-Корейская, СП — Сибирская, ПЯ — Янцзы; массивы — БВМ — Байкало-Витимский, Дж — Джунгария, ЗБ — Западно-Бирманский, ЗБМ — Зей-Буреинский, ЗМ — Закавказский, И — Индосиния (вместе с Западным Калимантаном), КМ — Карский, КоМ — Колымский, КСТМ — Казахстано-Северо-Тяньшаньский, ЛМ — Лутский, О — Охотия (Центрально-Охотоморский), ОМ — Омолонский, ОхМ — Охотский, С — Синобирмания (вместе с Северо-Восточной Суматрой), СВМ — Северо-Вьетнамский (Вьетбакский), СДМ — Сыр-Дарьинский, СММ — Северо-Монгольский, СТ — Северо-Тибетский, Т — Таримский, ТММ — Тувино-Монгольский, Х — Хида, Ц — Цайдам, ЦАМ — Центральноафганский, ЧМ — Чукотский, ЮТ — Южно-Тибетский

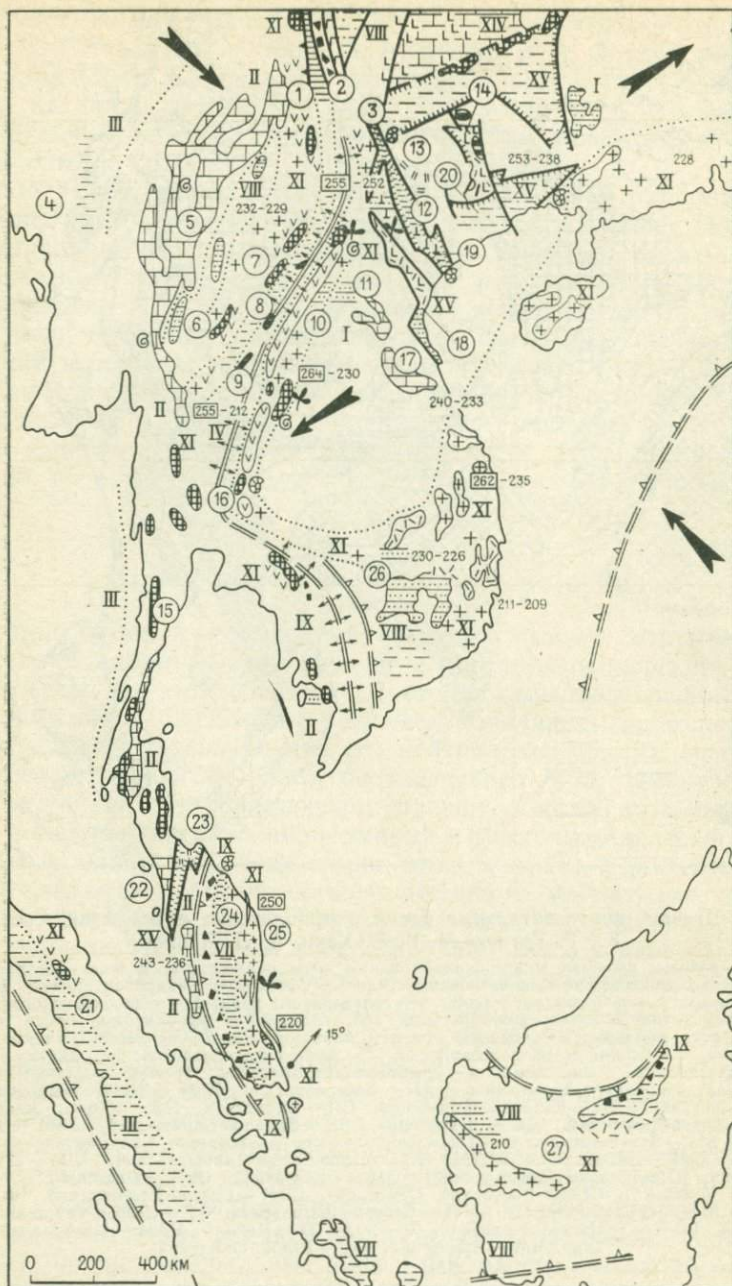


Рис. 25. Структурно-формационная схема позднепермско-триасового временного среза (265—205 млн. лет). Палеомагнитные данные по работе [30].

Условные обозначения см. рис. 10

окраина Синобирмании устанавливается по развитию триасового флиша в хр. Аракан-Йома и пермско-триасовых известняков и доломитов с мелководной фауной восточнее на плато Шан (рис. 26, колонки 4, 5). Эти две толщи отнесены соответственно к СФК континентальных склонов и подножий и СФК шельфов. Выходы карбонатных шельфовых толщ, часто с пачками рифовых известняков, тянутся на юг до п-ова Малакка, замещаясь на отдельных участках к западу песчано-глинистыми отложениями подводных дельт (колонки 6, 15, 22).

В центральных районах Синобирмании развиты преимущественно мелководные карбонатные отложения: пермские «известняки Ратбури» в Таиланде, «известняки Чупинг» в Малайзии и др., относящиеся к СФК эпиконтинентальных бассейнов. На северо-западе п-ова Малакка они с размывом перекрыты триасовыми «известняками Кодиаг», которые замещаются по латерали к востоку на одновозрастные глубоководные отложения свиты Семангол: глинисто-кремнистые сланцы и турбидиты с пачками известняковых брекчий и конгломератов со структурами подводного оползания [33]. При переходе от мелководных к глубоководным отложениям мощность возрастает от 500 до 2400 м (колонки 22, 23). Ограниченная разломами узкая грабен-синклиналь, к которой приурочены выходы свиты Семангол, по-видимому, представляла собой в триасе рифтогенный прогиб, углублявшийся и расширявшийся в северном направлении, где на территории Таиланда мощность турбидитов в пределах этой структуры, по Дж. Грант-Маки и др. (1978 г.), возрастает до 7 км.

Восточная (в современных координатах) окраина Синобирмании устанавливается на юге КНР (колонки 1, 2). Здесь в западном борту мезозойской депрессии Ланьпин-Сымао развиты андезиты, мелководные песчано-глинистые отложения, конгломераты и рифовые известняки перми и триаса, а в восточном борту — глубоководные флишевые и кремнисто-спилитовые толщи того же возраста общей мощностью более 5,8 км, включающие горизонты тектонического меланжа [37]. Так же отчетливо эта окраина выражена на севере Таиланда (колонки 6—8), где среди мелководных карбонатно-терригенных отложений перми и триаса появляются рифовые известняки и известково-щелочные вулканиты, замещающиеся к востоку флишеидными отложениями серии Лампанг мощностью более 4 км. Эта флишеидная толща накапливалась, скорее всего, не в глубоководном желобе, а в преддуговом бассейне, так как относительно глубоководные глинистые сланцы с даонеллами, слагающие главную часть ее разреза, часто замещаются по латерали мелководными известняками и песчаниками [38].

Восточная окраина Синобирмании была активной. Здесь развиты СФК вулканоплутонических дуг на континентальной коре, представленные андезитами, дацитами, риолитами и туфами, с которыми ассоциируют комагматичные им гранит-гранодиоритовые интрузии с возрастом 249—236 млн. лет (конец перми — начало

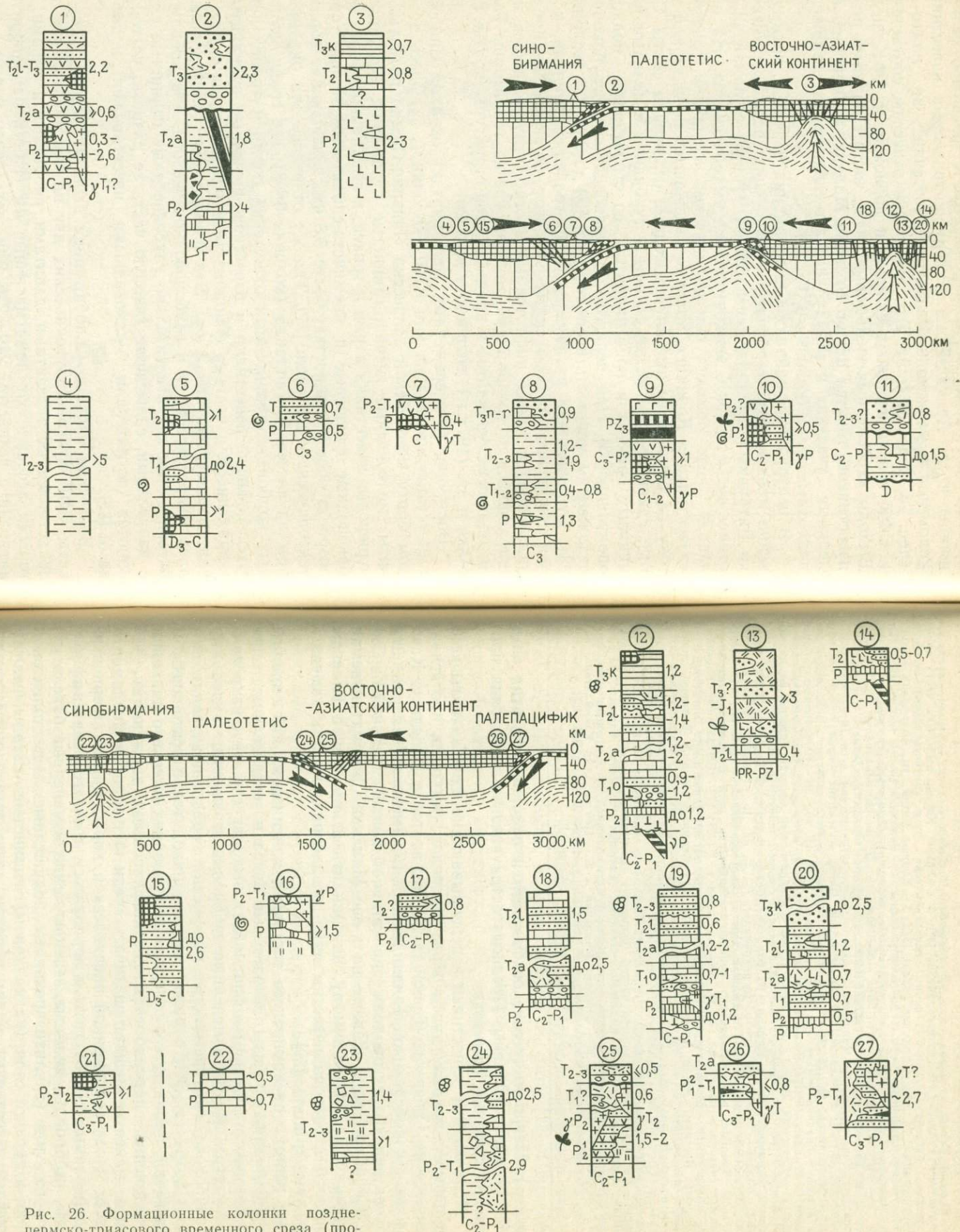


Рис. 26. Формационные колонки позднепермско-триасового временного среза (продолжение на с. 130).

Рис. 26. (Продолжение)

1 — Южный Китай, западная часть красноцветного бассейна Ланьпин — Сымао — вулканоплутоническая дуга (мезогеоантиклиналь) [37]; 2 — Южный Китай, восточная часть красноцветного бассейна Ланьпин — Сымао — невулканическая дуга, континентальный склон и глубоководный бассейн (эвгеосинклиналь) [37]; 3 — Южный Китай, хр. Айлаошань — внутриконтинентальный палеорифт (тафрогеосинклиналь); 4 — Западная Бирма, восточный склон хр. Ракхайн (Аракан-Йома) — континентальное подножие (флишевая геосинклиналь) [2, 18]; 5 — Восточная Бирма, плато Шан — внешний шельф (миогеосинклиналь) [18, 27]; 6 — Западный Таиланд, район Мэсаринг — тыловой прогиб (миогеосинклиналь) [38, 46]; 7 — Западный Таиланд, район Чиагдао — Так — вулканоплутоническая дуга (мезогеоантиклиналь) [38, 45, 46]; 8 — Северный Таиланд, район Пхаяу — Лампанг — преддуговой бассейн (мезогеосинклиналь) [22, 38, 46]; 9 — Северный Таиланд, район Уттарадит — зона обдукции на активной окраине континента (эвгеосинклиналь) [22, 45, 46]; 10 — пограничные районы Лаоса и Таиланда (Паклай — Лей) — вулканоплутоническая дуга (мезогеоантиклиналь) [49]; 11 — Северный Лаос, плато Сиангкуанг — эпикратонный бассейн (прогиб на квази-платформе?) [49]; 12 — Северо-Западный Вьетнам, среднее течение р. Да; 13 — Северо-Западный Вьетнам, район Нгиало — Ванбан; 14 — Северо-Восточный Вьетнам, район Каобанг — Чалинь — палеорифт (тафрогеосинклиналь), [3, 4, 15]; 15 — Южный Таиланд, перешеек Кра — внешний шельф и подводная дельта (миогеосинклиналь) [33, 46]; 16 — Центральный Таиланд, район Сарабуи — вулканоплутоническая дуга в пределах внешнего шельфа (мезогеоантиклиналь), по О. Даусону (1978 г.), [45]; 17 — Центральный Вьетнам, хр. Чьюншюан; 18 — северная часть Центрального Вьетнама, хр. Тиньжа — г. Хоаньшюан; 19 — Северный Вьетнам, район Хоабинь — Ниньбинь, 20 — Северо-Восточный Вьетнам, район Антяу — палеорифт [3, 4, 15]; 21 — Центральная Суматра — вулканоплутоническая дуга (мезогеоантиклиналь) [31]; 22 — Малайзия, Северо-Западный Кедах — шельф (миогеосинклиналь) [18, 43]; 23 — Малайзия, Центральный Кедах и Перак — внутриконтинентальный палеорифт (тафрогеосинклиналь) [18, 43]; 24 — восточные предгорья Главного хр., район Аринг — Гуа Мусанг — междуговой прогиб (флишевая геосинклиналь) [18, 42, 43]; 25 — Малайзия, центральные районы Келантана, Паханга, Джохора — активная окраина, развившаяся на месте зоны столкновения эвгеосинклинальной магматической дуги с континентом (мезогеосинклиналь) [18, 33]; 26 — Северная Кампучия и 27 — Центральный Калимантан — активная континентальная окраина (зона сопряженной активизации) [49].

Условные обозначения см. рис. 10

триаса). Петрохимические особенности и рудоносность этих комплексов слабо изучены. Предполагается связь с ними ряда проявлений свинца в Таиланде.

Мелководные известняки и перекрывающие их вулканиты конца перми — начала триаса образуют полосу выходов, протягивающуюся из Северного Таиланда на юго-восток в Западную Кампучию и к побережью Таиландского (Сиамского) залива. Эта полоса определяет продолжение активной континентальной окраины Синобирмании. Южнее на п-ове Малакка рассматриваемая окраина была, по-видимому, внутриплитной, так как в Главном хребте полуострова известны лишь позднетриасовые и каменноугольные граниты [20].

К востоку от комплексов восточной континентальной окраины Синобирмании развиты офиолитовые пояса и зоны меланжа, среди которых в отдельных фрагментах выходят серпентинизированные ультрамафиты, измененные габброиды и основные вулканиты и глубоководные кремнистые отложения средне-позднепалеозойского возраста. Эти породы всегда находятся в тектоническом залегании, часто метаморфизованы в условиях высокого давления и интенсивно переработаны позднетриасовыми движениями, что тем не менее не мешает различать среди них аналоги фундамента и всех слоев современной океанической коры: мантии (серпентинизированные гарцбургиты и лерцолиты), третьего слоя (амфиболиты, габброиды, диабазы, зеленокаменно измененные базальты), второго слоя (спилитизированные подушечные лавы толеитовой серии и первого слоя (радиоляриты, глинистые сланцы, пелитоморфные известняки). Таким образом, здесь устанавливается раз-

витие СФК глубоководных котловин бассейнов океанического типа, а также, возможно, СФК невулканических дуг или подводных террас.

Возраст рассматриваемой офиолитовой ассоциации несколько изменяется на различных участках. На юге КНР она датируется поздней пермью [37], в Северном Таиланде — поздним палеозоем, скорее всего, карбоном [45], в Центральном Таиланде — ранней пермью [32], на п-ове Малакка — девоном или моложе [43]. В Южном Китае и Малайзии породы этой ассоциации входят в состав тектонического меланжа, время тектонического становления которого, судя по включениям обломков пермских и триасовых пород, — поздний триас, как это предполагается для меланжа Бентонг на п-ове Малакка [20].

Более сложные соотношения наблюдаются на севере Таиланда (см. рис. 26, колонка 9). Здесь офиолиты, представленные хромитоносными перидотитами, пироксенитами, серпентинитами, горнблендитами, диабазами и измененными подушечными лавами, залегают в тектонических пластинках, надвинутых к востоку на смятые в складки филлиты и зеленые сланцы девона, флишевую толщу нижнего — среднего карбона и комплекс активной окраины верхнего карбона — нижней перми, включающий рифовые известняки, андезиты, дациты, диориты и гранодиориты [22]. Приведенный разрез может быть объяснен обдукцией в середине перми океанической коры бассейна, отделявшего Синобирманию от Восточно-Азиатского континента, на активную континентальную окраину последнего.

СФК вулканоплутонической дуги, сформированный на окраине Восточно-Азиатского континента, по составу и строению напоминает рассмотренный выше СФК активной окраины Синобирмании. Выходы слагающих его пород прослеживаются почти непрерывно из района Дьенбьенфу на северо-западе Вьетнама по линии Луангпхабанг — Паклай в Лаосе и Лей — Сарабури в Таиланде к северо-востоку от Бангкока. Среди них преобладают известково-щелочные вулканиты и интрузии дифференцированной гранит-гранодиоритовой серии, с которыми связаны проявления свинца, цинка, золота, железа, а в районе Лей в Таиланде также меднопорфировое оруденение [34]. По своим петрохимическим и металлогеническим характеристикам окраинный пояс запада Восточно-Азиатского континента близок к поясам андийского типа.

Время внедрения большинства интрузий рассматриваемого пояса, по результатам радиологических определений, составляет 266—255 млн. лет, что отвечает середине перми. Таков же, по стратиграфическим соотношениям, возраст известково-щелочных вулканитов толщи Шонгда на северо-западе Вьетнама [4]. Более молодые проявления магматизма связаны здесь с процессами рифтогенеза или с поздне триасовым столкновением. Чем же было вызвано прекращение в начале перми субдукции под западную (в современных координатах) окраину Восточно-Азиатского континента? Весьма вероятно, что причиной этого было столкновение

окраины со спрединговым хребтом остаточного океанического бассейна Палеотетиса, приведшее к обдукции пластин океанической коры на континентальную окраину в районе Уттарадит на севере Таиланда и к смене полярности процесса субдукции. Именно со второй половины перми началось формирование охарактеризованного выше СФК вулканоплутонической дуги на окраине Синобирмании.

Здесь уместно провести аналогию с позднекайнозойским развитием западной окраины Северо-Американского континента, где, по Р. Смит и др., также в результате столкновения с Тихоокеанским срединно-океаническим хребтом субдукция прекратилась в Береговых хребтах на участке по крайней мере от Калифорнийского залива до пролива Хуан-де-Фука. Следует подчеркнуть, что в обоих регионах вслед за этим начались активные процессы деструкции континентальной коры в пределах бывшего окраинно-континентального пояса и в его тылу (Провинция бассейнов и хребтов и плато Колорадо на западе Северной Америки, зона р. Черной и прилегающие районы на юго-востоке Азии).

Во многом сходный, но слабее изученный комплекс активной окраины устанавливается на противоположной (восточной) стороне Восточно-Азиатского континента (см. рис. 25). Он представлен преимущественно гранит-гранодиоритовыми интрузиями Юго-Восточного Китая с радиологическим возрастом 228—201 млн. лет [29], выступа Контум в Центральном Вьетнаме (262—226 млн. лет [14, 49], отдельных районов Южного Вьетнама (граниты перевала Кумонг и другие, около 210 млн. лет, по М. Лассеру и др. и Западного Калимантана — 210 млн. лет, по Н. Хейлу. Верхние цифры возраста этих интрузий могут быть омоложены, но на всех участках своего развития гранитоиды характеризуются однотипностью состава, ассоциируя часто с известково-щелочными вулканиками конца перми — начала триаса (толща Манзянг на выступе Контум и др.). Таким образом, на пермско-триасовом этапе южная часть Восточно-Азиатского континента с двух сторон обрамлялась активными окраинами, западная из которых сохраняла свою активность только до середины перми, а восточная, по-видимому, как в перми, так и в триасе.

Для восточной половины п-ова Малакка на рассматриваемом временном срезе выделяются гранитоиды двух типов, заметно различающиеся между собой и занимающие разную структурную позицию (см. рис. 26, колонка 25). Их формирование было связано с быстрой сменой геодинамического режима в течение пермско-триасового этапа. Здесь распространено региональное угловое несогласие в середине разреза верхней перми, ниже которого пермские и более древние отложения смяты в напряженные линейные складки. По мнению автора, эти деформации, скорее всего, были вызваны столкновением востока полуострова, входившего в состав Восточно-Азиатского континента, с выделяемым Д. Бигнелом и Н. Снелингом [20] Центральномалайским микроконтинентом. Фрагменты кристаллического фундамента последнего сохранились в

виде небольших выходов метаморфических комплексов предположительно ранне-среднепалеозойского возраста. Столкновение, наряду со складчатостью и динамометаморфизмом доверхнепермских отложений, привело к внедрению существенно коровых оловоносных гранитов восточного побережья с возрастом около 250 млн. лет и к накоплению в конце перми — начале триаса толщ красноцветных конгломератов на востоке полуострова [43]. Вслед за этими событиями в начале — середине триаса произошла перестройка структурного плана и развился процесс субдукции к востоку с образованием пояса триасовых габбро-гранодиорит-гранитных интрузий в районах Тренгану, Западного Паханга и Сингапура с возрастом около 220 млн. лет. Относительно низкие стронциевые отношения (0,7075) и связь с гранитами преимущественно андезитовых серий с сопутствующим оруденением золота, свинца и цинка [33] позволяют отнести триасовый окраинный пояс к андийскому типу.

Во внутренних частях Восточно-Азиатского континента: на большей площади Южного Китая, на плато Сиангкхуанг в Лаосе, в хр. Чыонгшон на границе Лаоса и Вьетнама, в Северной Кампучии — накапливались морские мелководные и наземные толщи СФК шельфов и эпиконтинентальных бассейнов (колонки 11, 17). На северо-востоке на фоне их образования в перми и триасе широко проявились процессы континентального рифтогенеза (колонки 12—14, 17—20). Типичным в этом отношении является район зоны Шонгда (р. Черной) на севере Вьетнама. Здесь установлен следующий последовательный ряд пермских и триасовых формаций, приуроченных к узкой ограниченной разломами синклинальной структуре между антиклинориями Фансипан и Шонгма (рис. 27): а) щелочная оливинбазальтовая вместе с наземной и прибрежно-морской туфогенно-терригенной (верхняя пермь — индский ярус нижнего триаса), б) прибрежно-морская карбонатно-терригенная нижняя (оленекский ярус), в) мелководная морская карбонатная (анизийский ярус), г) мелководная и умеренных глубин морская карбонатно-терригенная верхняя (ладинский ярус), д) относительно глубоководная морская черносланцевая (эвксинная) вместе с мелководной рифовых известняков (карнийский — низы норийского яруса).

Крупными продольными разломами и более мелкими субширотными нарушениями зона р. Черной разбита на ряд блоков, различающихся типом разреза, морфологией складок и историей развития. В эволюции пермско-триасового прогиба зоны выделяется ряд стадий, схематически изображенных на палеогипсометрических профилях (рис. 28).

В начале — середине позднего палеозоя на севере СРВ в условиях относительного тектонического покоя происходила устойчивая карбонатная седиментация в мелководных шельфовых и внутриконтинентальных бассейнах. Ничтожная примесь терригенного материала указывает на почти полное отсутствие сноса и выровненности рельефа прилегающей суши. В середине перми начались

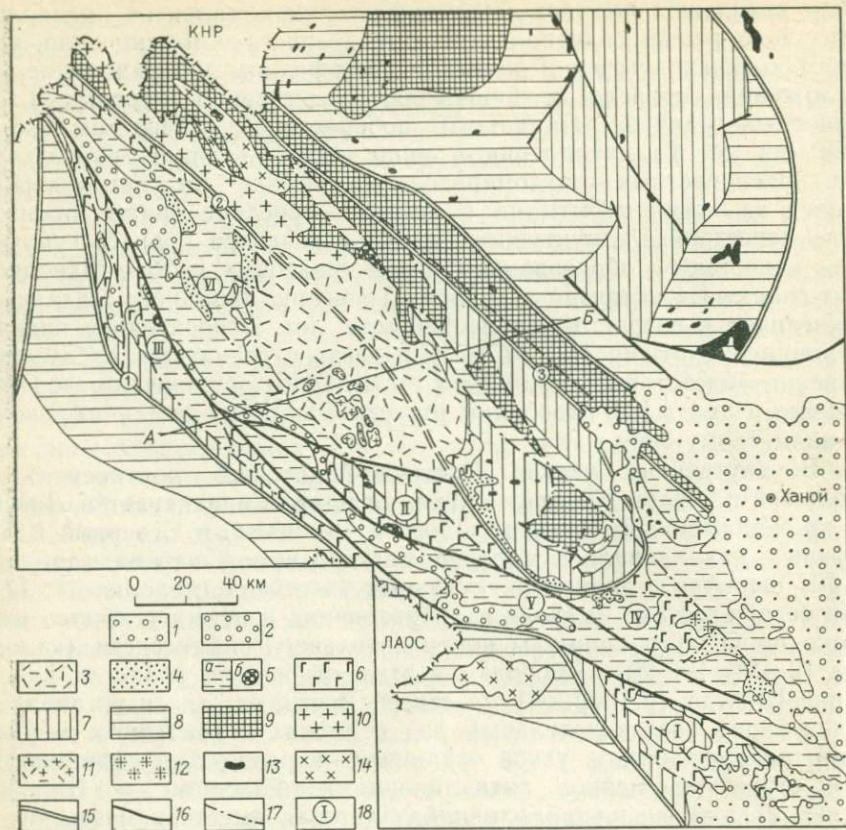


Рис. 27. Схема структурного положения зоны Шонгда (р. Черной). Составили Ю. Г. Гатинский, Д. Д. Тхук.

1 — современные отложения прогиба Ханой — Бакбо; 2 — красцветы верхнего мела; 3 — юрско-меловые вулканиты района Туле; 4 — норийско-рэтские угленосные отложения; формации пермско-триасового прогиба зоны; 5 — карбонатно-терригенные оленекского — карнийского ярусов триаса; а — значительной мощности (умеренно глубоководные), б — мало-мощные мелководные, включая рифовые известняки; 6 — щелочная оливинбазальтовая и терригенно-туфогенная формации верхней перми — индского яруса нижнего триаса; комплекс основания зоны; 7 — верхне-среднепалеозойские карбонатные и карбонатно-терригенные отложения; 8 — слабо метаморфизованные осадочные и вулканогенные образования нижнего палеозоя; 9 — докембрийские кристаллические породы; интрузии; 10 — гранитоиды мела — палеогена; 11 — субвулканические граниты мела; 12 — граниты триаса; 13 — дифференцированные основные интрузии перми (комплекс Каобанг и др.); 14 — граниты палеозоя; 15 — разломы глубокого заложения; 1 — Шиньхо — Тханьхоа, 2 — Манифо — Ваньен, 3 — Шонгхонг; 16 — крупные разломы на границах блоков; 17 — прочие разломы; 18 — блоки палеорифтовой зоны; I — Тханьхоа, II — Тахоа, III — Шиньхо, IV — Ниньбинь, V — Мокчау, VI — Намму; А-Б — линия палео профиля (см. рис. 28)

восходящие тектонические движения, приведшие к образованию обширного сводового поднятия, охватившего большую часть территории Северного Вьетнама и прилегающие районы КНР. Поднятие реконструируется по распространению пермских бокситоносных кор выветривания и континентальных угленосных отложений, сменяющихся к его периферии параличскими. Возникновение

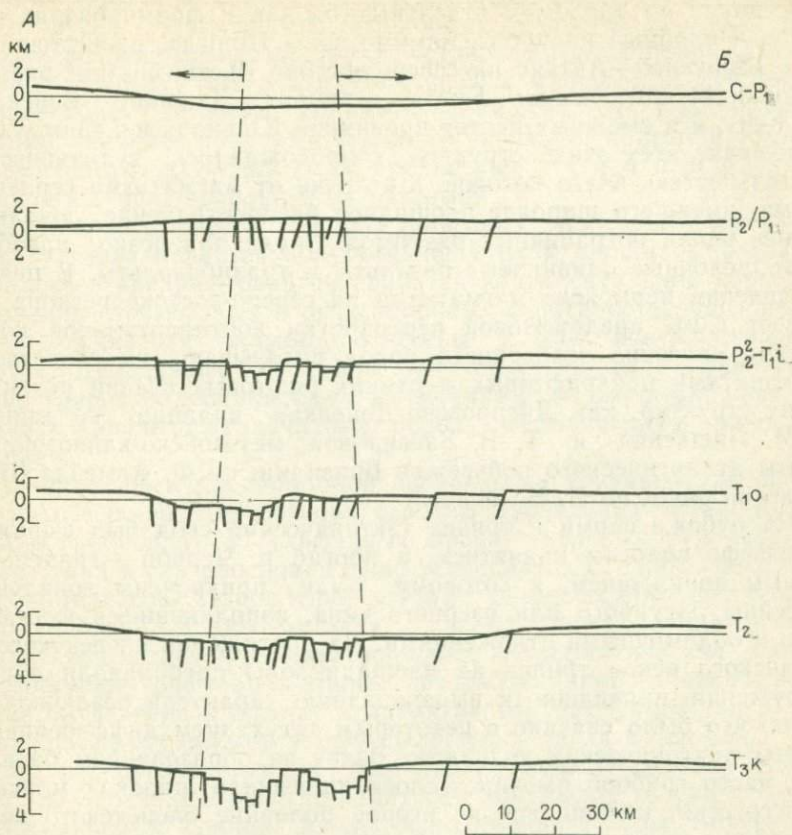


Рис. 28. Палеогипсометрические профили через зону р. Черной по линии А—Б (см. рис. 27).

I — карбон — ранняя перми, II — середина перми, III — конец перми — начало триаса, IV — оленекский век раннего триаса, V — средний триас, VI — карнийский век позднего триаса

свода сопровождалось заложением разломов, часть из которых наследовала более древние структурные линии. Вдоль них в середине перми внедрялись дифференцированные основные интрузии и на обширных площадях происходили излияния вулканитов трапповой формации («базальты Эмейшань» на юге КНР, комплекс Каобанг на северо-востоке СРВ). Особенности состава пермских основных и ультраосновных пород свидетельствуют о значительной глубинности магматических очагов. Подобный магматизм характерен обычно для наиболее ранних стадий процесса деструкции континентальной коры, важнейшей причиной начала которого является подъем и растекание в стороны вещества верхней мантии [13].

Во второй половине перми в результате продолжающегося изгибания поверхности коры в краевых частях возникшего свода, где напряжения растяжения были наиболее значительны, началось

проседание по разломам отдельных блоков и формирование грабенов. Подобные процессы, помимо зоны Шонгда, происходили в зоне Шонгхиен—Антъяу на северо-востоке Вьетнама (см. рис. 26, колонки 14, 20), на юге Китая в районах Ланьпин—Вэйси, по Ч. Жэну, и в смежных частях провинций Юньнань и Гуйчжоу [24]. Заложение всех этих структур сопровождалось вулканической деятельностью, очаги которой, в отличие от магматизма середины перми, имевшего широкое площадное распространение, локализовались вдоль пограничных разломов. Среди лав резко преобладают щелочные оливиновые базальты и трахибазальты. В целом, проявления пермского магматизма на северо-востоке региона образуют СФК предрифтовой переработки континентальной коры. Петрохимические особенности пород показывают их сходство с вулканитами предрифтовых и ранних рифтовых стадий развития таких структур, как Днепровско-Донецкая впадина, по данным З. М. Ляшкевич и Т. В. Завьяловой, мезозойско-кайнозойские рифты атлантического побережья Бразилии, по Ф. Алмейда, Байкальский рифт, по И. В. Белову.

На рубеже перми и триаса тектонический свод был выражен в рельефе пологим поднятием, а прогиб р. Черной—грабенообразным понижением, к которому были приурочены локальные бассейны лагунного или озерного типа, заполнявшиеся вулканистами и обломочными отложениями. На протяжении оленекского—ладинского веков триаса на площади зоны преобладали общие погружения, приведшие к выравниванию характера осадконакопления, что было связано с некоторым затуханием дифференцированных тектонических подвижек. Вслед за образованием базальных, часто грубообломочных, слоев произошла широкая морская трансгрессия, начавшаяся во второй половине оленекского века. В анизийское время на большей части зоны отлагались карбонатные осадки неглубокого открытого моря. По-видимому, в середине ладинского века произошло сокращение седиментационного бассейна, смещение максимумов прогибания к его краевым частям и обособление между ними приподнятых блоков. Это вызвало образование локально распространенных перерывов в разрезе верхней карбонатно-терригенной формации, отмечаемых Д. Ву Хуком [3]. С этими движениями были связаны проявления вулканизма контрастной серии, вызванные быстрым изменением глубин магмообразования при перемещении фронта плавления из мантии в кору или в обратном направлении.

Более широко вулканизм бимодальной ассоциации проявился в структурах Шонгхиен—Антъяу и Дьенбьен—Самныа (см. рис. 26, колонки 14, 18, 20), где в разрезах анизийского яруса преобладают лавы, туфы и агломераты кислого состава, характеризующиеся, по Д. Д. Тхуку, повышенной калийностью. Основной компонент контрастных серий представлен базальтами, близкими по своей петрохимии к континентальным толинтам.

На поздних стадиях развития структур Шонгда и Юньнань—Гуйчжоу [24] накапливались черносланцевая и терригенная фли-

шoidalная формации верхов ладинского, карнийского и низов норийского ярусов. Одновременно в прибортовых частях прогибов формировались рифовые известняки, установленные в районе Пакма в западном борту прогиба р. Черной [3] и к югу от г. Куньмин в южном борту прогиба Юньнань — Гуйчжоу [24]. По-видимому, с этими наиболее поздними стадиями эволюции прогибов связано образование гидротермальных проявлений ртути и сурьмы, тяготеющих к ограничивающим их разломам.

Характерной чертой пермско-триасовых прогибов северо-востока региона является приуроченность их к площадям развития комплексов предрифтовой переработки континентальной коры. На основании структурных и формационных особенностей комплексы, выполняющие эти прогибы, отнесены к СФК континентальных рифтов. Дальнейшее раскрытие этих структур было прервано в конце триаса индосинийскими движениями, вызвавшими неравномерную блоковую складчатость пород, выполняющих рифтовые впадины.

С процессами предрифтовой переработки континентальной коры на северо-востоке региона связаны проявления титано-магнетита в габброидах и сульфидных медно-никелевых руд «норильского» типа в ультраосновных дифференциатах сложных интрузивных комплексов, становление которых сопровождало рост сводового поднятия. В экзоконтактах кислых дифференциатов этих комплексов встречаются железорудные метасоматические залежи. С собственно рифтовым этапом связано свинцово-цинково-серебряное оруденение в кислых вулканитах контрастных серий и упоминавшиеся сурьмяно-ртутные проявления вдоль разломов.

На палеорекострукции для конца перми — начала триаса (рис. 29) показан Восточно-Азиатский континент, только что причленившийся к Сибири вдоль офиолитовой сутуры Внутренней Монголии. Его нахождение во влажных приэкваториальных широтах доказывается широким распространением теплолюбивой катазиатской флоры (в основном, позднепермской), бокситов и угленосных отложений. Только ко второй половине триаса южные районы Восточно-Азиатского континента, постепенно смещавшегося вместе с остальной Евразией к северу, достигли тропического аридного пояса, что фиксируется появлением карнийских красновесов на северо-востоке Вьетнама (толща Маушон в зоне Шонгиен-Антяу).

Присутствие катазиатской флоры [31, 33] на востоке п-ова Малакка и на Суматре (раннепермская флора Джамби) говорит о положении этих блоков вблизи Восточно-Азиатского континента. В позднем палеозое они, вероятно, входили в состав Центрально-малайского микроконтинента, на котором развивалась вулканическая островная дуга. В середине поздней перми эта дуга столкнулась с внутриплитной окраиной Восточно-Азиатского континента, полярность субдукции изменилась и началось формирование андийской активной окраины на востоке п-ова Малакка (см. палеофиль на рис. 26).

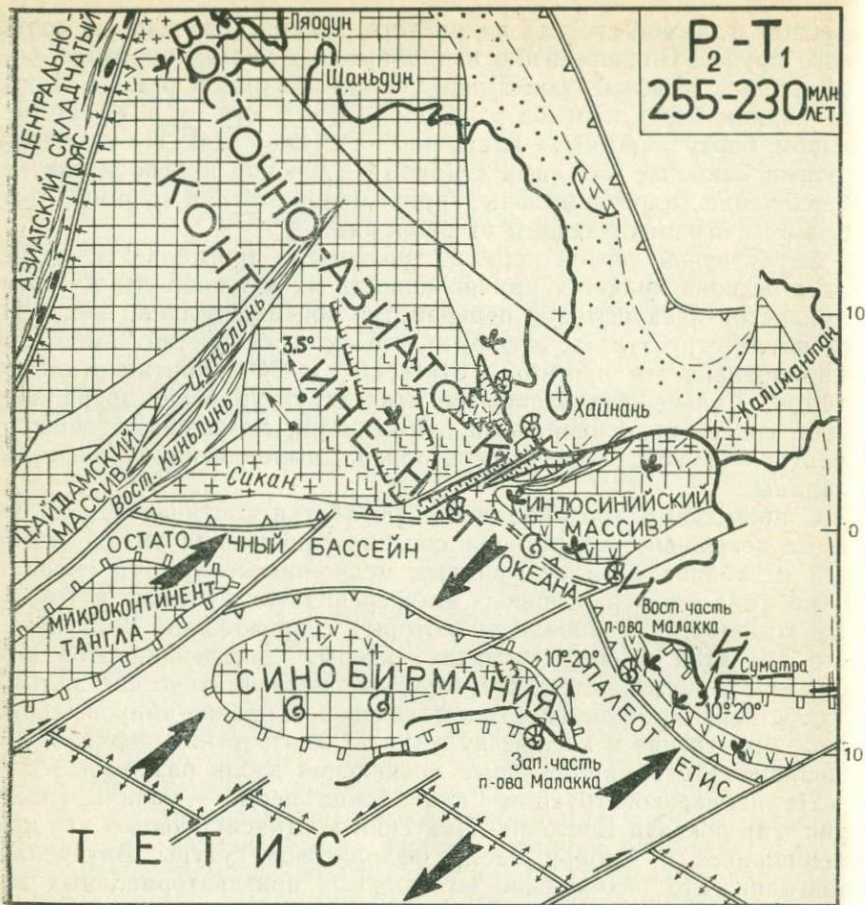


Рис. 29. Геокинематическая реконструкция для поздней перми — раннего триаса (255—230 млн. лет). Палеомагнитные данные по работам [26, 30].

Условные обозначения см. рис. 10

Развитие активных континентальных окраин на юге Восточно-Азиатского континента и на севере Синобирмании (начиная с середины перми) было связано с субдукцией океанической плиты остаточного бассейна южной ветви палеозойского океана Палеотетис. Ширина последнего во второй половине перми вряд ли превышала 1000 км. При принятии минимальной скорости современного спрединга (2—4 см/год) на закрытие такого участка океанического дна потребовалось около 50 млн. лет, что согласуется с приведенными выше геологическими данными, указывающими на столкновение континентальных блоков Юго-Восточной Азии около 200 млн. лет назад в конце позднего триаса.

Несмотря на столь скромную в сравнении с современными океанами ширину, бассейн Палеотетис влиял на распределение

морской фауны. Так, только из Синобирмании известна позднепермская фораминифера *Shanita amosi*, характерная для шельфовых областей Гондваны и встреченная в Восточной Бирме. Тетисные комплексы фауны без каких-либо существенных примесей преобладают, по Д. Гобету, вдоль южной окраины Синобирмании. В то же время большинство пермских фораминифер Вьетнама указывает на связь с бассейнами Средиземноморья, Русской плиты и Афганистана при заметной примеси тихоокеанских форм [15]. Д. Ву Хук отмечает присутствие в триасовых толщах Северного Вьетнама как тихоокеанских форм, так и представителя альпийской фауны формации Кассиан [3], что подтверждает положение региона на стыке различных океанов. Молодой разрастающийся океан Тетис располагался к югу от Синобирмании и соседнего микроконтинента Тангла (Северо-Тибетского). Возможно, это был бассейн Мезотетис, фрагменты коры которого видны в офиолитовых поясах Северной Бирмы и Центрального Тибета (см. рис. 24), поскольку самый молодой из тетических бассейнов — Неотетис — заложился в более западных районах Средиземноморского пояса лишь в конце триаса — юре [37].

Палеомагнитные данные по п-ову Малакка и КНР [26, 30] в основном подтверждают принятое на реконструкции положение древних континентальных блоков. Позднепермский пояс восточной части п-ова Малакка находится в Охотском море около Камчатки. Следует отметить, что микроконтинент сходных с Синобирманией очертаний и в близкой палинспастической позиции выделяет для перми в своей недавней реконструкции М. Рид (1981 г.). Простираение большинства пермско-триасовых палеорифтов было близко к направлению главных трансформных разломов тетических бассейнов, отражая, по-видимому, древние глубинные неоднородности в мантии (см. рис. 29).

Поздний палеозой

При переходе к анализу палеозойских временных срезов более ощутимым становится недостаток фактических данных. Неясно, каково было точное положение в пространстве отдельных блоков (микроконтинентов), каких размеров бассейны разделяли их. Невезде на их бывших окраинах сохранились полные ряды латерально замещающих друг друга осадочных и магматических формаций, а одновозрастность последних не всегда надежно доказана. Почти полностью отсутствуют палеомагнитные определения допермских пород юго-востока Азии, что затрудняет проведение палинспастических реконструкций. Поэтому поздне-среднепалеозойские этапы будут рассмотрены ниже более схематично по сравнению с мезозойскими и кайнозойскими.

В большинстве разрезов Индокитая прослеживается несогласие и (или) перерыв на рубеже девона и карбона. На плато Шан из разреза выпадают отложения карбона, в северной и централь-

ной частях Вьетнама, в Лаосе и Северном Таиланде — отложения фаменского и часто турнейского ярусов при несогласном залегании визейских образований на более древних. На ряде участков этот рубеж фиксируется проявлением тектоно-магматических событий, включая внедрение гранитов. Отмеченные движения соответствуют нижней границе каменноугольно-пермского временного среза, который характеризуется развитием глубоководных отложений на западе и в центре региона и мелководных, преимущественно известняков, — на востоке и северо-востоке (рис. 30).

На западе по латеральной смене карбонатных и карбонатно-терригенных толщ юга плато Шан и Южного Таиланда (СФК шельфов) на выходящие западнее турбидитно-флишевые отложения серий Пукет и Мергуи (СФК континентального склона и подножия) устанавливается внутриплитная континентальная окраина Синобирмании (рис. 31, колонки 1, 9, 10). Верхняя формация серии Пукет содержит фауну позднего карбона — перми и сложена аргиллитами с галькой, хорошо отсортированными песчаниками, конгломератами. Иногда среди них наблюдаются отдельные прослои известняков с морской фауной. Характерны тонкая градационная слоистость, типичная для современных турбидитов континентальных подножий, струйчатость, структуры подводного оползания, закатывание глыб более плотных пород в глинистой массе. Наряду с относительно глубоководной трилобитовой и граптолитовой фауной присутствуют мшанковые биогермы и обрывки наземных растений. Среди обломочного материала установлены граниты, кварциты, сланцы, известняки [46].

Для серии Пукет на перешейке Кра выявлен снос обломочного материала с востока, что согласуется с появлением в этом направлении выходов каменноугольно-пермских рифовых известняков («известняки Моулмейн» в Бирме, «известняки Ратбури» в Таиланде), сменяющихся далее на восток выходами мелководных карбонатно-терригенных отложений. На п-ове Малакка и соседнем о. Ланкави флишевые отложения формации Синга (верхи девона — низы перми) образованы, по П. Стауферу, мутьевыми потоками с большим количеством сиалического материала, включая обломки пород нижнего палеозоя, выходящих на прилегающей территории (рис. 31, колонка 16). Присутствие разновозрастных мелководных отложений как на западе, на о. Ланкави, так и на востоке, в районе г. Кампар, позволяет предполагать развитие в пределах внутриплитной окраины отдельных ограниченных разломами прогибов, имевших, по-видимому, рифтогенное происхождение.

Характерными особенностями рассматриваемого СФК являются его значительная мощность (для серии Пукет более 3 км), существенная роль в строении глубоководных отложений и практически полная амагматичность. Выходы основания, на котором залегают породы комплекса, неизвестны, но латеральные соотношения участков их развития с выходами разновозрастных СФК и сопоставления с комплексами современных «пассивных» окраин ука-

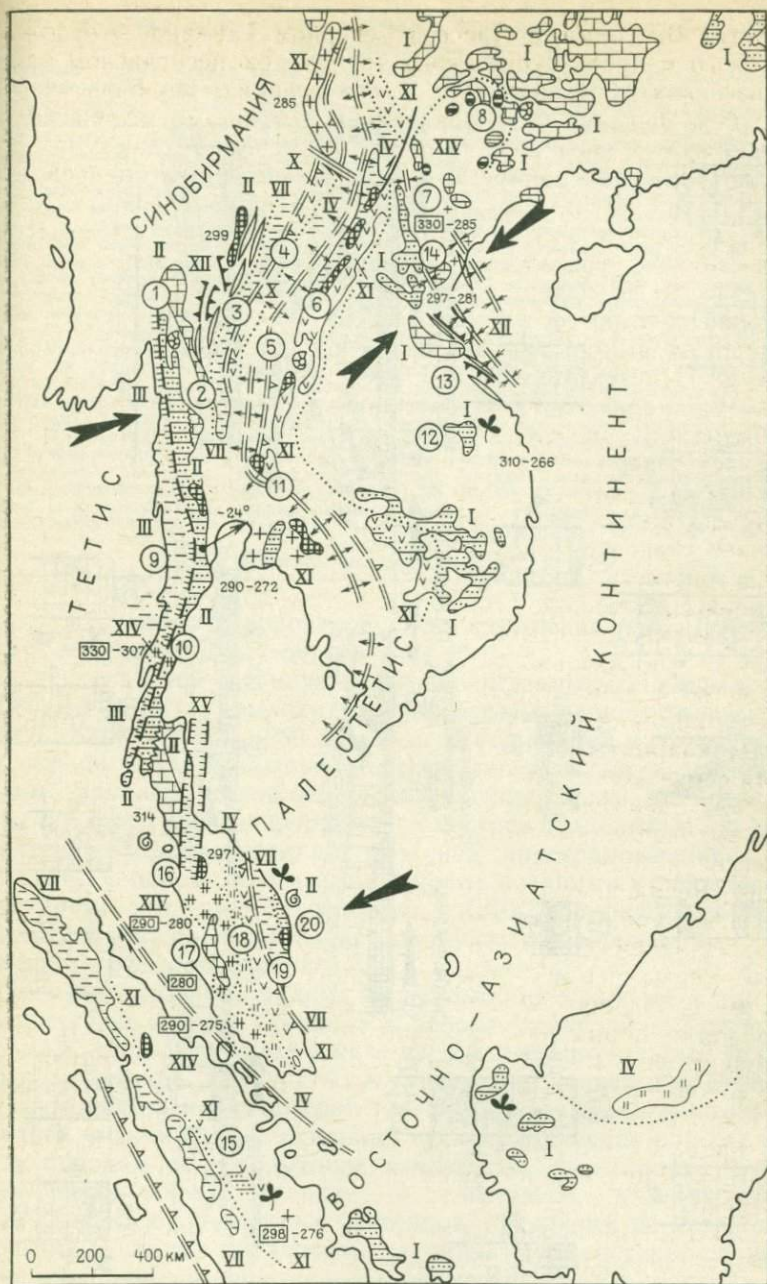


Рис. 30. Структурно-формационная схема каменноугольно-пермского временного среза (330—265 млн. лет). Палеомагнитные данные по работе [30].

Условные обозначения см. рис. 10

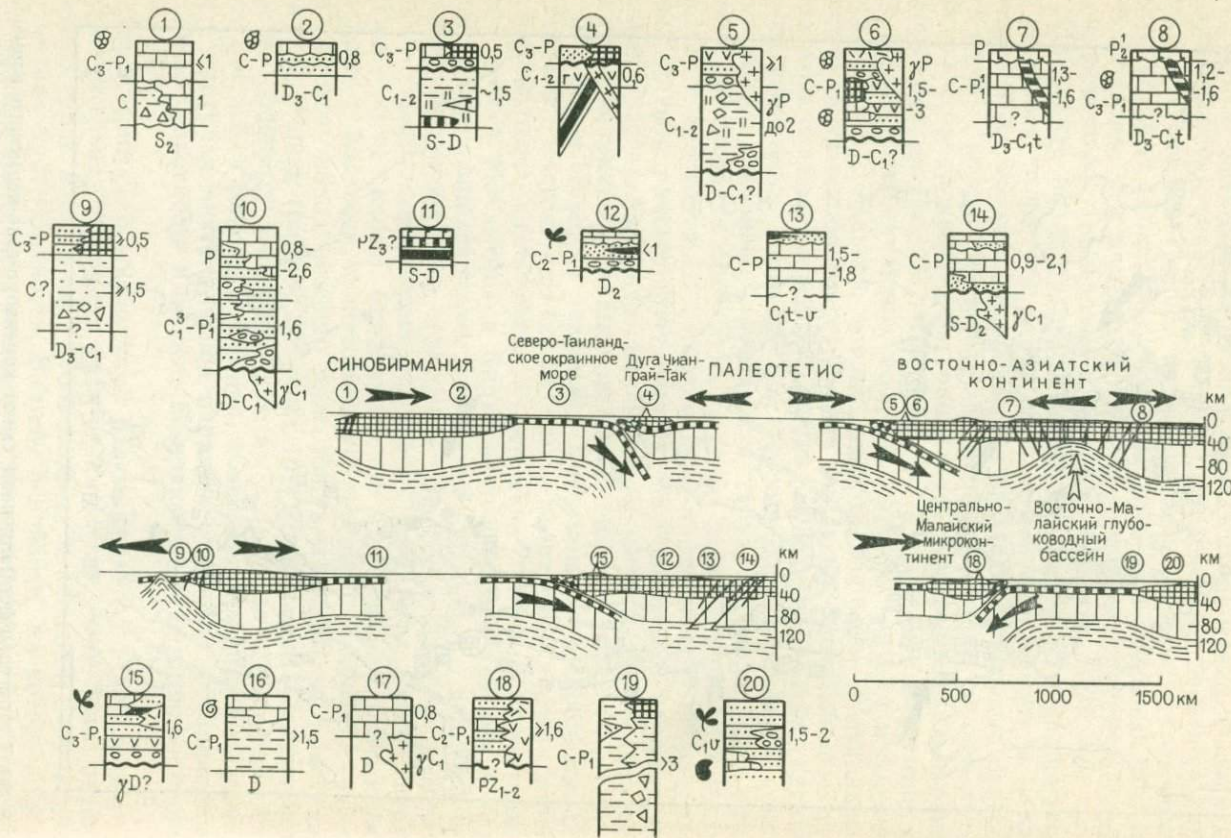


Рис. 31. Формационные колонки каменноугольно-пермского временного среза (330—265 млн. лет).

1 — Восточная Бирма, южная часть плато Шан — шельф и верхняя часть континентального склона (миогеосинклиналь) [18]; 2 — Западный Таиланд, районы Мэхонгсон — Тхонгхапхум — эпикратонный бассейн (прогиб на срединном массиве) [38, 46]; 3 — Северный Таиланд, районы Чиангдао — Чиангмай — окраинное море (эвгеосинклиналь) [22, 46]; 4 — Северный Таиланд, районы Чианграй — Так — энзиматическая вулкано-плутоническая дуга (эвгеоантисинклиналь), по А. Макдональду и С. Бару; 5 — Северный Таиланд, район Уттарадит — междуговой прогиб и вулкано-плутоническая дуга (мезогеосинклиналь) [22, 45, 46]; 6 — пограничные районы Лаоса и Таиланда (Паклай — Лей) — вулкано-плутоническая дуга на активной континентальной окраине (мезогеосинклиналь?), по Г. Джакобсону [49]; 7 — Северный Вьетнам, район Ваньен и 8 — Северо-Восточный Вьетнам, район Коабанг — зона предрифтовой переработки («автономной» активизации) континентальной коры [4, 15]; 9 — Южная Бирма, Тенассерим — внешний шельф и континентальный склон (миогеосинклиналь), по А. Митчелу и др. [28]; 10 — Южный Таиланд, перешеек Кра: внутренний шельф и палеодельта (миогеосинклиналь) на участке предшествующей предрифтовой переработки («автономной» активизации) [33, 45]; 11 — Центральный Таиланд, район Прачинбури — Сарабури — обдуриванные фрагменты коры палеоокеанического бассейна (зона глубокого разлома с офиолитами) [45]; 12 — Южный Лаос, район Сараван, 13 — Центральный Вьетнам, хр. Чыонгшон и 14 — Северо-Западный Вьетнам, район Фухоат — Шонгма — эпикратонный бассейн (прогиб на срединном массиве) [8, 15, 49]; 15 — Центральная Суматра, район Джамби — активная континентальная окраина (зона сопряженной активизации) [31]; 16 — Западная Малайзия, Перлис — Кедах — осевая часть палеорифта (тафрогеосинклиналь) [18, 43]; 17 — Западная Малайзия, Центральный Перак — шельф (миогеосинклиналь) и зона предрифтовой переработки континентальной коры («автономной» активизации) [18, 20, 43]; 18 — Западная Малайзия, Келантан — Западный Паханг — энзиматическая вулканическая дуга на микроконтиненте (мезогеосинклиналь?) [18, 20, 33]; 19 — Западная Малайзия, Центральный Паханг — континентальный склон, подножье и глубоководный бассейн (флишевая геосинклиналь) [18, 42]; 20 — Западная Малайзия, Восточный Паханг — шельф (миогеосинклиналь) [18, 42].

Условные обозначения см. рис. 10

зывают на наиболее вероятное распространение здесь в позднем палеозое коры промежуточного типа.

В пределах той же внутриплитной окраины Синобирмании на отдельных участках выходят лейкократовые редкометалльные граниты с возрастом 330—280 млн. лет. В отличие от интрузий активных окраин они не образуют протяженного пояса, а слагают локальные ареалы, подобные установленным для магматических пород позднего мела и кайнозоя на востоке Индокитая. По петрологическим характеристикам и тесной пространственной сопряженности с одновозрастными и более поздними рифтогенными структурами эти граниты отнесены к СФК предрифтовой переработки. В Малайзии с ними ассоциируют месторождения олова, вольфрама, тантало-ниобатов [33].

Противоположная окраина Синобирмании наиболее четко устанавливается на севере Таиланда в районе Чианграй — Так (колонки 2—4). Здесь в разрезе ниже-среднекаменноугольных граувакковых песчаников, кремнистых и глинистых сланцев и пелитоморфных известняков присутствуют толенитовые и высокоглиноземистые базальты, агломераты и основные субвулканические породы, близкие к породам островодужных комплексов, формировавшихся на океанической коре. В отличие от комплексов, возникающих на месте бывших океанических бассейнов, среди них не установлены подушечные лавы, перидотиты, дуниты. Вулканогенно-осадочная толща слабо метаморфизована и интенсивно дислоцирована с образованием узких линейных опрокинутых складок субмеридионального простирания и надвигов. Преобладает западная вергентность складчато-надвиговой зоны. В породах развиты сланцеватость, кливаж, зоны дробления. Отмечены отдельные небольшие

тектонические покровы [38]. Подобные дислокации распространены и в выходящих западнее в районе Чиангмай глубоководных глинисто-кремнистых сланцах карбона, отнесенных к СФК окраинного моря.

Эволюция островной дуги Северного Таиланда в карбоне не дошла до зрелой стадии, т. е. до появления андезитов и гранодиорит-плагиогранитных интрузий. В результате субдукции к западу в конце карбона, как полагают А. Макдональд и С. Бар, дуга столкнулась с краем Синобирмании, что и стало причиной интенсивных дислокаций. Однако отчетливая западная вергентность складчато-надвигового пояса и нахождение остатков океанической коры Палеотетиса восточнее в районе Уттарадит указывают, скорее всего, на восточную полярность древней зоны ВЗБ, падавшей под дугу со стороны окраинного моря.

Пояс каменноугольных дислокаций на западе Северного Таиланда выделен в СФК столкновения. Характерно, что надвиги не затрагивают здесь отложения моложе карбоновых, и залегающие выше на отдельных участках пермские рифовые известняки дислоцированы значительно слабее [38]. С комплексом вулканической дуги связаны проявления медноколчеданных руд, а в кремнистых отложениях окраинного моря распространено марганцевое оруденение [34].

К северу и югу от рассмотренного участка, судя по выходам гранит-гранодиоритовых интрузий с возрастом около 290 млн. лет, развиты СФК вулкано-плутонических дуг на континентальной коре, которые могут быть выделены в Южном Китае и на юго-востоке Таиланда. Здесь древние зоны ВЗБ падали, по-видимому, к западу, под Синобирманию. Фрагменты океанической коры бассейна Палеотетис выходят в районе Уттарадит и около г. Сарабури к северо-востоку от Бангкока [45].

Для Восточно-Азиатского континента на рассматриваемом временном срезе устанавливается активная окраина, вулкано-плутонические комплексы которой протягиваются от верховьев р. Да на северо-западе СРВ через район г. Луангпхабанг в Лаосе и западный край плато Корат в Таиланде на север Кампучии. В разрезах карбона — перми этих районов присутствуют андезиты и туфы, с которыми ассоциируют небольшие гранит-гранодиоритовые интрузии (колонки 5, 6).

На востоке п-ова Малакка у г. Куантан выходят прибрежно-морские песчаники и конгломераты с флорой и фауной визейского яруса, последовательно сменяющиеся к западу по латерали на карбонатные породы внутреннего шельфа, тонкослоистые отложения внешнего шельфа и турбидиты континентального склона со следами подводных оползаний и палеотечений [42]. В этом ряду удастся выделить СФК шельфов, континентальных склонов и подножий и развитые далее к западу образования СФК окраинного моря и вулкано-плутонической дуги, возникшей в позднем палеозое на Центральномалайском микроконтиненте (колонки 20—18). При столкновении во второй половине перми микроконтинента с

окраиной Восточно-Азиатского блока отложения окраинного моря подверглись наибольшей деформации и метаморфизму, образуя в настоящее время пояс изоклинально складчатых метаморфических пород верхнего палеозоя в Восточном Джохоре и Центральном Паханге.

Среди СФК эпиконтинентальных бассейнов Восточно-Азиатского континента (колонки 7, 8, 12—14) преобладают прогибы, образованные мелководными известняками. Для них типичны однообразие и выдержанность фаций и комплексов фауны [15, 46]. Во Вьетнаме в последние годы установлена непрерывность разреза большинства верхнепалеозойских толщ, образующих единую карбонатную серию с возрастом от конца турне или визе до середины перми*. Исключение составляют районы хр. Чыонгшон в Центральном Вьетнаме, где пологозалегающие намюрские и более молодые известняки несогласно перекрывают дислоцированные породы турнейско-визейской толщи Лакхе, участвующей в строении герцинского складчато-надвигового пояса (см. рис. 26). Причиной образования этого пояса могло быть столкновение микроконтинентов Индосиния и Фухоат с континентальным массивом Катазия в конце девона — начале карбона. Столкновение, приведшее, помимо линейной складчатости в хр. Чыонгшон, к проявлению регионального метаморфизма нижнепалеозойских толщ, образующих массив Фухоат и антиклинорий Шонгма, фиксируется структурным несогласием между отложениями карбона и девона. По-видимому, с этой коллизией было связано накопление терригенных, часто угленосных толщ нижнего индосиния в Лаосе. Вместе с тем остаются неясными причины отсутствия верхних моласс, герцинских гранитов и офиолитов на востоке Индокитая. Этот факт указывает на своеобразии тектонических движений на рубеже девона и карбона.

Конец среднего палеозоя

Для среднедевонского — раннекаменноугольного временного среза (рис. 32) устанавливается появление во внутренней области Индокитайского региона еще одной зоны развития глубоководных отложений, проходящей вдоль северо-восточного склона хр. Чыонгшон в бассейнах рек Ка и Ма. С юго-запада она обрамляется поясом палеозойских гранитов. На западе региона на этом срезе удается уловить зарождение другой глубоководной зоны, существовавшей и усложнявшейся в дальнейшем вплоть до середины кайнозоя. Нижняя граница обсуждаемого временного среза отмечается перерывами и несогласиями в основании верхнего или в середине среднего отделов девонской системы, наиболее четкими на п-ове Малакка.

* Не совсем ясной остается структурно-формационная принадлежность вулканогенно-осадочной толщи Даклин верхнего карбона — нижней перми, выходящей у западного края выступа Контум [8].

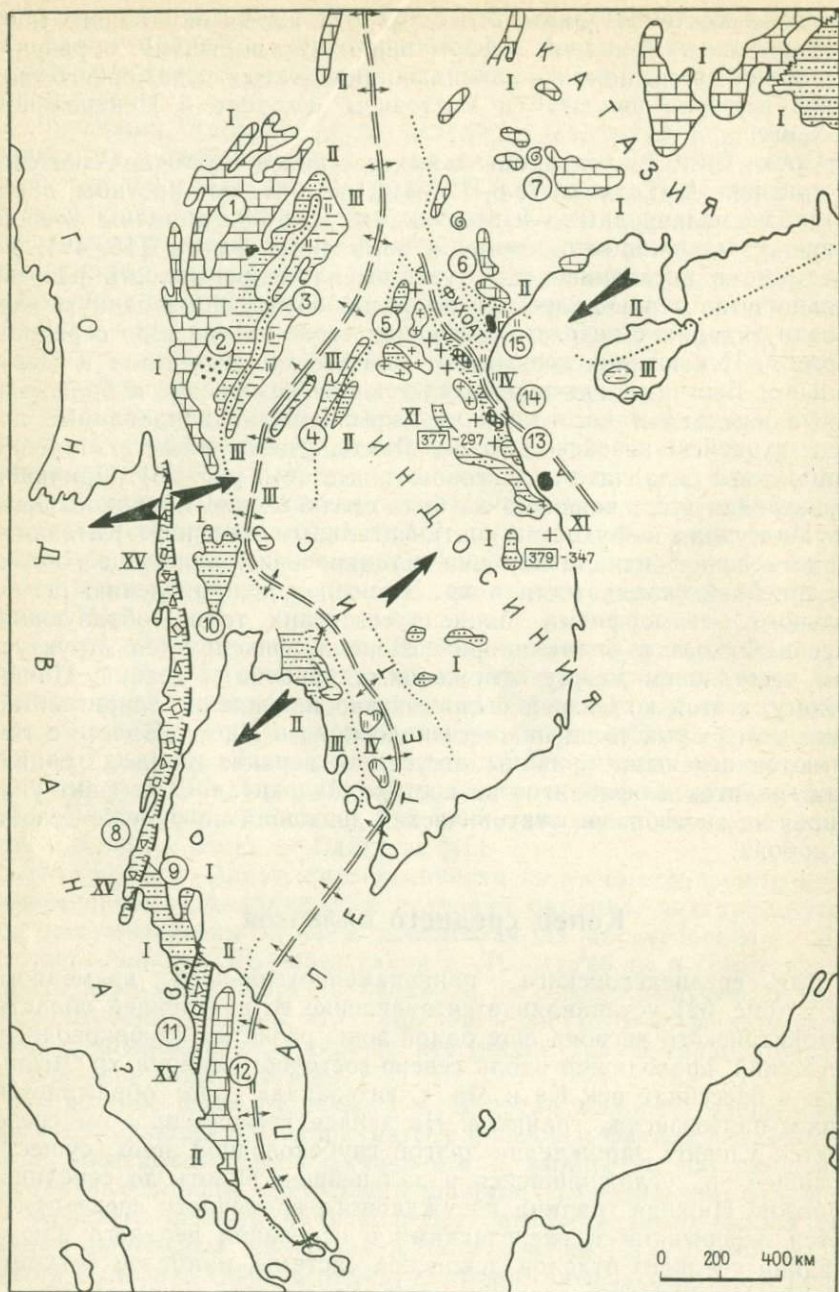


Рис. 32. Структурно-формационная схема среднедевонского — раннекаменноугольного временного среза (380—330 млн. лет).
Условные обозначения см. рис. 10

В пределах западного (в современных координатах) континентального блока развиты СФК эпиконтинентальных бассейнов, шельфов и континентальных склонов, по которым устанавливается существование относительно спокойных тектонических режимов в Бирме, Таиланде и Малайзии с преобладанием в среднем палеозое внутриплитных континентальных окраин (рис. 33, колонки 1—3, 10, 12). Своеобразная обстановка реконструируется для полуостровной части Бирмы и Таиланда. Здесь среди верхнедевонских — каменноугольных флишевых толщ Мергуи, Пукет, Синга, особенно в нижних частях их разреза, присутствуют многочисленные валуны и глыбы кристаллических пород, заключенные среди отсортированных полимиктовых песчаников (колонки 8, 9, 11). Для этих грубообломочных отложений, весьма сходных с гондванскими диамиктитами, А. Митчеллом и др. установлен сносок с востока (в современных координатах), из районов выходов древних комплексов Синобирмании, так и с запада, со стороны неизвестного континентального массива. Раннепалеозойская фауна плато Шан и запада Малайзии заметно отличается от одновозрастной фауны остального Индокитая и КНР и включает ряд родов и видов, общих с гондванскими, например кембрийские саукиды [33]. Таким образом, в раннем — начале среднего палеозоя Синобирмания находилась вблизи Гондваны или соединялась с ней с последующим разделением в конце девона — карбоне по системе внутриконтинентальных рифтов.

На востоке на месте единого на последующих этапах Восточно-Азиатского континента выделяются самостоятельные блоки древней континентальной коры: Индосиния и Катазия, с расположенным между ними небольшим микроконтинентом Фухоат. В их внутренних частях господствовала мелководная терригенная или карбонатная седиментация с образованием СФК эпиконтинентальных бассейнов (колонка 7). Окраины Катазии на этом этапе были внутриплитными. На севере Вьетнама в пределах выделяемого Т. З. Тханем верхнедевонского горизонта Токтат наблюдается изменение глубинности отложений с северо-востока на юго-запад от мелководных известняков мощностью 200—450 м в районах Донгван — Халанг, содержащих обильную бентосную фауну, до кремнистых известняков и сланцев преимущественно с фораминиферами мощностью 500—2500 м, выходящих в районе Банкай и отлагавшихся, по-видимому, на внешнем шельфе (колонка 6).

Также внутриплитными были окраины микроконтинента Фухоат и западная окраина Индосинии, где в районе Паклай в Лаосе мелководные карбонатные отложения верхов разреза девона замещаются вначале песчанистыми флишеидными, а далее на запад — глубоководным флишем, выходящим в разрезе Уттарадит на востоке Северного Таиланда [22]. Противоположная окраина Индосинии, протягивавшаяся от плато Сиангкхуанг в Лаосе до северной части выступа Контум в Центральном Вьетнаме, была в конце девона активной (колонка 5). Здесь формировался СФК вулcano-плутонической дуги на континентальной коре, включаю-

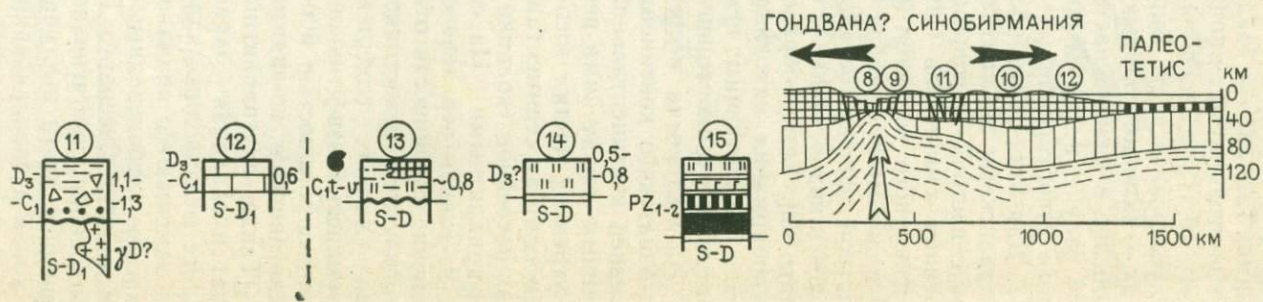
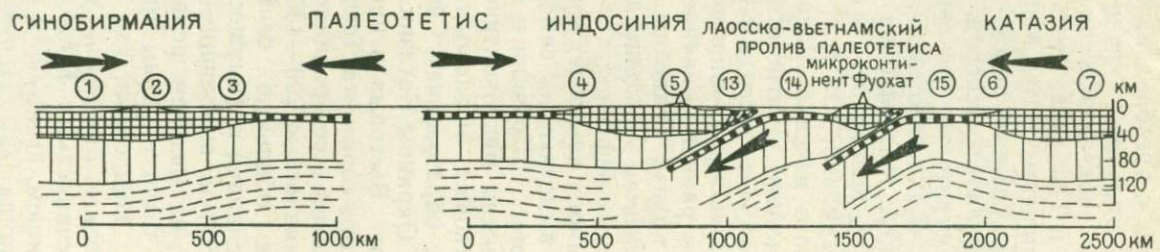
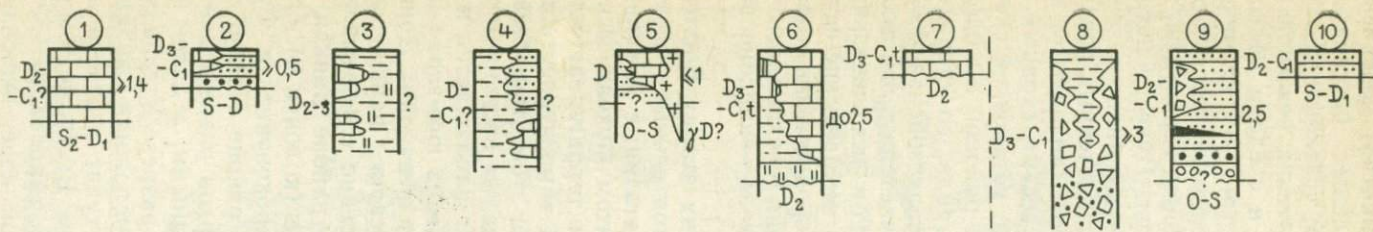


Рис. 33. Формационные колонки среднедевонского — раннекаменноугольного временного среза.

1 — Восточная Бирма, северная часть плато Шан — эпикратонный бассейн (прогиб на срединном массиве) [18]; 2 — Северо-Западный Таиланд — внутренний шельф (миогеосинклиналь) [22, 46]; 3 — Северный Таиланд и 4 — пограничные районы Лаоса и Таиланда (Паклай — Лей) — внешний шельф, континентальный склон и подножье (флишевая геосинклиналь) [22, 46, 49]; 5 — Северный Лаос, плато Сиангхуанг — активная континентальная окраина (зона сопряженной активизации), по Е. Сорену (1960 г.), [49]; 6 — Северный Вьетнам, район Ваньен — Нгоклак — внешний шельф и верхняя часть склона (миогеосинклиналь) [4, 15]; 7 — Северо-Восточный Вьетнам, район Куангуен — эпикратонный бассейн (прогиб на платформе) [4]; 8 — перешеек Кра, район Тенассерим — Пукет — осевая часть палеорифта (тафрогеосинклиналь) [33]; 9 — Южный Таиланд, район Транг — Патталунг — бортовая часть палеорифта (тафрогеосинклиналь) [33]; 10 — Западный Таиланд, район Тхонгпаххум — эпикратонный бассейн (прогиб на срединном массиве) [46]; 11 — Западная Малайзия, Перлис — Кедах — осевая часть палеорифта (тафрогеосинклиналь) [18, 43]; 12 — Западная Малайзия, Центральный Кедах — шельф (миогеосинклиналь) [18, 43]; 13 — Центральный Вьетнам, район Куйдат — преддуговой бассейн (миогеосинклиналь) [4]; 14 — Центральный Вьетнам, район Тиньнян — фрагменты I слоя коры палеоокеанического бассейна (ортогеосинклиналь), по А. Е. Довжикову и др. (1965 г.); 15 — Северный Вьетнам, район Нуйны (Кодинь) — фрагменты коры и верхней мантии палеоокеанического бассейна (зона глубинного разлома с офиолитами).
Условные обозначения см. рис. 10

ший крупные батолиты гранит-гранодиоритового состава с возрастом около 379—377 млн. лет [4, 8]. Интрузии локализуются преимущественно в карбонатно-терригенных силурийско-девонских отложениях, накопившихся на древнем склоне и шельфе Индосинии. В экзоконтактах массивов развиты скарновые месторождения железа и свинца, гидротермальные — меди, свинца, золота. Подобные тектоно-магматические пояса, возникшие при первоначальной переработке бывшей внутриплитной континентальной окраины, Л. П. Зоненшайн и другие исследователи называют кордильерскими.

Фрагменты фундамента палеозойского океанического бассейна выходят в «шраме Тханьхоа», где присутствуют в тектоническом залегании пластины альпинотипных ультрамафитов и зеленосланцево-измененные основные эффузивы нижнего палеозоя с сохранившимися текстурами подводных излияний. Турнейско-визейская толща Лакхе (колонка 13) формировалась, по-видимому, в преддуговом бассейне, так как включает наряду с глубоководными углисто-кремнистыми сланцами и черными пелитоморфными известняками кварц-полевошпатовые песчаники, алевролиты и известняки с обильной мелководной фауной [4]. Вместе с тем, существование бассейна с корой океанического типа между Индосинией и Катазией на рубеже девона и карбона остается проблематичным, так как офиолитовые пояса здесь сформировались к началу девона.

Середина среднего палеозоя

Нижняя граница позднесилурийского — девонского этапа устанавливается по несогласиям и перерывам в основании девона или в верхней части разреза силура, фиксируемым в Юго-Восточном Китае, в Северо-Восточном и Северо-Западном Вьетнаме (верховья р. Ма), на плато Шан в Бирме. На этом временном срезе (рис. 34) следы проявления тектоно-магматической активности

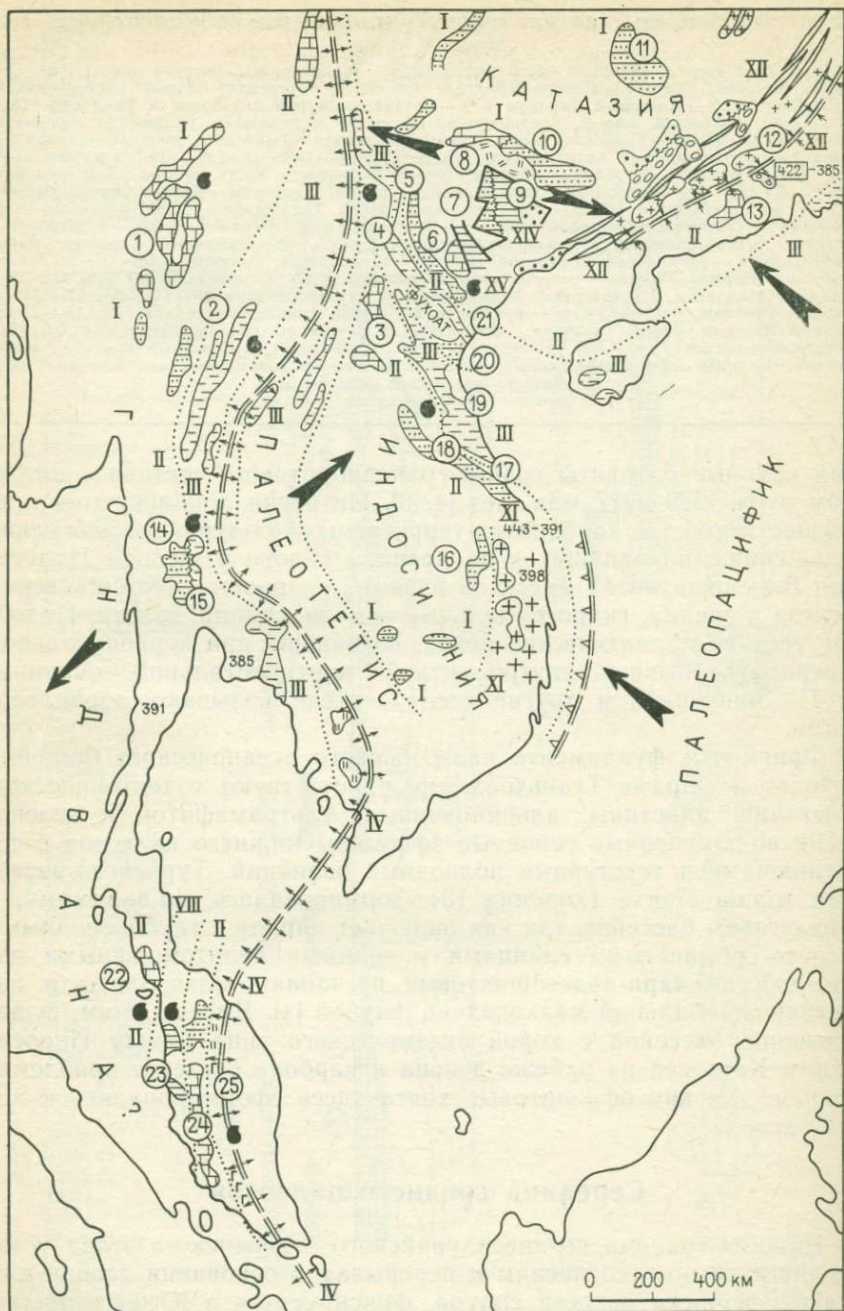


Рис. 34. Структурно-формационная схема позднесилурийско-девонского временного среза (425—380 млн. лет).
Условные обозначения см. рис. 10

смещены на восток региона. Внутриплитными являлись предположительно гондванские континентальные окраины в Бирме, Таиланде и Малайзии, как и почти все окраины Индосинии (рис. 35, колонки 1—4, 14, 15, 17—19, 22—25). В этих районах выделяются примерно однотипные СФК шельфов, континентальных склонов и подножий. Фрагменты различных слоев океанического фундамента бассейна Палеотетис сохранились в восточных предгорьях Главного хребта полуострова Малакка, где нижняя часть разреза силурийско-девонской группы Бентонг сложена глинисто-кремнистыми сланцами с линзами океанических толеитов и протрузиями ультрамафитов (колонка 25).

Верхняя часть разреза группы Бентонг образована флишевыми отложениями мощностью более 3 км (СФК континентального склона и подножия), содержащими раннедевонские граптолиты из группы *Monograptus hercynicus* [33]. Западнее выходят шельфовые известняки верхнего силура — девона, несогласно перекрывающие комплекс метаспород нижнего палеозоя, включающий известково-щелочные вулканиты (кислые «туфы Грик») и предполагаемые раннепалеозойские граниты [18, 43]. В раннем палеозое здесь, по-видимому, существовала вулкано-плутоническая дуга, ставшая на рассматриваемом этапе неактивной. В ее тылу на площади Центрального Кедаха и Западного Перака продолжал еще свое развитие остаточный окраинный бассейн. Судя по накоплению в нем от конца ордовика до начала девона черносланцевой (эвксинной) формации Маханг [33], близкой по своему составу современным осадкам Черного моря, бассейн был в значительной степени изолирован от океана.

Активная окраина с развитием СФК вулкано-плутонической дуги на континентальной коре, а возможно также и зона столкновения формировались в силуре — начале девона на севере выступа Контум, где широко распространены крупные массивы разгнейсованных гранитов и гранодиоритов (комплекс Дайлок) с радиологическим возрастом около 400 млн. лет [14]. Они имеют интрузивные контакты с отложениями докембрия и нижнего палеозоя. Здесь же, по данным Ф. Ч. Тхи (1980 г.), проявилось калий-аргоновое омоложение древних комплексов в интервале 443—391 млн. лет.

На рассматриваемом временном срезе возникло складчатое сооружение катазиатских каледонид на юго-востоке КНР. Здесь широко распространены девонские красноцветные молассы, часто грубообломочные, перекрывающие со структурным несогласием (колонки 11—13): а) преимущественно карбонатные отложения нижнего палеозоя в провинциях Гуйчжоу и Хунань, подвергшиеся неравномерной блоковой складчатости в преддевонское время; б) силурийские, ордовикские и верхнекембрийские флишеидные толщи на юге провинции Цзянси, востоке Гуанси и в прилегающей части Северо-Восточного Вьетнама, смятые преимущественно в напряженные линейные складки (см. рис. 26); в) синийско-кембрийские метаандезиты, слабометаморфизованные граувакки и

Рис. 35. Формационные колонки позднесилурийско-девонского временного среза.

1 — Восточная Бирма, плато Шан — эпикратонный бассейн (прогиб на срединном массиве) [18]; 2 — Северный Таиланд: континентальный склон и подножье (флишевая геосинклиналь) [21, 22]; 3 — Северный Лаос, плато Сиангкуанг — шельф (миогеосинклиналь) [49]; 4 — Северо-Западный Вьетнам, район Дьенбьенфу — континентальный склон и подножье (флишевая геосинклиналь) [4]; 5 — Северо-Западный Вьетнам, г. Лайтяу — верховья р. Ма — внешний шельф (миогеосинклиналь) [4]; 6 — Северный Вьетнам, район Шиньвинь — Хоабинь — шельф (миогеосинклиналь) [4]; 7 — Северный Вьетнам, правобережье р. Хонгха (Красной) — осевая зона палеорифта (тафрогеосинклиналь), по Т. З. Тханю (1978 г.) [4, 15]; 8 — Северный Вьетнам, район Куанба — Наханг — эпикратонный бассейн (прогиб на платформе) и краевая зона палеорифта (тафрогеосинклиналь) [4, 15]; 9 — Северо-Восточный Вьетнам, пос. Коксо — верховья р. Гам — осевая зона палеорифта (тафрогеосинклиналь) [4, 15]; 10 — Северо-Восточный Вьетнам, район Халанг: эпикратонный бассейн, развившийся над зоной столкновения (прогиб на эпикаледонской платформе) [4, 15]; 11 — Юго-Восточный Китай, восток Гуйчжоу и запад Хунани — межгорная впадина зоны столкновения (зона эпиplatformенного орогенеза) [29]; 12 — юг Цзянси и восток Гуанси — зона столкновения (орогенная область) на месте бывшего окраинного моря (флишевой геосинклиналь) [29]; 13 — юг Гуаси и запад Гуандуна — эпикратонный бассейн на месте бывшей вулканоплутонической дуги (прогиб на эпикаледонской платформе) [29]; 14 — Западный Таиланд, район Тхонгпханхум — эпикратонный бассейн (прогиб на срединном массиве) [21]; 15 — Центральный Таиланд, район Канчанабури — континентальный склон и подножье (флишевая геосинклиналь) [21]; 16 — Южный Лаос, район Атпоу — эпикратонный бассейн (прогиб на срединном массиве) [49]; 17 — Центральный Вьетнам, юг провинции Биньчичхуэн — внутренний шельф (зона перикратонного опускания на краю срединного массива) [4, 15]; 18 — Центральный Вьетнам, район Куидат — внешний шельф и континентальный склон (миогеосинклиналь) [4, 15]; 19 — Центральный Вьетнам, нижнее течение р. Ка — континентальное подножье (флишевая геосинклиналь) [4, 15]; 20 — Центральный Вьетнам, между речью Ка и Хьеу (зона Фухоат) — микроконтинент (срединный массив) [4]; 21 — Северный Вьетнам, район Кодинь — Байтхюнг — континентальное подножье (флишевая геосинклиналь) [4]; 22 — Западная Малайзия, о. Ланкави — шельф (миогеосинклиналь) [33]; 23 — Западная Малайзия, Центральный Кедах — окраинное море (миогеосинклиналь?) [33]; 24 — Западная Малайзия, район Кампар — Куала-Лумпур — шельф на месте раннепалеозойской вулканоплутонической дуги (миогеоантиклиналь?) [33]; 25 — восточные предгорья Главного хр. п-ова Малакка, район Карак — континентальный склон, подножье и глубоководный бассейн (эвгеосинклиналь) [33].
Условные обозначения см. рис. 10

глинисто-кремнистые породы юга Гуанси и запада провинции Гуандун [4, 29].

Среди каледонских гранитов Юго-Восточного Китая выделены два типа: флишоидные толщи Цзянси-Гуансийского синклинория вмещают позднекаледонские интрузии с возрастом 422—385 млн. лет, обычно более кислые и существенно калиевые, а с вулканогенно-осадочными метапородами кембрия на юго-востоке ассоциируют раннекаледонские разгнейсованные гранитоиды с возрастом около 480 млн. лет, более основные и кали-натровые [29]. Девонские молассы и позднекаледонские граниты выделены в СФК столкновения, образование которого было связано со сближением в конце силура активной раннепалеозойской островной дуги на континентальной коре с окраиной микроконтинента Катазия. В результате их столкновения сформировалось складчатонадвиговое сооружение каледонид. При этом флишоидные толщи окраинного моря подверглись дислокациям с образованием Цзянси-Гуансийского синклинория, а более древние вулканиты и осадочные породы бывшей дуги (Катазиатский антиклинорий) испытали метаморфизм. Большая часть территории Юго-Восточного Китая была стабилизирована и присоединилась к докембрийской платформе Янцзы.

В пределах более западных районов Южного Китая и Северного Вьетнама каледонское столкновение проявилось в несогласиях, перерывах и временных регрессиях моря в начале девона (колонки 6—10). По мнению Т. З. Тханя, эта область представля-

ла собой низменность или прибрежную равнину, постепенно повышавшуюся на восток в направлении к каледонским горам. В конце силура — начале девона здесь были развиты отдельные морские проливы, соединявшиеся на юго-западе (в современных координатах) с бассейном Палеотетис. В них отлагались мелкообломочные и глинистые, подчас глубоководные, осадки, например черные глинистые илы (теперь сланцы) толщи Шонгмуа. По крайней мере часть из этих проливов, по-видимому, была приурочена к рифтовым долинам, о чем свидетельствует проявление субщелочного силюрийско-девонского вулканизма на севере Вьетнама и ограниченность многих девонских структур разломами. Таким образом, и на среднепалеозойском временном срезе устанавливается отчетливая сопряженность активных процессов наращивания и разрушения континентальной коры юго-востока Азии. С девонскими субщелочными вулканитами во Вьетнаме связано месторождение железа Тунгба вулканогенно-осадочного генезиса [4].

В связи с недостаточным количеством данных средне-позднепалеозойской эволюции региона посвящена только одна палеорекострукция: для конца девона — начала карбона (рис. 36). На ней показано максимальное развитие палеозойского океана Палеотетиса с удалением друг от друга трех основных блоков древней континентальной коры региона: Катазии, Индосинии и Синобирмании. Одним из доказательств разобщенности микроконтинентов служит родовое и видовое различие комплексов девонской мелководной фауны на их окраинах, в частности комплексов девонских табулят хр. Чыонгшон и северо-востока СРВ, по Т. З. Тханю. В то же время присутствие в девонских разрезах Индокитая на окраинах всех микроконтинентов родов и видов морской фауны, общих с одновозрастными в Казахстане и Центральной Европе, — например граптолитов из группы герциникус и баррандовых тентакулитов, — говорит об устойчивых морских связях столь удаленных друг от друга биостратиграфических провинций и об их положении в пределах единого крупного океанического бассейна Палеотетис.

Немногочисленные палеомагнитные данные позволяют предполагать положение Катазии вблизи древнего экватора, что подтверждается широким развитием девонских красноцветов и теплолюбивых колониальных кораллов (табуляты и др.). На юго-востоке этого микроконтинента показана упоминавшаяся зона столкновения с раннепалеозойской островной дугой. К северу, от Катазии раскрывался Куньлуньский залив (или пролив?) океана Палеотетис [37]. Юго-западнее существовал Лаосско-Вьетнамский пролив, у южного побережья которого происходила субдукция океанической коры под микроконтиненты Фухоат и Индосинию.

Палеомагнитные векторы для пород карбона к юго-западу от Бангкока [30] и на севере Австралии, по Т. Чамалауну, сравнительно близки между собой, что позволяет постулировать нахождение Синобирмании в южном полушарии того времени, скорее всего, в составе материка Гондвана. А. Митчелл [36] показал зна-

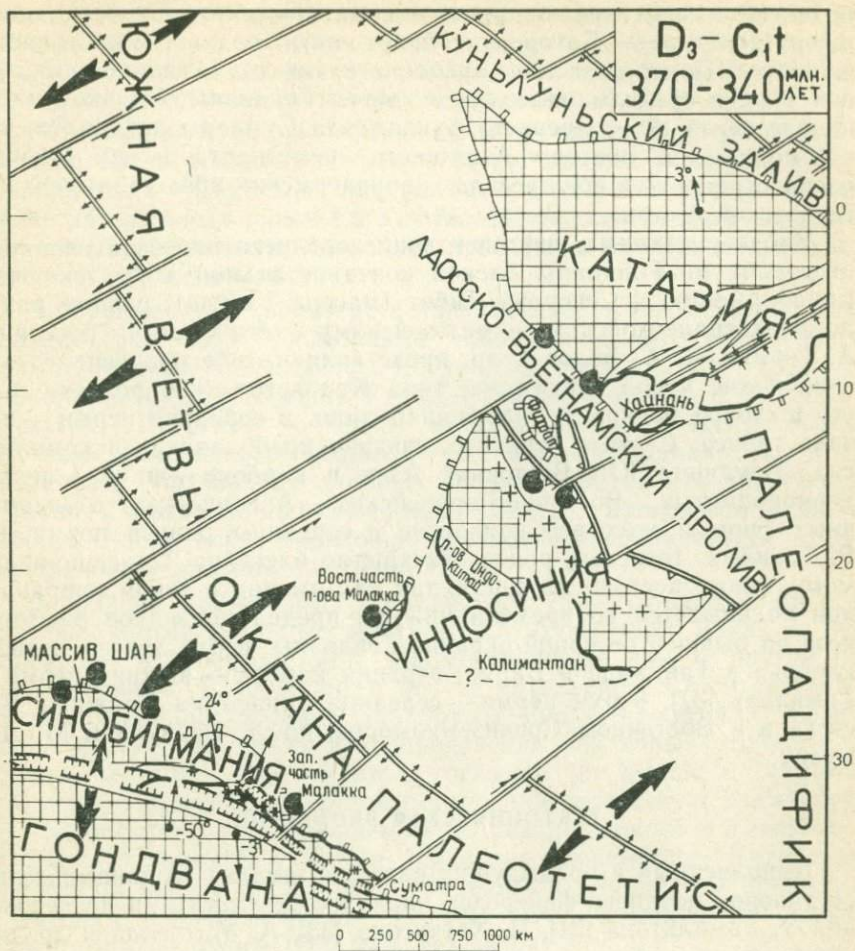


Рис. 36. Геокинематические реконструкции для конца девона — начала карбона (370—340 млн. лет). Палеомагнитные данные по Т. Чамалауну, А. М. Городницкому и др. [30].

Условные обозначения см. рис. 10

чительное сходство ниже-среднепалеозойских разрезов Высоких и Низких Гималаев и Восточной Бирмы (плато Шан и Тенассерим). Отметим также, что на севере Австралии и островах прилегающего шельфа [31], как и в Гималаях [36, 37], проявился средне-позднепалеозойский щелочнобазальтовый вулканизм.

На северной окраине Гондваны, по-видимому, в конце девона или карбоне заложилась протяженная система континентальных рифтов, к которым было приурочено накопление нижних частей разрезов упоминавшихся серий Пукет и Мергуй с их диамиктитовыми грубообломочными фациями («галечниковыми аргиллитами»)

ледникового или пролювиального происхождения. Сходные отложения (формация Бохорок) обнаружены недавно на Северной Суматре [47], что позволяет предполагать и ее включение, по крайней мере в среднем палеозое, в состав Гондваны. Однако уже в начале перми блок древнего фундамента Суматры находился, вероятно, вблизи Восточно-Азиатского континента, о чем говорит распространение в его пределах раннепермских представителей казантиатской флоры.

Вдоль указанных рифтов в конце среднего палеозоя началось отделение от Гондваны блоков континентальной коры, включая Синобирманию и Северный Тибет (массив Тангла), давшее начало позднепалеозойскому — мезозойскому тетическому бассейну. А. Термье, А. А. Белов и др. представляют себе позднепалеозойский Тетис узкой структурой типа Красного моря, полагая, что его широкое раскрытие произошло лишь в середине перми — начале триаса. С этим, вероятно, связано преобладание в комплексах фузулинид Юго-Восточной Азии в карбоне — начале перми космополитных, Восточно-Европейских — Арктических и эндемичных форм и массовое появление с середины ранней перми, по Р. Торияма, тетисных родов. Раскрытие бассейна Тетис, по-видимому, шло с востока на запад, так как именно в таком направлении поднимается во времени нижний предел признаков рифтогенеза на бывшей северной окраине Гондваны: верхи девона — низы карбона в Таиланде и Бирме, верхний карбон — нижняя пермь в Гималаях [37], верхи перми — середина триаса на Ближнем Востоке и в Восточном Средиземноморье, по Д. Бернули и М. Лемуану.

ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ

Выполненный в предыдущих разделах анализ геодинамических обстановок позднего фанерозоя наряду с результатами исследований У. Гамильтона [31], Ч. Хатчисона [33], А. Митчелла и др. показывает, что главные структурно-формационные области Юго-Восточной Азии и сопредельных регионов, такие, как Индия с Ассамом и Гималаями, Тибет, Южный Китай и Катазия, Синобирмания, Индосиния вместе с ее фрагментами на островах Западной Индонезии, Австралия и входившие в ее состав части островов Восточной Индонезии, различаются между собой набором и строением латеральных рядов фанерозойских формаций и относились в прошлом к различным более крупным литосферным плитам, полностью не сохранившимся до наших дней. В современном структурном плане они представлены в различной степени кратонизированными континентальными блоками, прошедшими сложную эволюцию. Количество подобных блоков и разделяющих их фанерозойских подвижных поясов, их расположение относительно друг друга, как показывают выполненные геокинематические реконструкции и абсолютное положение в пространстве, не оставались постоянными. Стабильные области (платформы, срединные мас-

сивы) неоднократно дробились с образованием новых подвижных поясов, тогда как расположенные между ними подвижные пояса (геосинклинали) в результате сжатия и складчатости консолидировались и входили в состав континентальных блоков.

История развития литосферных плит — это, в первую очередь, история смены геодинамических и геохимических режимов, существовавших в их краевых, внутренних и глубинных частях. Выявление латеральных рядов СФК, отвечающих конкретным геодинамическим обстановкам, позволяет проследить тектоническую эволюцию Юго-Восточной Азии.

Для суждения о характере и направленности геодинамического развития региона в докембрии и раннем палеозое геологических данных пока крайне мало. Ф. Ч. Тхи и др. предполагают, что континентальные ядра Южного Китая и Северо-Восточного Вьетнама (будущая Катазия), а также выступа Контум в Центральном Вьетнаме (Индосиния) возникли еще в архее. Однако уверенно датировать образование наиболее древней континентальной коры в регионе можно лишь серединой раннего протерозоя (2300—2000 млн. лет), когда произошла интенсивная гранитизация в Северном и Центральном Вьетнаме.

В позднем протерозое, по-видимому, уже существовали все главные континентальные массивы Юго-Восточной Азии, но их положение в пространстве и взаимоотношения друг с другом не расшифрованы. Т. К. Хуанг и другие китайские геологи считают, что консолидация древней платформы Янцзы произошла только 800—700 млн. лет назад при объединении различных стабильных блоков, входящих в ее состав, и тогда же она вместе с Таримом и Сино-Корейской платформой образовала гигантскую Китайскую протоплатформу, в дальнейшем вновь раздробленную в фанерозое. В реконструкциях Е. Ирвинга для конца докембрия Китайская платформа вместе с Сибирью, Гондваной и Лавразией включена в древний суперконтинент — Пангею «Е» — и помещена около Южного палеополюса (600 млн. лет назад).

В середине рифея континентальные окраины древних блоков, существовавших на месте платформы Янцзы, были активны. На западе выделяется окраина островодужного типа в оси Кандин с зоной ВЗБ, падавшей в современных координатах в восточном направлении; возраст базальтов островодужной серии составляет здесь 1163—1039 млн. лет (Pb метод по сульфидам). На востоке в пределах Цзянаньской антеклизы установлены фрагменты гранитных поясов с радиологическим возрастом 1350 и 908—842 млн. лет [29].

В самом конце протерозоя — начале палеозоя Катазия, включавшая большую часть Южного Китая, уже представляла собой самостоятельную тектоническую единицу, отделенную от Гондваны бассейном океанического типа. В состав Гондваны, наряду с Синобирманией, в то время, по-видимому, входила также Индосиния, где в выступе Контум проявилась «пангондванская» актив-

зация около 530 млн. лет назад. Признаки тектоно-магматической активности этого времени известны также на плато Шан и на западе Малайзии, но не установлены на севере Вьетнама и в Южном Китае, что косвенно подтверждает предполагаемую модель относительного расположения континентальных блоков региона на рубеже протерозоя и палеозоя.

В синийско-кембрийское время окраины Катазии были преимущественно внутриплитными, что согласуется со слабой проявленностью позднебайкальских движений на западе Тихого океана. К одной из таких окраин было приурочено формирование фосфатоносного пояса Южного Китая и зоны Фансипан во Вьетнаме. В середине — конце ордовика, по данным Ч. В. Чи и Н. Н. Льена, произошло столкновение Катазии с вулканической островной дугой Шонгма, которая заложилась в позднем протерозое к юго-западу от этого микроконтинента на океанической коре. Еще одна вулканическая дуга возможно существовала в конце ордовика — начале силура вблизи Индосинии, где в зоне Чыонгшон Центрального Вьетнама к северу от выступа Контум в разрезе толщи Лонгдай присутствуют измененные андезиты островодужного типа. Полярность раннепалеозойских дуг неясна.

Предполагаемые гондванские окраины на протяжении большей части раннего палеозоя были, наоборот, преимущественно активными. На западе Малайзии Ч. Хатчисон выделяет палеозону ВЗБ, которая была наклонена в современных координатах к западу с развитием над ней в кембрии и ордовике вулканоплутонической дуги Грик. Для кембрийских вулканитов Бодуин на севере плато Шан, с которыми связано известное колчеданное месторождение, А. Митчелл предполагает противоположное падение ископаемой зоны ВЗБ.

В середине среднего палеозоя континентальные блоки региона были разобщены океаническим бассейном Палеотетис, отделявшим Гондвану на юго-западе от двух самостоятельных микроконтинентов: Индосинии и Катазии на северо-востоке (см. рис. 36). Этот океан продолжался далеко на запад, представляя собой естественный раздел между материками северного и южного рядов, что привело к заметному различию в палеозое их биостратиграфических провинций, режимов осадконакопления, стилей тектонического развития. В результате предполагаемой виргации в районе Памира бассейн Палеотетис разделялся на две ветви, разобщенные континентальными блоками Восточной Азии: Центральноазиатскую (северную), фрагменты океанических комплексов которой в настоящее время заключены между Сибирской и Китайской платформами, и Тибетско-Индонезийскую (южную), проходившую через Индокитайский регион (см. рис. 24).

После отделения Синобирмании по системе рифтов от Гондваны, скорее всего, от ее австралийского края, в конце девона — начале карбона большая часть Юго-Восточной Азии навсегда утратила связь с этим суперконтинентом. Лишь крайние северо-западные (Ассам) и юго-восточные (Новая Гвинея и прилегающие

острова) районы до середины кайнозоя были удалены от остального региона и входили в состав Гондваны, а после распада ее — в состав Индийского и Австралийского континентов. Причленение большинства континентальных блоков Юго-Восточной Азии и Евразии произошло только в конце триаса. Современную конфигурацию регион приобрел не ранее позднего кайнозоя.

В начале силура — начале девона северо-восточная часть региона была охвачена каледонским тектогенезом, вызванным столкновением Катазии с вулканической островной дугой. Коллизия должна была происходить в условиях падения палеозоны ВЗБ от Катазии под дугу, так как в конце докембрия и раннем палеозое на юго-востоке Катазии устойчиво существовала внутриплитная континентальная окраина, вблизи которой формировался комплекс окраинного моря (синий — нижний палеозой Цзянси-Гуансийского синклинория). В связи с этим возникает интересная проблема: откуда дрейфовали к окраинам Палеоокеаники блоки разновозрастной континентальной коры, столкновение с которыми приводило в фанерозое к интенсивной альпинотипной складчатости в различных звеньях Тихоокеанского кольца? Имеются в виду процессы тектогенеза, проявившиеся в среднем палеозое на юго-востоке КНР и в Австралии, в позднем палеозое и начале мезозоя в Сихоте-Алине, Японии, КНДР, Восточной Австралии, в позднем мезозое в Чилийских Андах и на западе Северной Америки.

Если для большинства остальных, так называемых «внутриконтинентальных», фанерозойских подвижных поясов причины тангенциальных напряжений, приводивших к линейной складчатости и наращиванию континентальной коры, легко выводятся из сближения древних сиалических масс, то для Тихоокеанского пояса предлагались различные модели с автономным развитием складчатости, как, например, невадийская модель эволюции континентальных окраин Л. П. Зоненшайна и др. или чередование эпох растяжения и сжатия в пределах пояса, по В. Е. Ханну. Но естественно ожидать, что в обрамлении Тихого океана причины тектогенеза были те же, что и в других складчатых поясах. В поисках источника континентальных масс, поступавших к краям океана в фанерозое, С. Уеда обращается к старой идее о Пацифиде — древнем, ныне уничтоженном континенте, существовавшем на месте Тихого океана. Фрагменты континентальной коры Пацифиды, по С. Уеда, не погрузились на дно океана, а придвинулись в результате рифтогенеза и спрединга к его окраинам. Такими фрагментами может быть большая часть древних стабильных блоков Восточной Азии от Чукотки до Индокитая (см. рис. 24). Идея о гетерогенном блоковом строении азиатского континента высказывалась ранее П. Н. Кропоткиным, К. Баретом и др. Палеомагнитные определения по КНР подтверждают отсутствие связи в поздней перми континентальных массивов Восточной Азии как с Гондваной, так и с Ангаридой [26].

Одновременно с активными процессами складчатости и гранитообразования, приводившими к наращиванию континентальной

коры в зоне каледонид Катазии, в тылу этой зоны на севере Вьетнама в начале девона имели место растяжения с формированием рифтогенных прогибов, что предвлялось проявлением субщелочного вулканизма. Точно так же взаимокompенсацию процессов разрушения и наращивания континентальной коры можно видеть на среднепалеозойском этапе в западной части региона, где синхронно с ранними стадиями развития рифта Тетиса началась субдукция в южной части Палеотетиса с образованием дуги Чианграй-Так и ее последующим столкновением с Синобирманией. Сходная обстановка реконструируется для более западных частей зоны Палеотетиса. Р. Стодли в 1974 г. обратил внимание на сходство палеозойских разрезов Гималаев и областей, расположенных к северу от них, включая Тибет. Позднее С. Синха-Роем и др. [37] была выявлена кинематически взаимосвязанная система позднепалеозойских и раннемезозойских палеорифтовых зон и параллельных им палеозон субдукции, отвечающая последовательному отделению различных блоков от Гондваны и приращению их, вследствие дрефта к северу, к континентам северного ряда — вначале к Тариму, а затем к Евразии.

Начало позднего палеозоя ознаменовалось усилением интенсивности конструктивных процессов наращивания континентальной коры на обеих окраинах стареющего океана Палеотетис. Это выразилось в широком развитии активных континентальных окраин вокруг Индосинии и в столкновении ее в раннем карбоне (или в девоне?) с Катазией с образованием единого Восточно-Азиатского континента.

В конце перми — начале раннего триаса Восточно-Азиатский континент столкнулся с Северной Евразией вдоль сутуры Внутренней Монголии, отвечающей закрывшейся северной ветви океана Палеотетис (см. рис. 24). Одновременно Синобирмания значительно приблизилась к этому континенту. Ее северные окраины были активными, а на юге, вблизи разрастающегося бассейна Тетис, преобладали процессы растяжения (см. рис. 29). Наиболее полно деструктивные процессы, одновременные с наращиванием коры на активных окраинах, проявились на юге Восточно-Азиатского континента. После мощной предрифтовой переработки в середине перми здесь заложились серия палеорифтовых структур с различной глубиной проникновения разломов в кору и мантию. Зона р. Черной, судя по преобладанию на ранних стадиях ее формирования в составе вулканитов глубинных щелочных оливинных базальтов и появлению в дальнейшем относительно глубоководной черносланцевой формации, отвечала максимальному развитию процесса деструкции в этой части региона. В таких структурах, как Шонгхиен-Антъяу, Дьенбьен-Самныа, преобладали излияния существенно коровых кислых вулканитов с повышенной калийностью при незначительной роли в контрастных сериях базальтов, а процессы растяжения и погружения коры не были столь масштабны.

Строение офиолитового пояса Уттарадит на севере Таиланда и установленный факт прекращения в середине перми активного развития окраины Восточно-Азиатского континента в северном обрамлении океана Палеотетис позволяют предполагать столкновение срединно-океанического хребта последнего с краем континента и последующее погружение хребта под континентальную окраину. Такие процессы могли вызвать прекращение субдукции и развитие широкого спектра разнообразного вулканизма в условиях растяжения на юге Восточно-Азиатского континента.

Кульминационным в тектонической эволюции Индокитайского региона стало позднетриасовое время, когда вследствие сближения и столкновения Синобирмании и Восточно-Азиатского континента произошло полное закрытие южной ветви океана Палеотетис. В результате возник пояс энергичных складчато-надвиговых дислокаций, сопровождавшихся формированием зон тектонического меланжа, внедрением протрузий ультрамафитов, образованием молассовых впадин и массивов существенно коровых лейкократовых редкометалльных гранитов (см. рис. 23). Столкновение привело к прекращению процессов рифтогенеза на северо-востоке региона. Именно в это время возник единый континентальный массив Юго-Восточной Азии, удачно названный Н. Н. Минем Индопацификом. Следует отметить, что в конце триаса — начале юры, на фоне общей обстановки сжатия и наращивания коры в центре региона, на северо-востоке возобновились процессы рифтогенеза, а на западе (в современных координатах) продолжалось раскрытие более молодого тетического бассейна (океана Мезотетис?) с преобладанием процессов растяжения на его внутриплитных окраинах (см. рис. 20, 21).

Активное проявление тектогенеза в конце триаса или, в широком смысле, на протяжении второй половины поздней перми и всего триаса присуще не только Индокитаю. Позднетриасовый складчатый пояс протягивается из рассматриваемого региона в хр. Айлаошань Южного Китая, в Западный Циньлин и верховья р. Янцзы к северу от Тибета, далее в Куньлунь, а, возможно, также в Северный Афганистан [1]. Повсеместно вдоль него сближены блоки континентальной коры с разной историей развития в палеозое и с различным строением докембрийского фундамента: на юге — обнаруживающие сходство с гондванскими областями (Синобирмания, Тибет, Южный Памир, Ирано-Афганские массивы), на севере — заметно отличающиеся от этих областей (Индосиния, Катазия, Цайдам, Тарим). К поясу приурочены крупные тела офиолитов и тектонического меланжа с фрагментами позднепалеозойской и раннемезозойской океанической коры. Таким образом, на всем своем протяжении этот пояс представляет собой зону коллизии, возникшую на месте древнего океана Палеотетис.

Поздний мезозой в Индокитайском регионе характеризовался мощным наращиванием континентальной коры на активных окраинах Евразии с формированием Бирмано-Малайского и Катазиатского вулканоплутонических поясов (см. рис. 19). Заложение пер-

вого из них соответствовало наиболее раннему импульсу закрытия океана Тетис и было синхронно с началом распада Восточной Гондваны, в чем можно видеть одно из проявлений латеральной глобальной компенсации противоположно направленных тектонических процессов. Максимум магматической активности на южной окраине Евразии около 110—100 млн. лет назад отвечал убыстрению темпа спрединга в Индийском океане, скорость которого на основании анализа линейных магнитных аномалий в конце мела — начале палеогена достигала 20 см/год.

Устанавливаемый с помощью палеомагнитных данных значительный поворот Евразии по часовой стрелке, начиная с позднего мезозоя, подтверждается палеоклиматическими и палеофаунистическими аргументами как в рассматриваемом регионе, так и далеко за его пределами. Одним из них является широкое распространение бореальной фауны *Monotis* от Чукотки до Приморья и Северного Китая, указывающее на нахождение Восточной Азии в позднем триасе значительно ближе к полюсу [7]. С таким вращением континента в позднем мезозое, по-видимому, была сопряжена деструкция его восточной окраины. Здесь, скорее всего, могло происходить не погружение срединно-океанических хребтов Палеооцифика под край континента, как предполагают Т. Гайлд и его коллеги, а надвигание активной окраины на них, как постулировали Л. П. Зоненшайн и его соавторы при обосновании применимости калифорнийской модели для мезозойского развития Охотско-Монгольского пояса. Последовательное омоложение открытия с юга на север окраинных морей Восточной Азии объясняется диагональным кулисообразным расположением сегментов древних срединно-океанических хребтов (см. рис. 19).

Процессы деструкции континентальной коры происходили в позднем мезозое не только на окраинах, но и во внутренних частях континентальных блоков, например в тылу Катазиатского вулканоплутонического пояса на севере Вьетнама (см. рис. 17, 18), отражая геокинематическую взаимосвязанность и относительную компенсацию проявлений различных тектонических режимов в регионе.

Основным геодинамическим процессом конца мезозоя — первой половины кайнозоя было сближение Индии и Евразии с последовательным закрытием остатков океана Тетис (см. рис. 16). При этом происходило дальнейшее развитие и усложнение активных окраин Тибета и Индокитая, образование в результате рифтогенеза новых микроконтинентов (Гималайский микроконтинент или дуга Ладакх С. Синха-Роя, Западно-Бирманский микроконтинент А. Митчелла), заложение Зондской зоны субдукции на юго-западе. На фоне упомянутых событий, приводивших к наращиванию и, в конечном итоге, к скучиванию континентальной коры на окраине Евразии, в восточной части региона продолжалось раскрытие окраинных морей с формированием вулканических островных дуг. Одновременно во внутренних частях Индокитайского региона в условиях обширного сводового поднятия происхо-

дили процессы предрифтовой переработки коры и заложения континентальных рифтов (см. рис. 13, 14).

Интересно проследить хронологию важнейших раннекайнозойских событий на юго-востоке Азии в их латеральной сопряженности. На рубеже палеоцена и эоцена около 55 млн. лет назад произошло столкновение Индии с дугой Ладакх и последовавшее за этим, по Р. Стонли и др., «первое касание» края Евразии в Сулеймановых горах, что привело к резкому уменьшению скорости спрединга в Индийском океане и образованию остаточного бассейна океана Тетис в виде залива, открывавшегося в направлении Индо-Бирманских хребтов. На месте последних еще существовала внутриплитная континентальная окраина, возможно сопряженная с разломом хребта Девяностого градуса, поскольку в Индийском океане по-прежнему преобладала субширотная система спрединга. Тогда же или чуть позже в начале эоцена заложилась большая часть активной окраины Юго-Восточной Азии: Зондская дуга, начиная от Суматры к востоку, и дуга Банда, служившая продолжением первой и не имевшая в палеогене своего современного изгиба, что подтверждено палеомагнитными данными [30]. В первой половине эоцена (53—43 млн. лет) проходило активное раскрытие Западно-Филиппинского окраинного бассейна к западу от хр. Кюсю — Палау с образованием, по Ж. де Боеру, вблизи побережья Юго-Восточного Китая будущей Филиппинской вулcano-плутонической дуги.

В олигоцене около 35 млн. лет назад началась главная фаза столкновения Индии и Евразии, вызвавшая обширные перераспределения материала на различных уровнях в коре и во всей литосфере как на столкнувшихся континентах (сдвиги Центральной Азии, Пенджабский и Бирманский синтаксисы, поднятие Тибета и т. д.), так и в прилегающих океанах. Коллизия привела к коренной перестройке системы спрединга в Индийском океане с широтной на меридиональную, к началу субдукции в Индо-Бирманских хребтах с погружением остатков океанической литосферы Тетиса под Западную Бирму, к смещению по правым сдвигам на Суматре, п-ове Малакка и вдоль западного края плато Шан. Одновременно (32—17 млн. лет) происходило активное раскрытие современной глубоководной котловины Южно-Китайского моря [35] с придвижением к Калимантану микроконтинента Спратли-Рид (см. рис. 15, 16) и с отодвижением от Юго-Восточного Китая Филиппинской дуги за счет ее вращения против часовой стрелки [31].

В начале миоцена практически одновременно начались складчато-надвиговые дислокации в Индо-Бирманских хребтах как результат продолжающегося «ножницеобразного» сближения Восточной Индии и Евразии и усилились процессы деструкции на востоке региона, приведшие к раскрытию большинства рифтов на шельфе и материке. По-видимому, тогда же заложилась вторая зона субдукции под Филиппинскую дугу — с запада (Манильский желоб).

Позднекайнозойский — современный этап проходит фактически в соответствии с возникшими ранее геодинамическими тенденциями. Продолжается столкновение и наращивание континентальной коры в Гималаях и Индо-Бирманских хребтах, усиливается дезинтеграция всей краевой части Юго-Восточной Азии с образованием системы микроплит, перемещающихся в противоположных направлениях (см. рис. 15). На рубеже миоцена и плиоцена около 11 млн. лет назад в результате движений по крупным правым сдвигам началось раскрытие глубоководной котловины Андаманского моря [44]. Примерно в это же время произошло первое столкновение Австралийского континента с активной окраиной Евразии в районе дуги Банда, где на о. Тимор породы древнего австралийского шельфа участвуют в строении складчато-надвигового пояса [31]. Эта коллизия привела к резкому изменению конфигурации Зондской системы дуга — желоб и изгибу дуги Банда почти на 180°. Б. Макговрен, которому, кстати, принадлежит одна из первых попыток применения на юго-востоке Азии латерального мышления (*lateral thinking*) для анализа геологических явлений, полагает, что коллизия австралийского шельфа и дуги Банда была причиной перемещений по крупным левым сдвигам на юго-западе Тихого океана, таким как сдвиг Соронг на Новой Гвинее, Главный Филиппинский сдвиг и др. В связи с прекращением спрединга в Южно-Китайском море в позднем кайнозое происходило сближение северного окончания Филиппинской дуги и внутрилитной окраины Евразии на о. Тайвань, приведшее к их столкновению в конце миоцена. Эта коллизия продолжается до наших дней, вызывая, по К. Хо, перемещение тектонических покровов и образование офиолитового меланжа на юго-востоке острова в Береговом хр.

Проведенное рассмотрение тектонической эволюции Юго-Восточной Азии, как и выполненный в прошлых разделах анализ геодинамических обстановок позднего фанерозоя, не позволяют, по крайней мере начиная со среднепалеозойского времени, наметить какую-либо преобладающую тенденцию в развитии или чередование этапов с превалированием того или иного геодинамического режима. На всех временных срезах процессы складчатости и поднятия с проявлением сиалического магматизма на одних участках сопровождались процессами растяжения и погружения, часто с проявлением мантийного магматизма, на других. Иными словами, на протяжении большей части фанерозойской истории конструктивная и деструктивная тенденции в развитии были взаимосвязаны, проявляясь одновременно, что свидетельствует о неизменности радиуса Земли, по крайней мере в фанерозое.

РАЗМЕЩЕНИЕ ГЛАВНЕЙШИХ ТВЕРДЫХ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ С ПОЗИЦИЙ ЛАТЕРАЛЬНОГО АНАЛИЗА

Подавляющее большинство проявлений магматизма ультраосновного и основного состава офиолитовой ассоциации, а также среднего состава островодужной ассоциации связано непосредст-

венно с подвижными поясами фанерозоя. Большая часть вулканитов известково-щелочной серии и гранитоидов формировалась на границах подвижных поясов и стабильных областей. К внутренним частям последних приурочены лишь проявления магматизма щелочной серии и специфической трапповой формации (континентальные толеиты), а также некоторые граниты и известково-щелочные вулканиты, как правило, повышенной щелочности, обнаруживающие связь с процессами рифтогенеза. Те же закономерности распространяются и на большинство проявлений рудных полезных ископаемых, для которых установлена или предполагается связь с магматизмом. Отсюда следует, что для выделения металлогенических зон и оценки перспектив территории на рудные полезные ископаемые необходимо на основе изучения состава и степени дислоцированности осадочных и магматических формаций идентифицировать разновозрастные стабильные области и подвижные пояса.

Методика латерального структурно-формационного анализа позволяет восстанавливать на основе принципа актуализма различные геодинамические режимы прошлого путем выделения СФК, включая те из них, с которыми связаны комплексы рудного сырья. Устанавливаемая при этом идентичность или значительная близость разновозрастных СФК одинаковых геодинамических обстановок позднего фанерозоя Юго-Восточной Азии может быть распространена и на ассоциирующие с ними комплексы полезных ископаемых [48]. Метод актуализма применим при металлогеническом анализе. Так, В. И. Смирнов подчеркивает, что на протяжении геологической истории от архея до кайнозоя не происходит заметной качественной эволюции рудных месторождений. Количественная эволюция выражена в преобладании базальтоидного рудообразования в древнее время и все большем развитии гранитоидных ассоциаций в последующие эпохи.

В пределах Индокитайского региона площади, перспективные на основные виды оруденения, могут быть разделены на линейные и ареальные. К первым отнесены (рис. 37) участки выходов СФК невулканических дуг и глубоководных бассейнов (офиолитовые пояса), вулканоплутонических дуг на океанической и континентальной коре, поясов столкновения и континентальных рифтовых зон, ко вторым — СФК предрифтовой переработки континентальной коры. Среди этих площадей намечается следующий ряд типов.

1. Окраинно-континентальные пояса малайского типа и пояса столкновения типа континент — континент или континент — островная дуга на континентальной коре. С ними связано или может ожидать преимущественно гидротермальное оловянно-вольфрамовое оруденение кварцево-жильного и сульфидно-жильного типов, реже скарновое, пегматитовое. Иногда в ассоциации с ним отмечены гидротермальные проявления молибдена, свинца, сурьмы. К этому типу площадей относятся Катазиатский пояс [29] и почти весь разновозрастный Бирмано-Малайский пояс за исключением

Рис. 37. Закономерности размещения главнейших рудных полезных ископаемых Индокитайского региона по результатам латерального структурно-формационного анализа.

1 — окраинно-континентальные пояса малайского типа и пояса столкновения типа «континент—континент» — преимущественно гидротермальное и скарновое оловянно-вольфрамовое оруденение, иногда с Mo, Pb, Sb; 2 — окраинно-континентальные пояса андийского типа — преимущественно с медно-порфировой минерализацией, Au, Pb, Zn, Ag, Mo, иногда Fe (скарны); 3 — окраинно-континентальные пояса кордильерского типа — железорудные скарны, гидротермальное и скарновое оруденение Cu, Pb, иногда Zn, Au; 4 — офиолитовые пояса, глубоководные бассейны и вулканические дуги на океанической коре — хромиты, медноколчеданное оруденение (массивные сульфидные руды), Mn, иногда Ni, Zn; 5 — внутриконтинентальные рифтовые зоны — гидротермальное оруденение флюорита, Hg, Sb, иногда Pb, Zn, Ag с вулканитами; 6—8 — ареалы предрифтовой переработки континентальной коры с ведущей ролью магматизма: трапповой формации (6) — титано-магнетитовое и сульфидное Cu—Ni оруденение; гранитоидного повышенной щелочности (7) — Sn—W оруденение, иногда с танталом-ниобатами; субщелочного и щелочного (8) — Cu—Au и редкометальное оруденение. Прочие обозначения: 9 — площади с установленной бокситоносностью, 10 — площади с предполагаемой бокситоносностью, 11 — площади развития докембрийских метаморфогенных железных руд (железистых кварцитов), 12 P — позднедокембрийский фосфатоносный пояс Юго-Восточной Азии (метаморфизованные фосфориты). Прерывистой штриховкой обозначены площади с предполагаемыми проявлениями оруденения

центральной зоны п-ова Малакка [34]. Перспективы на подобное оруденение имеются также на севере и юго-востоке Таиланда и, по мнению А. Митчелла [36], в Гималаях к югу от зоны Инд-Цангпо. Состав и преобладающая специализация рудоносных комплексов не всегда выдержана по простиранию поясов, как это было показано выше для Катазиатского пояса. В Бирмано-Малайском поясе при переходе от участков развития мощных терригенных комплексов позднепалеозойской внутриплитной окраины на юге Бирмы и Таиланда к массиву Шан с неглубоким залеганием кристаллического основания в пределах зоны развития разновозрастных и однотипных гранитов месторождения олова сменяются на вольфрамовые (см. рис. 8), что согласуется с представлениями М. Стемпрока о большей литофильности вольфрама.

2. Окраинно-континентальные пояса андийского типа. Здесь ведущей является меднопорфировая минерализация, часто с золотом, полиметаллами, молибденом. Иногда с этим типом площадей связаны небольшие метасоматические месторождения (скарны) железа. Подобные пояса формировались в раннем палеозое и позднем мезозое на западе плато Шан в Бирме, в позднем палеозое вдоль западного края бывшего Восточно-Азиатского континента в Кампучии, Таиланде, Лаосе и Южном Китае, в конце мезозоя — раннем кайнозое на западе Калимантана и в Трансгималаях [36], в позднем кайнозое на западе Бирмы (вулканическая дуга Пегу-Йома), Суматре, Яве и на востоке Филиппин [34]. Следует подчеркнуть, что порфировые руды, являющиеся благодаря своим огромным запасам одним из главных источников извлечения меди в мире, ранее были известны в основном на тихоокеанских окраинах Северной и Южной Америки, но в последние годы все чаще открываются на юго-востоке Азии, начиная играть заметную роль в ее сырьевом балансе.

3. Окраинно-континентальные пояса кордильерского типа, связанные с первоначальной переработкой бывших внутриплитных континентальных окраин. Здесь при процессах метасоматического замещения в карбонатных осадочных формациях на контакте с гра-

нит-гранодиоритовыми интрузиями образуются скарны с железным, медным и свинцовым оруденением. Здесь же устанавливаются гидротермальные проявления цинка, свинца, золота и меди. Наиболее крупный из поясов этого типа в Юго-Восточной Азии протягивается из северной части плато Сиангкхуанг в Лаосе через хр. Чыонгшон и выступ Контум в Северную Кампучию. Он связан со средне-позднепалеозойской активной окраиной Индосинии. Меньших размеров, но также весьма четко выраженный пояс кордильерского типа установлен в центральной зоне п-ова Малакка в пределах бывшей раннетриасовой активной окраины Восточно-Азиатского континента. Здесь наряду с золото- и железорудными месторождениями отмечены жильные свинцово-цинково-оловянные проявления [33]. Перспективы на установление оруденения поясов кордильерского типа, по данным китайских геологов [29], имеются на юго-западе провинции Гуандун среди полосы развития средне-верхнепалеозойских карбонатных толщ, прорванных раннемезозойскими гранитоидами.

4. Офиолитовые пояса (комплексы пород океанической коры и верхней мантии глубоководных океанических и окраинных бассейнов, невулканических фронтальных дуг и подводных террас), а также зоны развития комплексов вулканоплутонических дуг на океанической коре, обычно входящие в результате последующего тектонического совмещения в состав офиолитовых поясов. Этот тип площадей, в первую очередь, характеризуется оруденением, связанным с альпинотипными ультрамафитами (хромиты, никеленосные коры выветривания), габброидами и подводными базальтами толеитовой серии (пирит-халькопиритовые со сфалеритом руды кипрского типа, медноколчеданные залежи типа Бесши, марганцевые концентрации в подушечных лавах и глубоководных кремнистых осадках). С кислотами и средними вулканитами дуг на океанической коре ассоциируют массивные сульфидные медно-полиметаллические руды типа Куроко. Большинство из перечисленных типов оруденения известно в молодых офиолитовых поясах Филиппин, о. Тайвань, Восточной Индонезии [34], но исследования последних лет показывают все более широкое распространение древних офиолитовых поясов и присущего им набора полезных ископаемых, прежде всего хромитовых руд, в пределах Индокитайского региона. Главные из этих поясов были рассмотрены в предыдущих разделах и показаны на схеме (см. рис. 37).

5. Внутриконтинентальные рифтовые зоны. На каждом из рассмотренных выше временных срезов выделялись рифтогенные структуры с предвещающими их развитие или сопутствующими магматическими комплексами. На собственно рифтовых этапах их эволюции с кислотными членами бимодальных вулканических ассоциаций связана вулканогенная свинцово-цинково-серебряная минерализация, а в плечах рифтов вдоль обрамляющих их разломов проявляется ртутное, сурьмяное и флюоритовое оруденение. Наиболее уверенно этот тип площадей выделяется на севере Вьетнама и в поясе Юньнань — Гуйчжоу КНР (см. рис. 8), где в конце

перми и триасе (а во Вьетнаме также и позднее) активно раскрывались крупные рифтогенные прогибы. В обрамлении позднекайнозойских рифтов Менамской впадины, Таиландского залива и Андаманского моря в Западном Таиланде известны многочисленные месторождения сурьмяных руд и флюорита [34]. Развитие оруденения этого типа можно ожидать на юге Вьетнама, северо-западе п-ова Малакка и в западной части Калимантана, где уже известны ртутные проявления [43].

Необходимо особо остановиться на пространственной связи ртутной минерализации с рифтогенными структурами. Гидротермальные месторождения ртути установлены С. Янковичем в зонах триасового внутриконтинентального рифтогенеза в Восточном Средиземноморье, в бортах Днепрово-Донецкой впадины на Украине, по А. П. Большакову и др., в связи с позднекайнозойскими структурами растяжения на западе США, по А. Митчеллу и М. Гарсону. Обогащенность металлоносных илов Красного моря, наряду с другими элементами, ртутью, отмечаемая Р. Бигнелом и С. Али, позволяет предполагать, что эта связь может быть генетической. По-видимому, ртуть является таким же индикатором рифтогенных структур, как флюорит, для главных районов развития которого в пределах континентов установлена отчетливая приуроченность к бортам рифтовых зон.

6. Ареалы магматизма трапповой формации зон предрифтовой переработки континентальной коры. С этими ареалами, образованными континентальными толеитами, дифференцированными габбро-норитовыми интрузиями и стратифицированными габброидами, связаны титано-магнетитовые и сульфидные медно-никелевые руды, а на контактах более кислых разновидностей дифференцированных серий с карбонатными породами — небольшие метасоматические проявления железных руд. Подобные ареалы известны на севере Вьетнама и на юге КНР, но не исключена вероятность их нахождения в других районах фанерозойского рифтогенеза. В частности, сообщалось о находках сульфидных медно-никелевых руд на северо-западе Калимантана [43].

7. Ареалы магматизма повышенной щелочности (преимущественно гранитоидного) зон предрифтовой переработки. Они характеризуются развитием оловянно-вольфрамового оруденения, иногда вместе с другими редкими металлами, в том числе танталом и ниобием. Классическим примером таких ареалов является плато Джос в Нигерии, где распространены так называемые «анорогенные» мезозойские оловоносные и колумбитоносные граниты, внедрение которых связывается П. Боудэном с процессами переработки коры, предшествовавшими раскрытию Атлантики. Поздне-меловые — раннекайнозойские ареалы такого типа присутствуют в северной половине СРВ и Центральном Лаосе, каменноугольные — на п-ове Малакка. Новые проявления подобного оруденения могут быть найдены на юге Лаоса в районе г. Сепон и на юге Вьетнама, в обрамлении юрского прогиба зоны Далат.

8. Последний из выделенных на схеме типов ареальных площадей, перспективных на оруденение, образуют ареалы субщелочного и щелочного магматизма зон предрифтовой переработки. Они известны во многих районах Юго-Восточной Азии (см. рис. 37), однако достоверно связанное с ними оруденение выявлено пока только на севере Вьетнама. Это медно-золотая и редкоземельная (цериевой группы) минерализация районов Сиенкуэн и Намсе в ареале палеогеновых граносиенитов, щелочных гранитов, шонкинитов и других интрузий серии Фансипан [4]. На возможность нахождения карбонатитов в другом подобном ареале меньших размеров возле пос. Чодон на северо-востоке Северного Вьетнама указывает Э. П. Изох. Со сходными по составу и также ареально расположенными интрузиями связаны известные месторождения редких земель цериевой группы на западе США (Маунтин Пас) и меди с золотом в карбонатитах на юге Африки (Пхалаборва).

Для полноты металлогенической характеристики территории Индокитайского региона на схеме (см. рис. 37) показаны также площади с установленной и предполагаемой бокситоносностью. Первые находятся на северо-востоке СРВ, где развиты переотложенные валунчатые руды по пермским диаспоровым бокситам, на юге СРВ и в Кампучии (латеритные коры выветривания по кайнозойским базальтам), на юге п-ова Малакка и прилегающих островах (латеритные коры на триасовых сланцевых толщах). Площади с предполагаемой бокситоносностью расположены главным образом на юго-востоке п-ова Индокитай, где широко развиты кайнозойские базальтоиды, принципиальная бокситоносность которых была установлена автором совместно с И. В. Виноградовым и Г. А. Кудрявцевым в 1975 г. на юге Лаоса.

На схеме показаны также участки развития докембрийских метаморфогенных железных руд (магнетитовых кварцитов) и позднедокембрийский пояс метаморфизованных фосфоритов. Предлагаемая методика применима и для определения перспектив на горючие полезные ископаемые, в частности на уголь, большинство залежей которого приурочено к осадочным комплексам рифтогенных структур внутриконтинентальных зон растяжения и тыловых прогибов на континентальной коре, а также к комплексам эпиконтинентальных бассейнов.

Из приведенной схемы (см. рис. 37) отчетливо видно, в чем причина уникальности Северо-Вьетнамской рудной провинции. Здесь, помимо взаимного пересечения и наложения разновозрастных СФК линейного типа, неоднократно формировались ареальные СФК предрифтовой переработки континентальной коры. Такие экономически важные рудные провинции, узлы и районы должны возникать во всех случаях, когда процессы последующего рифтогенеза накладываются на краевые части полициклически развивавшихся подвижных поясов. Другие примеры подобных обстановок можно видеть на западе США, в Восточном Средиземноморье, на юго-востоке Австралии. К числу провинций такого же

типа несомненно принадлежат Восточная Монголия, а также, по видимому, Юго-Запад КНДР и отдельные части Тибета, а в СССР — территория, выделяемая рядом исследователей как Колымский массив [5], участки проявления девонско-каменноугольного рифтогенеза в Центральном Казахстане и кайнозойского на Тянь-Шане.

В пределах рассматриваемого региона к числу площадей, перспективных для изучения на комплекс различных полезных ископаемых, наряду с Северным Вьетнамом и прилегающими частями КНР, относятся ряд районов в Центральном и Южном Вьетнаме, на юго-западе Кампучии, на плато Шан в Бирме, на севере и юго-востоке Таиланда, на п-ове Малакка, Центральной Суматре и Западном Калимантане (см. рис. 37). Таким образом, главные металлогенические пояса Юго-Восточной Азии возникли в результате наложения и взаимного пересечения комплексов различных геодинамических обстановок [48].

Проведенный анализ показывает, что традиционное представление об Индокитайском регионе как типично редкометалльном не подтверждается. Минерализация меди и других халькофильных элементов присуща не только островам Зондского и Филиппинского архипелагов, но и внутренним частям п-ова Индокитай. Наиболее богатыми по содержанию и разнообразию рудных компонентов являются мезозойские и кайнозойские вулкано-плутонические дуги, зоны и ареалы позднепалеозойского, мезозойского и кайнозойского рифтогенеза. Наибольший интерес для комплексирования геолого-поисковых работ на различные виды рудных полезных ископаемых представляют участки пересечения и взаимного наложения разнотипных СФК.

ПРИАМУРЬЕ

Структурный план Западного Приамурья определяется его положением между Алданским щитом Сибирской платформы на севере и древним Бурейским массивом на юге. Этот узкий «коридор» на протяжении длительного времени сохранял высокую тектоническую подвижность. В южной части позднеархейско-раннепротерозойской складчатой области Становика — Джугджура вдоль границы ее с Монголо-Охотской системой Ю. П. Рассказовым выделена протяженная — более 800×40 км — линейно-складчатая синклиналичная структура, названная позднее Е. В. Ялынычевым Амазар-Гилюйским трогом. Трог сложен преимущественно основными кристаллическими сланцами, сопоставляемыми по времени образования с породами джелтулакской серии нижнего протерозоя в его северном обрамлении (около 1900 млн. лет). Первичный состав метापород отвечает, по Ю. П. Рассказову, вулканогенно-осадочным отложениям с крупными пачками существенно натровых базальтоидов. Мощность нижнепротерозойского комплекса в трого более 7 км. Породы интенсивно гранитизированы, метаморфизованы в амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фа-

циях и инъецированы послойными телами гранитов, габброидов, ультрамафитов. Ограниченность структуры почти на всем ее протяжении разломами, характер вулканизма и преобладание среди метаосадочных образований первичнообломочных, в том числе грубокластических, отложений позволили упомянутым исследователям предположить происхождение трога в условиях растяжения земной коры. К выводу о первичнорифтогенной природе Амазар-Гилуёвского трога, как и большинства других протерозойских зеленокаменных поясов, приходят также А. Ф. Грачев и В. С. Федоровский.

По данным Ю. П. Рассказова, формирование трога сопровождалось деформациями, метаморфизмом, гранитоидным магматизмом и гидротермально-метасоматическим преобразованием архейских пород, выходящих севернее в прилегающей части Становой системы. Здесь в радиусе до 40 км от трога выделено несколько наложенных зон разрывных и складчатых дислокаций, интенсивность которых убывает с удалением от структуры. В ближайших к трогам зонах наблюдается расслаивание и перекристаллизация пород с максимальной перестройкой их первичного сложения. Развита напряженная опрокинутая складка с вторичным секущим кливажем в замках и параллельные трогам надвиги с амплитудой горизонтального перемещения до 4 км. На удалении преобладают разрывные дислокации и куполовидные складки крупного диаметра, к ядрам которых приурочены гранитные массивы.

В ближайшем обрамлении Амазар-Гилуёвского трога развиты ультраметагенные, автохтонные граниты и проявления высокотемпературного наложенного метаморфизма, изофациального или регрессивного в зависимости от степени метаморфизма исходных пород. Наблюдается вторичная мигматизация и гранитизация, а в зонах надвигов — развитие диафторитов. На удалении преобладают перемещенные (аллохтонные) гранитоиды. Радиологический возраст большей части гранитов (около 1860 млн. лет) близок возрасту пород трога.

По мнению Ю. П. Рассказова и Е. В. Ялынычева, зональное проявление всех процессов в северном обрамлении трога должно было быть связано с его формированием. Растяжения в трогам в раннем протерозое трансформировались в тангенциальное сжатие в раме. Наибольшие напряжения имели место в ближайшем обрамлении трога, где в условиях высоких температур происходили пластические деформации. На большем удалении пластичность пород падала, и деформации сменялись на разрывные. Тесная латеральная связь всех преобразований в обрамлении трога позволяет считать их результатом проявления единого глубинного процесса. Высокая степень переработки коры была, по-видимому, связана с ее меньшей мощностью и большей проницаемостью по сравнению с фанерозойской, а также с большей интенсивностью теплового потока в раннем протерозое.

Подобные кинематические пары неоднократно возникали на территории Приамурья и позднее. Так, в среднем — позднем па-

леозое Амазар-Гилуйский трог частично наследовался шовной структурой Северного Джагды или Тукурингра — Джагды [6], в которой в условиях растяжения накапливались мощные вулканогенно-осадочные толщи. В южном обрамлении этой структуры на Бурейнском массиве широко проявился средне-позднедевонский гранитоидный магматизм в интервале 380—360 млн. лет назад. Следовательно, по крайней мере в этот период, растяжения в шовной зоне происходили одновременно с наращиванием континентальной коры в ее обрамлении.

В раннем мезозое почти в той же зоне находилось восточное звено Монголо-Охотской системы — Шантаро-Удский прогиб, где преобладали растяжения с накоплением сланцево-граувакковых и кремнистых отложений. Им предшествовали излияния щелочных оливиновых базальтов [16]. Ю. А. Косыгин и его коллеги выделяют севернее Удско-Мургальскую вулканическую дугу, параллельную этому глубоководному прогибу и развивавшуюся над падавшей от него к северу палеозонной ВЗБ. Средние и основные эффузивы дуги по составу и петрохимии сходны с породами Курильской дуги, отражая раннюю фазу наращивания континентальной коры. Таким образом, на различных этапах тектонической эволюции территории Приамурья деструктивные процессы компенсировались конструктивными.

СЕВЕРО-ВОСТОК СССР

Из всей обширной и сложно построенной области северо-востока нашей страны здесь рассматривается лишь территория, проходящая полосой через среднее течение р. Индигирки, верховья р. Алазев и среднее течение р. Колымы до р. Омолон. Основными структурными элементами ее являются: на востоке — Омолонский срединный массив с дорифейским кристаллическим фундаментом; в центре — Приколымское поднятие с развитием преимущественно карбонатных шельфовых комплексов среднего палеозоя, умеренно дислоцированных и залегающих на раздробленном раннепротерозойском — рифейском фундаменте; на западе — Алазейское поднятие, сложенное интенсивно дислоцированными вулканогенно-кремнистыми образованиями среднего палеозоя, перекрытыми слабее складчатыми терригенно-вулканогенными часто грубообломочными мезозойскими толщами; на юге — Омудевское поднятие с развитием разнофациальных складчатых комплексов палеозойских пород: карбонатных, терригенных, вулканогенно-кремнистых, — частично перекрытых мезозойскими и кайнозойскими толщами Момо-Зырянской впадины. Остальную часть территории занимают складчатые системы мезозоид, обрамляющие и частично разделяющие перечисленные позитивные элементы. Они образованы главным образом терригенными отложениями триаса и юры, неравномерно смятыми в линейные, а местами в германотипные складки.

Острую дискуссию вызывает трактовка тектонической природы Алазейского поднятия, которое, по одним представлениям, является частью Колымо-Омолонского древнего блока, стабильного с рифея [5], а по другим — входит в состав эвгеосинклинальной Алазейско-Олойской системы мезозонд [16]. Как часто бывает в подобных случаях, истина, по-видимому, лежит посредине между крайними точками зрения, и, скорее всего, прав Л. И. Красный [6], видящий на месте бывшего Колымского массива сложное сочетание глыбовых сооружений с линейными геосинклинальными прогибами.

К началу девона, по М. Б. Шарковскому (1975 г.), относится заложение Сугойско-Делькучанского прогиба между Омолонским массивом и Приколымским поднятием. Этому предшествовало внедрение многочисленных субщелочных и щелочных интрузий в прилегающих частях массива и поднятия, образующих, по И. А. Загрузиной и др. (1978 г.), акбитский комплекс послеордовикского — досреднедевонского возраста. Ограниченность прогиба разломами и проявление в его бортах как упомянутого щелочного магматизма, так и более молодого (каменноугольного) магматизма трапповой формации позволяют связать происхождение этой структуры с процессами деструкции континентальной коры. В средне-позднедевонское время синхронно с растяжением и уменьшением мощности коры в Сугойско-Делькучанском прогибе восточнее на Омолонском массиве формировалась мощная вулканогенная толща липарит-дацитового состава (кедонская серия), с которой ассоциируют интрузии гранитоидов, т. е. имело место наращивание континентальной коры.

Примерно в это же время (конец девона — начало карбона) в центральной части Алазейского поднятия в ограниченной разломами структуре северо-восточного простирания, проходящей через среднее течение рек Кыллах и Бадяриха, накапливалась кенкельдинская свита. Слагающие ее породы относятся к спилит-диабазовой и туфогенно-кремнистой формациям общей мощностью не менее 2 км (результаты наблюдений А. Г. Каца, П. В. Гуляева и автора в 1974 г.). В восточном борту структуры, по-видимому, на более стабильных блоках происходили излияния кислых вулканитов и внедрялись интрузии гранитоидов, близко одновозрастных, судя по радиоизотопным определениям [5], с упомянутыми формациями прогиба. Следовательно, здесь существовал иной геодинамический режим в сравнении с Кенкельдинской структурой и происходило наращивание континентальной коры.

Интенсивные дислокации охватили территорию Алазейского поднятия в середине мезозоя, вероятнее всего на рубеже ранней и средней юры. В процессе их юго-восточная граница Кенкельдинского прогиба трансформировалась в крупный надвиг, по которому среднепалеозойские формации прогиба перекрывают одновозрастные и более поздние отложения обрамления, залегающие значительно спокойнее. Возникшая при этих движениях Кыллахская зона смятия и милонитизации палеозойских и верхнетриасовых

отложений прорвана юрскими гранитами. Время проявления тектоно-магматической активности фиксируется также региональным несогласием в основании средне-верхнеюрской толщи, часто включающей базальные конгломераты. В то же время в огибающих поднятие гигантской подковой прогибах мезозой — Яно-Индибирском, Иньяли-Дебинском — на протяжении большей части юры продолжалось непрерывное накопление верхней части верхоянского комплекса в условиях растяжения и утонения континентальной коры [5]. Главная складчатость и массовая калиевая гранитизация произошли здесь в конце юры, по Г. С. Гусеву, в условиях интенсивного горизонтального сжатия геосинклинальных прогибов под влиянием сближения жестких глыб.

Активное раскрытие в поздней юре Момо-Зырянской впадины, ось максимального прогибания которой располагалась в тыловой части Омудевского поднятия, явилось компенсацией скупивания и наращивания коры в Иньяли-Дебинском синклинории. Длительная последующая эволюция впадины, ограниченность ее разломами, блоковое строение и проявление в бортах вулканизма контрастной серии указывают, по А. А. Наймарку, на рифтогенную природу этой структуры. Приведенные примеры показывают, что с помощью латерального структурно-формационного анализа подтверждается тесная геокинематическая связь конструктивных и деструктивных процессов на разных этапах развития континентальной коры северо-востока СССР. В более широком плане Г. С. Гусев видит латеральную взаимосвязанность раскрытия всей Верхояно-Чукотской геосинклинали в позднем палеозое — раннем мезозое и одновременного закрытия геосинклинальных прогибов в Монголо-Охотской системе благодаря перемещению Сибирской платформы к юго-западу.

ЯПОНСКОЕ МОРЕ И ЕГО КОНТИНЕНТАЛЬНОЕ ОБРАМЛЕНИЕ

Глубоководная котловина Японского моря окружена на востоке и юге одноименной островной дугой, многократно переработанной краевой частью древней Сино-Корейской платформы на Корейском полуострове и раздробленными блоками континентальной коры шельфа Японского моря (поднятие Ямато и др.), на западе и севере — мезозойским вулканическим поясом и складчато-надвиговыми сооружениями Приморья и Сахалина соответственно позднемезозойского и кайнозойского возраста. Представляет интерес проследить на отдельных этапах латеральные соотношения тектоно-магматических событий в различных частях этого региона, как это было сделано выше при анализе кайнозойской истории Юго-Восточной Азии.

В начале — первой половине позднего мела (турон — начало сенона) в Восточном Сихотэ-Алине преобладала обстановка сжатия и наращивания континентальной коры [16]. Здесь на месте бывшей глубоководной зоны формировался складчато-надвиговый

пояс и закладывалась вулcano-плутоническая дуга, в пределах которой интенсивные проявления известково-щелочного вулканизма и внедрения гранитов продолжались до палеоцена включительно. Сходные процессы практически синхронно происходили на юго-западе Японии во внутренней зоне Главного пояса Хонсю, где в интервале 90—50 млн. лет назад преобладали, по К. Косака, надвиги в юго-юго-восточном направлении и мощнейший известково-щелочной вулканизм кислого состава. Поднятия и образования вулcano-плутонического пояса в конце мела — начале палеогена имели место на юго-востоке КНДР. Обращает на себя внимание сходство состава, петрохимии и условий накопления вулканитов в трех упомянутых районах. Ряд фактов указывает на иное пространственное положение территории Японских островов в позднем мезозое по сравнению с современным. Так, в нижнемеловых отложениях КНДР К. Чанг отмечает большое количество гальки кремнистых пород, неизвестных в коренном залегании на полуострове, но весьма распространенных на юго-западе Японии. По П. Н. Кропоткину [7], при совмещении юго-западной и центральной частей Японии, включая зону шельфа к западу от нее, с краем азиатского шельфа между Сихотэ-Алинем и юго-восточной частью КНДР «хорошо совпадают контуры материкового склона вблизи берегов Корейского полуострова и СССР между 130—135° в. д. и северного склона возвышенности Ямато, расположенной в центре моря и имеющей материковое строение земной коры. При этом простирания верхнепалеозойских складок, срезанных у края материка, находят продолжение в ориентировке магнитных аномалий Ямато и в простирании складок на о. Хонсю у залива Тояма, а продолжение докембрийской Китайской платформы прослеживается от Корейского полуострова до о-вов Оки, полуострова Ното и хребта Хида». К этому можно добавить и хорошее совпадение ныне разрозненных отрезков позднемезозойского вулканического пояса.

Одновременно в тылу пояса, судя по результатам геолого-геофизических исследований И. И. Берсенева и его коллег, на шельфе и в глубоководной котловине Японского моря, происходило дробление и раздвигание земной коры с перемещением отдельных блоков по сдвигам. Такие же процессы фиксируются в тылу материковых отрезков пояса в центральной и северной частях КНДР, Северо-Восточном Китае и Западном Сихотэ-Алине, где для середины — второй половины мела В. П. Уткиным установлены крупномасштабные перемещения по левым сдвигам с развитием локальных раздвигов между ними. Блоковые движения сопровождались формированием обособленных вулcano-плутонических ареалов мелового и мел-палеоценового магматизма. В них, наряду с преобладающими гранитами и липаритами, присутствуют субщелочные и щелочные породы (сиениты, трахиты). На ряде участков развиты контрастные серии щелочных оливиновых базальтов и трахилипаритов, как, например, в районе Бикина, по В. И. Сухову. Большинство ареалов контролируется крутопадающими глу-

бинными разломами. Все эти факты приводят к выводу о господстве деструктивных процессов в тылу Хонсю—Сихотэ-Алиньского пояса наращивания континентальной коры.

Развитию упомянутого пояса, по крайней мере на севере его, сопутствовало образование еще одной структуры растяжения и погружения континентальной коры: прогиба Западно-Сахалинского — Исикари, охватывающего Татарский пролив, западную половину о. Сахалин и Центральное Хоккайдо. Здесь начиная с апта и до первой половины плиоцена, по Е. Н. Меланхолиной, практически непрерывно происходили опускания с накоплением в шельфовых и прибрежно-морских условиях довольно однообразных терригенных толщ, иногда угленосных, общей мощностью более 10 км. Местами наблюдается ритмичное чередование пород (Холмская свита). Четкая ограниченность прогиба на всем его протяжении разломами и проявление в обоих бортах как на континенте, так и на островах неогенового щелочнобазальтового [16] и траппового вулканизма позволяют рассматривать эту структуру как рифтогенную. Е. Н. Меланхолина сопоставляет ее с прогибами Грейт-Валли на западе США, Иравади в Бирме и др., располагавшимися на границах окраинноокеанических эвгеосинклинальных зон с континентами. С позиций тектоники плит такие структуры, по-видимому, ближе всего стоят к междуговым прогибам, развивающимся вдоль крупных трансформных разломов. Характерно, что так же как и прогибы Иравади и Северо-Восточной Суматры, Западно-Сахалинский прогиб по простиранию переходит в глубоководную котловину.

В палеогене в позднепалеозойской — мезозойской эвгеосинклинальной зоне Восточного Сахалина и Хоккайдо произошли интенсивная складчатость, надвигообразование и внедрение интрузий, синхронные растяжениям и погружениям на западе. Обстановка сжатия подчеркивается здесь обдукцией пластин мантийных ультрамафитов на континентальную окраину на северо-востоке острова. Эти пластины были надвинуты, по Ю. Н. Разницыну, со стороны Охотского моря. Следовательно, палеогеновое развитие Сахалина и Хоккайдо представляет собой пример эволюции еще одной тесно сопряженной геодинамической пары.

Наиболее масштабные тектонические события начинаются в рассматриваемом регионе в конце палеогена — начале неогена. В это время в Приморье, КНДР, на месте будущего Японского моря (банка Ямато и другие подводные возвышенности) происходят раздвиги, приводящие к образованию узких грабенов, заполняющихся грубообломочными угленосными континентальными и мелководными морскими осадками. Разломы достигали подошвы коры, о чем свидетельствует состав вулканитов, изливавшихся вдоль них. Это щелочные оливиновые базальты миоцена в Сихотэ-Алине [16] и олигоцена в КНДР, где им сопутствуют тефриты, как в свите Намсок в Килчжу-Менчхонском грабене, по В. Л. Масайтису и др.; нижнемиоценовые щелочные трахиты, трахибазальты с телами трахидолеритов и одновременные кислые вулканиты в

Корею (серия Менчхон); кайнозойские базальты Японского моря, для которых В. Т. Съедин и Е. П. Леликов установили возрастание щелочности с уменьшением возраста. На юго-западе Японии К. Косака отмечает активность крутопадающих сбросов запад-северо-западного простирания. Здесь же происходили излияния базальтов, сопровождавшие, как полагают И. И. Берсенов, П. Н. Кропоткин и др., дрейф дуги к югу с открытием глубоководной котловины. На неравномерность этого процесса, его распространенность на широкую территорию с растяжением во многих центрах указывает нахождение многочисленных фрагментов континентальной коры в пределах Япономорской котловины. На некоторых из них сохранились даже плиоценовые пресноводные отложения. Суммарным результатом всех растяжений стало раскрытие глубоководной котловины в течение конца палеогена и неогена на 400—430 км. К. Чанг называет такой процесс «коровым спредингом», сопоставляя его с современным режимом Провинции бассейнов и хребтов на западе США.

Синхронно с растяжениями в тылу на внешней стороне дуги в Северной и Юго-Восточной Японии в олигоцене начинается формирование островодужного вулканического комплекса «зеленых туфов», отражающее наращивание гранитного слоя в зоне конвергенции Тихоокеанской и Евразийской плит. Именно с этого времени закладывается зона ВЗБ, погружающаяся под континент.

Позднекайнозойский структурный план сохраняется до наших дней. О масштабах деструкции в тылу Японской дуги говорит уменьшение мощности коры в пределах глубоководной котловины до 10 км и под прогибом Западного Сахалина — Исикари до 16 км, из которых только 6 км приходится, по А. А. Андреевой и др., на долю гранитного слоя.

Компенсация по латерали процессов наращивания и разрушения земной коры этой части Азии не является особенностью только позднемиоценового — кайнозойского этапа развития. В триасе одновременно со складчатостью в Главном поясе Хонсю и в ранних мезозоидах Сихотэ-Алиня (орогенция Акиеси, по Т. Кобаяси), сопровождавшейся внедрением гранитов и региональным метаморфизмом пород, восточнее (в современных координатах) продолжал свое развитие прогиб, фрагменты которого сохранились на востоке Сахалина и Хоккайдо, в поясе Самбагава и зоне Титибу на о. Хонсю. Он выполнялся мощными терригенными толщами перми и большей части мезозоя, в настоящее время смятыми в сложные линейные складки. Характерны следы турбидитных потоков и присутствие значительного количества аркозового материала в разрезе. Отмечены пачки трахитов и щелочных базальтов, интрузии монзонитов и нефелиновых сиенитов. Н. Г. Бродская и др. видят в этом прогибе аналог тылового рифта или окраинного моря, однако что являлось восточным бортом этого рифта, остается неясным.

Подводя итог краткому рассмотрению геодинамических обстановок некоторых регионов Азии на основе применения методики

латерального структурно-формационного анализа, можно констатировать, что во всех приведенных примерах от отдельных зон до крупных тектонических областей на различных временных срезах от глубокого докембрия до позднего кайнозоя устанавливается относительная компенсация процессов сжатия и наращивания континентальной коры противоположными им процессами уменьшения мощности и дезинтеграции ее. Это противоречит основным положениям гипотез расширяющейся и пульсирующей Земли, скорее свидетельствуя о неизменности радиуса нашей планеты.

ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗВИТИЯ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ ЗЕМНОЙ КОРЫ С ПОЗИЦИЙ ЛАТЕРАЛЬНОГО АНАЛИЗА

СТАДИЙНОСТЬ И ВЕРТИКАЛЬНЫЕ СООТНОШЕНИЯ

Зарождение процесса наращивания континентальной коры относится еще к океанической стадии развития, когда в пределах базитовой коры, скорее всего, в результате плотностных неоднородностей возникают локальные утолщения, закладываются первые зоны ВЗБ и начинается формирование островных дуг на океанической коре. Для этой ранней стадии характерны излияния слабо дифференцированных толеитовых лав (базальты, близкие к океаническим толеитам, андезито-базальты), которые во времени сменяются натровыми андезитами с низкими стронциевыми отношениями. Последовательность образования таких вулканических серий и их петрохимия детально изучены Т. И. Фроловой и ее коллегами на примере Южно-Сандвичевой дуги. В Индокитае фрагменты СФК вулканоплутонической дуги на океанической коре установлены среди каменноугольных отложений Северного Таиланда.

Более зрелые стадии аккреции континентальной коры связаны с островными дугами на сиалическом основании и активными континентальными окраинами. СФК подобных вулканоплутонических дуг широко распространены в Индокитайском регионе на всех временных срезах, но наиболее полного развития достигали в позднем мезозое, когда формировались Катазиатский и большая часть Бирмано-Малайского окраинно-континентального пояса. Специальные исследования М. Г. Ломизе, Т. В. Молчановой, Н. И. Филатовой окраинно-континентальных поясов в обрамлении Тихого океана показывают однотипность вулканоплутонических ассоциаций, участвующих в их строении, близость состава пород и принадлежность их преимущественно к известково-щелочной серии. Среди вулканитов заметно преобладают кислые разновидности (риолиты, дациты) с широким развитием туфов и игнимбритов. Их могут сопровождать обычно более ранние андезиты, как это наблю-

дается на западе Южной Америки, но базальты уже редки и развиты локально.

На примере активных окраин Индокитая можно видеть эволюцию во времени преобладающих типов гранитоидов от гранит-гранодиоритовых серий в палеозойских СФК кордильерского типа до плюмазитовых редкометаллических лейкогранитов в мезозойских и раннекайнозойских СФК на окраинах малайского типа. Наряду с увеличением «зрелости» континентальной коры, немаловажную роль в таких изменениях играют и геокинематические факторы, прежде всего относительная скорость и направленность перемещения океанической и континентальной литосферы.

Следует подчеркнуть, что окраинно-континентальные пояса (лиминарные системы, по М. Г. Ломизе) всегда отчетливо наложены на различные структурные элементы. Их самостоятельность, независимость от структурного плана и развития более древних активных («геосинклинальных») зон доказывается также более или менее длительным разрывом во времени между стабилизацией этих зон и первыми проявлениями вулканизма, что помимо рассматриваемого региона установлено А. А. Богдановым и др. для девонского краевого вулканического пояса Центрального Казахстана, А. А. Моссаковским для позднепалеозойского вулканического пояса Евразии, М. Г. Ломизе для мезозойского андийского пояса запада Южной Америки и Антарктиды. Точно так же отсутствует какая-либо закономерная связь краевых поясов наращивания континентальной коры и более молодых структур, в частности, мезозойских вулкано-плутонических поясов востока Азии и кайнозойских вулканических островных дуг, которые или секут более древние пояса (Япония), или смещены далеко во внутренние районы Тихого океана.

Более продвинутую стадию становления земной коры континентального типа представляет столкновение ранее стабилизированных континентальных фрагментов (островных дуг, микроконтинентов, молодых и древних кратонов) при их стягивании и скупивании в единый крупный массив в результате субдукции океанической коры разделяющих их бассейнов вдоль зон ВЗБ или обдукции отдельных пластин этой коры поверх континентальной. Примеры такого процесса можно видеть в настоящее время на территории между Северной Австралией и Восточной Индонезией, где коллизия, по-видимому, происходит в соответствии с автохтонным способом А. В. Пейве и его коллег, и в Гималаях (аллохтонный способ?). Независимо от того или иного способа столкновения континентальных блоков в итоге подобного процесса возникает стабильный массив земной коры, который на протяжении последующих геологических периодов, как правило, длительно сохраняет свое единство. На юго-востоке Азии такие крупные устойчивые структуры возникали в начале среднего палеозоя (Катазия), в начале карбона (Восточно-Азиатский континент), в конце триаса (почти вся континентальная часть региона за исключением Западной Бирмы). С фазами столкновения континентальных

фрагментов всегда связаны интенсивная линейная складчатость отложений бывших окраин и разделявших их бассейнов, дробление широких краевых зон сталкивающихся блоков и проявление существенно корового магматизма кислого состава с высокими стронциевыми соотношениями в породах, а также возникновение горного сооружения и начало формирования на больших площадях молассовых комплексов.

Рассмотренная последовательность аккреции коры континентального типа в основном соответствует океанической, переходной и континентальной стадиям, выделяемым в этом процессе А. В. Пейве и его коллегами. Вместе с тем автор хотел бы отметить, что судя по петрохимическому типу магматизма, деформациям, подавляющему преобладанию тангенциальных напряжений процесс этот является относительно поверхностным, развивающимся преимущественно в верхней, коровой оболочке планеты и слабо связанным с более глубокими горизонтами. Большинство магматических очагов известково-щелочного вулканизма, по Г. В. Ботрякову, В. А. Ермакову и др., У. Гамильтону, находится на глубинах не более 25 км, т. е. в пределах коры. В этих породах, как правило, отсутствуют включения мантийного материала. Предполагаемое рядом исследователей мантийное происхождение гранитов на ранних стадиях эволюции Земли [7], по-видимому, было связано с иным по сравнению с фанерозойским термодинамическим режимом и меньшими мощностями верхних оболочек планеты. Точно так же и характер деформаций при орогенезе определяется действием не глубинных, а, в первую очередь, близповерхностных напряжений: давлением сближающихся блоков или поверхности океанической плиты на край континента в зоне субдукции.

Общая тенденция эволюции континентальной коры в конструктивном процессе заключается, таким образом, в увеличении ее мощности, уменьшении степени подвижности блоков, последовательном перемещении магматических очагов из более низких в верхние горизонты коры.

Как справедливо отмечают В. Е. Хаин, С. Уеда, М. Бот, первым необходимым условием для начала процесса деструкции является наличие достаточно мощной континентальной коры. Далее необходимо ее длительное нахождение в региональном или глобальном поле устойчивого напряжения растяжения. Лишь попадание участка континентальной литосферы с указанными геодинамическими параметрами в зону действия глубинного энергетического источника приведет, по мнению М. Бота, к началу деструктивного процесса. Таким источником могут быть поднимающийся мантийный диапир, срединно-океанический хребет, погруженный под край континента, «горячая точка» в мантии ниже подошвы литосферы.

Независимо от источника разогрева и возбуждения литосферы, ответной реакцией на его действие в коре становится растрескивание ее по глубинным разломам и часто сводовое выгибание

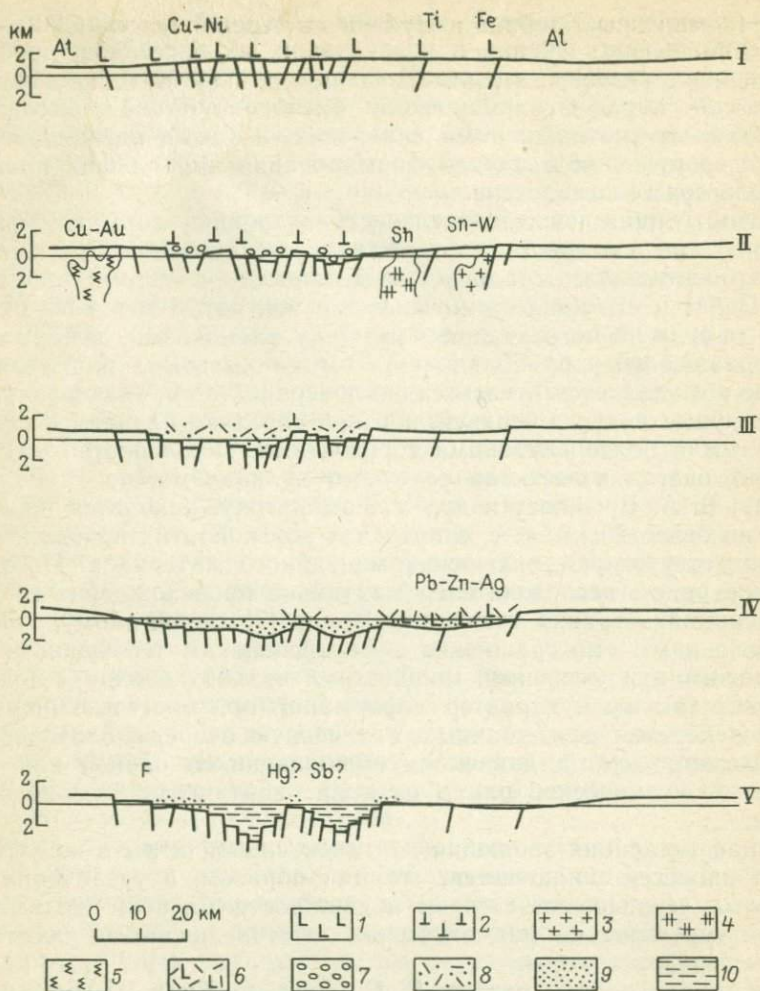


Рис. 38. Эволюция континентальных рифтовых зон и полезные ископаемые (на примере рифтогенных структур Индокитайского региона).

Стадии процесса деструкции континентальной коры: I — сводового поднятия, II — заложения рифтовой зоны, III — начальных дифференцированных погружений, IV — общего погружения, V — перестройки структуры с формированием «рифта в рифте». Формации и группы формаций: 1 — трапповая, 2 — трахибазальтовая, 3 — лейкократовых редкометалльных гранитов, 4 — гранитоидов повышенной щелочности, 5 — щелочных пород калий-натриевого ряда, 6 — вулканитов контрастной ассоциации, 7 — терригенная грубообломочная (диамиктитовая), 8 — вулканогенно-осадочная пестроцветная, 9 — группа морских мелководных осадочных формаций, 10 — группа морских глубоководных осадочных формаций. Химические символы обозначают проявления и месторождения руд соответствующих металлов и неметаллов

кверху над термальной аномалией. С этой ранней стадией процесса деструкции (рис. 38) связано широкое развитие магматизма трапповой формации — континентальные толеиты, дифференцированные основные интрузии, иногда габброиды повышенной щелоч-

ности (комплексы Каобанг и Нуйчуа на северо-востоке СРВ, «базальты Эмейшань» в Китае).

Мощные проявления траппового магматизма, предшествующие заложению рифтогенных структур, свойственны не только востоку Азии. Они происходили в перми и триасе на Сибирской платформе в условиях ее воздымания перед и одновременно с образованием многочисленных раннемезозойских приразломных прогибов в пределах соседней территории Западной Сибири; в середине мезозоя в Индостане перед формированием протоиндоокеанических рифтов; в позднем мезозое, по Ф. Алмейда, на западной окраине бассейна Сантос в Бразилии перед раскрытием Южной Атлантики; в раннем кайнозое, по П. Ганну, на востоке Австралии перед отделением поднятия Лорд-Хау; в начале миоцена, по П. Мору, в Афаре. Трапповый магматизм связан, по-видимому, с региональным прогревом обширных участков литосферы над термальной аномалией благодаря пологому подъему геоизотерм, что приводит к массовому плавлению верхних горизонтов мантии. Д. Грином и А. Рингвудом установлено, что толеитовые магмы генерируются на относительно высоких уровнях в мантии при частичном плавлении, достигающем 20 %.

На стадии роста сводового поднятия и, по-видимому, в начале следующей стадии заложения рифтовой зоны в земной коре возникают промежуточные очаги, связь которых с глубокими горизонтами мантии в условиях восходящего потока вещества над термальной аномалией вызывает значительное обогащение расплавов летучими, щелочами, редкими и рассеянными элементами. Внедрение подобных расплавов в верхние горизонты коры приводит к становлению «анорогенных» интрузий редкометалльных гранитов и щелочных пород. На обусловленность становления этих интрузий глубинным процессом указывает приуроченность их к ослабленным зонам в коре и внедрение, в отличие от орогенных интрузий, в обстановке общего растяжения, ареальное (кольцевое) расположение, интенсивное обогащение цветных минералов железом. В то же время длительное пребывание магмы в промежуточных коровых камерах вызывает значительную контаминацию ее силикатическим материалом, приводя к повышению отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ до 0,720, как отмечено П. Боудэном для молодых гранитов Нигерии.

А. В. Развальяев предлагает выделять наиболее раннюю стадию процесса деструкции как дорифтовую, связанную с «расшатыванием» структуры коры над термальной аномалией и иногда весьма значительно растянутую во времени, как это установлено им для Красноморской области. Думается, что большая или меньшая длительность этой стадии определяется главным образом отсутствием подходящей для раскрытия рифта геокинематической обстановки в пределах литосферы.

Следующая стадия процесса деструкции континентальной коры (см. рис. 38) характеризуется углублением расколов и достижением ими более низких горизонтов в мантии, что фиксируется на поверхности локализацией зоны будущего рифтогенеза и

началом излияний щелочных оливиновых базальтов и трахибазальтов. Очаги этого вулканизма, судя по включениям глубинных ксенолитов и крупных кристаллов корунда и циркона, расположены на глубинах около 50—70 км и более, что показывает общее углубление процесса частичного плавления. Эта стадия выделяется Н. А. Флоренсовым и Н. А. Логачевым как предрифтовая, непосредственно предваряющая раскрытие рифтогенных структур.

Поскольку трапповая и щелочнобазальтовая формации характерны для ранних стадий развития большинства рифтовых и палеорифтовых структур Земли, они могут считаться типоморфными для выявления времени начала дробления и фрагментации континентальной коры, т. е. деструктивного процесса. Эти формации вместе с упоминавшимися интрузиями повышенной щелочности, образуют СФК предрифтовой переработки континентальной коры.

Сходная направленность изменения состава магматических серий, предшествующих заложению рифтогенных структур, устанавливается также А. М. Виленским и В. Г. Казьминым. В. Г. Казьмин связывает проявление магматизма трапповой формации с действием мантийных «горячих точек». Смена толентовых базальтов на щелочные, таким образом, повсеместно отвечает охвату процессом деструкции более глубоких горизонтов.

В результате неравномерных подвижек по разломам в условиях общего растяжения происходит заложение наиболее ранних рифтовых впадин, характеризующееся началом накопления грубообломочных «грабеновых фаций», обычно с обилием туфогенного материала в связи с продолжающимися излияниями базальтов. Учитывая плохую окатанность и слабую сортировку обломочного материала этих отложений при резком преобладании обломков местного происхождения, они могут быть выделены в самостоятельную диамиктитовую формацию.

Последующие стадии эволюции процесса деструкции континентальной коры включают (см. рис. 38): дифференцированные блоковые подвижки и сменяющее их общее погружение зоны рифтогенеза с накоплением последовательного трансгрессивного ряда преимущественно терригенных осадочных формаций, в различной степени сочетающихся с мелководными карбонатными и с вулканидами контрастной (бимодальной) серии, обычно изливающимися в бортовых частях рифтовых впадин; возобновление дифференцированных погружений с перестройкой структуры, резким углублением впадин и возрастанием контрастности рельефа в связи с усилением импульса напряжений растяжения, что сопровождается накоплением черносланцевой (эвксинной), флишондной, а в некоторых случаях флишевой формаций. Значительное утонение континентальной коры в течение последней из упомянутых стадий может привести к полному разрыву ее, как это произошло в южной части Красноморской впадины.

В ископаемом состоянии начало развития бассейна океанического типа фиксируется в разрезах появлением фрагментов раз-

личных слоев океанической коры и мантийного субстрата (офиолитовая ассоциация). При этом глубоководные глинисто-кремнистые осадки, в отличие от образовавшихся в открытом океане, всегда несут заметную примесь сиалического материала и по латерали на коротком расстоянии сменяются мелководными известняками, в том числе рифовыми, маркируемыми борта глубоководных котловин (верхнетриасовые известняки Пакма в зоне р. Черной). Процесс деструкции далеко не всегда приводит к полному разрыву континентальной коры и в принципе может остановиться на любой стадии в зависимости от изменения региональной геодинамической обстановки, как случилось в позднем триасе на северо-востоке Индокитая.

Изучение рифтогенных структур Восточной Азии показывает, во-первых, отсутствие какой-либо связи их с процессами наращивания континентальной коры на тех же площадях, что лишает смысла термины «эпиплатформенный», «эпиорогенный» и «эпигеосинклинальный» рифтогенез, во-вторых, весьма широкое развитие процессов рифтогенеза на протяжении всего фанерозоя и в докембрии. Если учесть реконструкции палеорифтовых зон древних океанов, то имеются все основания утверждать, что в палеозое и ранее рифты имели не менее широкое распространение, чем в мезозойско-кайнозойское время. Следовательно, предположение об ограниченном развитии процессов рифтогенеза в геологическом прошлом и резком усилении их в последние 200—250 млн. лет [13] нельзя считать окончательно доказанным.

В отличие от процессов наращивания континентальной коры совокупность тектонических явлений, приводящих к разрушению ее, связана со значительно более глубинными причинами. Свидетельством этого служит устойчивое повышение геотермического градиента в процессе деструкции, глубокий характер магматизма и перемещение очагов в ходе эволюции этого процесса из коры и верхних горизонтов мантии на более глубокие уровни, направленность развития от консолидированной континентальной коры к новообразованной океанической. Следовательно, общая тенденция эволюции континентальной коры в деструктивном процессе заключается в уменьшении ее мощности, увеличении подвижности блоков и возрастании роли глубинного мантийного магматизма.

ЛАТЕРАЛЬНЫЕ СООТНОШЕНИЯ

Итак, в вертикальном разрезе земной коры практически не удается установить каких-либо закономерных связей между результатами действия конструктивных и деструктивных процессов. Складчатые орогенные зоны возникают на месте самых разнообразных по масштабу и типу структур растяжения от отдельных палеорифтов (зона р. Черной во Вьетнаме) до палеоокеанов (складчатый пояс индосинид на месте закрытия южной ветви Палеотетиса) и даже в пределах ранее консолидированной конти-

нентальной коры (ьяншаниды Восточной Азии). В то же время из проведенного структурно-формационного анализа вытекает закономерная связь проявлений этих процессов в латеральном направлении. Перемещение и взаимодействие блоков океанической и континентальной коры вместе с подстилающей литосферой по латерали определяет весь многообразный комплекс геосинклинальных структур, время континентального столкновения и полной стабилизации коры в составе крупных кратонов, возникновение складчатых и большинства горных поясов Земли.

К числу латеральных связей, отмечаемых в зонах проявления конструктивного процесса, относится отчетливая сопряженность одновозрастных вулcano-плутонических поясов и зон субдукции. Результаты изучения Индокитайского и других регионов позволяют утверждать, что подавляющее большинство вулcano-плутонических поясов известково-щелочного магматизма связано с современными и ископаемыми окраинами континентов и островными дугами и формировалось над зонами ВЗБ.

Не столь явны латеральные соотношения внутри зон проявления деструктивного процесса, что, по-видимому, обусловлено ареальным характером его действия на ранних стадиях и развитием преимущественно блоковой структуры на зрелых. Однако если взглянуть на положение зон деструкции континентальной коры в более широком плане, то часто констатируется их связь с границей или палеограницей «континент — океан», устанавливаемой по распространению СФК внутриплитных или активных континентальных окраин. Они располагаются обычно параллельно, реже под углом к этой границе. В случае развития внутриплитных («пассивных») окраин подобные соотношения выявляют синхронность и взаимосвязанность процессов континентального и океанического рифтогенеза, наиболее ярко продемонстрированную В. Г. Казьминым на примере Восточно-Африканской и Индоокеанской рифтовых систем. В случае развития активных окраин большинство зон деструкции располагается в тылу их за магматической дугой (тыловые прогибы, окраинные моря). При этом тыловодужные растяжения синхронны сжатию и наращиванию континентальной коры в вулcano-плутонических поясах.

Следовательно, на материале по Юго-Восточной Азии и другим регионам проблема латерального соотношения конструктивных и деструктивных процессов в развитии континентальной земной коры решается в плане их одновременного проявления и взаимной компенсации. На всех изученных временных срезах зоны сжатия и наращивания сиалической оболочки, складчатости, существенно корового магматизма развивались синхронно и в единых геокинематических системах с зонами растяжения, деструкции континентальной коры, рифтообразования, преобладания проявлений мантийного магматизма.

Полученный результат показывает, что действие конструктивных и деструктивных процессов в земной коре континентального

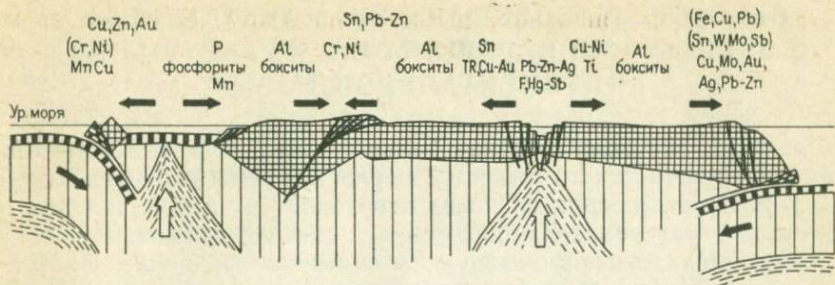


Рис. 39. Принципиальная схема соотношения процессов наращивания и разрушения земной коры континентального типа.

Условные обозначения см. рис. 10. Химические символы обозначают проявления и месторождения руд соответствующих металлов и неметаллов; в скобках — варианты металлогенических ассоциаций, зависящие от изменения геодинамической обстановки

типа подчиняется принципу геокинематической компенсации, сформулированному в общем виде П. Н. Кропоткиным: «В силу постоянства объема в единицу времени через любую плоскость, пересекающую Землю, пройдет в одну сторону такой же объем вещества, как и в противоположную сторону» [7, с. 236]. Для того чтобы судить о масштабах компенсации, о полном или частичном характере ее, необходимы расчеты объемов масс, одновременно разрушающихся в зонах рифтогенеза и наращивающихся на активных окраинах и в зонах столкновения с учетом осадконакопления. Поскольку такие расчеты представляют задачу будущего, на сегодняшний день упомянутую проблему удастся решить только качественно. Принципиальная схема соотношения процессов наращивания и разрушения континентальной коры показана на рис. 39.

Учитывая постоянство радиуса Земли на протяжении фанерозоя, геокинематическая компенсация должна осуществляться прежде всего в масштабах всей верхней оболочки нашей планеты. Как следствие, она проявляется в пределах отдельных литосферных плит и континентальных блоков. При этом расстояние, на котором имеет место взаимная компенсация противоположно направленных процессов, зависит от прочности и структурного единства континентального блока (Сибирская платформа, подвергавшаяся в позднем палеозое и раннем мезозое деструкции на северо-востоке и аккреции на юго-западе; Аравийская платформа в кайнозое с формированием Красноморской зоны растяжения на юго-западе и Загросской зоны сжатия на северо-востоке), от общей геокинематической обстановки в регионе (Центральная Азия в позднем кайнозое), от наличия «горячих точек», определяющих локализацию зон растяжения (Восточная Африка в кайнозое), от угла наклона зоны ВЗБ (различные участки современной активной окраины Южной Америки) и от ряда других факторов. Примером компенсации процессов сжатия и растяжения в пределах континентальной коры одного региона служит современная геокинематическая модель Индокитая.

НЕКОТОРЫЕ АСПЕКТЫ СВЯЗИ МИНЕРАГЕНЕЗА С ПРОЦЕССАМИ НАРАЩИВАНИЯ И РАЗРУШЕНИЯ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ КОРЫ

Сущность аккреции континентальной коры составляет преобразование симатического вещества верхней мантии и океанической коры в результате серии фазовых переходов и переплавления в сиалический материал. Одновременно в связи с повышением температурного градиента формируются внутрикоровые очаги анатектического расплава, и в итоге значительные объемы известково-щелочных магм внедряются в верхние горизонты коры. Они несут с собой разнообразные рудные компоненты как халькофильные (S, Fe, Cu, Zn, Ag и др.), имеющие своим источником океаническую кору и верхнюю мантию, так и литофильные (Sn, W, Sb, Al и др.), сконцентрированные в основном в континентальной коре.

Различия в металлогенической специализации возникающих при этом процессе вулканоплутонических поясов активных континентальных окраин и зон столкновения и ее изменения по простиранию этих структур объясняются степенью зрелости континентальной коры, частотой повторного вовлечения сиалического материала в процесс аккреции и кинематическими особенностями взаимодействия океанической и континентальной литосферы. В целом, чем более зрелой является кора, чем медленнее происходит конвергенция литосферных плит и многократно включается в переработку коровый материал, тем более литофильный профиль приобретает металлогения зон аккреции от колчеданных медных и медно-полиметаллических залежей в островных дугах через преимущественно метасоматические месторождения железа, меди, свинца на активных окраинах кордильерского типа, меднопорфировые и эпитермальные золото-серебряные месторождения окраин андийского типа до редкометалльного оруденения поясов малайского типа и зон столкновения (см. рис. 39).

С конструктивным процессом связаны также медноколчеданные и марганцевые месторождения невулканических островных дуг. При обдукции пластин океанической коры и ультрамафитов верхней мантии поверх коры континентальной происходит локализация (тектоническое становление) месторождений хромитов, а под действием последующих экзогенных процессов по ультрамафитам развиваются никеленосные коры выветривания. Хромитоносными являются также ультрамафиты офиолитовых сутур зон столкновения.

Относительно стабильные внутренние части континентальных литосферных плит характеризуются накоплением различных осадочных полезных ископаемых, в том числе фосфоритов и руд марганца на шельфах внутриплитных континентальных окраин и в эпиконтинентальных бассейнах внутренних морей, и образованием бокситоносных кор выветривания по богатым алюминием магматическим и глинистым породам.

Для процесса деструкции, противоположного по своей направленности конструктивному, устанавливается большая глубинность и менее отчетливо выраженная, особенно на ранних стадиях, линейность распределения магматизма и оруденения. Основой этого процесса является внедрение в континентальную кору в условиях растяжения мантийных магм толентовой и щелочнобазальтовой серий при одновременном возникновении неравномерно распределенных коровых очагов с выплавками субщелочного и щелочного состава. На предрифтовой стадии формируются магматические ареалы, несущие титано-магнетитовое и сульфидное медно-никелевое оруденение ликвидационного типа (дифференцированные габбро-норитовые интрузии), редкометалльное оруденение с танталониобатами (гранитоиды повышенной щелочности), медно-золотое и редкоземельное оруденение (щелочные интрузии). С раскрытием и дальнейшей эволюцией рифтогенных структур, сопровождающейся вулканизмом контрастной серии, связаны проявления полиметаллов и контролируемые разломами низкотемпературные месторождения сурьмы, ртути, флюорита (см. рис. 39).

Таким образом, с ареалами и зонами деструкции континентальной коры связан более разнообразный комплекс рудных полезных ископаемых, но по запасам они уступают протяженным и в основном выдержанным по простиранию поясам аккреции.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Применение методики латерального структурно-формационного анализа для изучения строения и истории тектонического развития различных регионов позволяет представить эволюцию сложно построенных складчатых областей в виде серии последовательных временных срезов с выделением на каждом из них латеральных рядов СФК различных геодинамических режимов. С помощью этого анализа можно не только проследить и сопоставить между собой узкие вертикальные разрезы отдельных зон и структур, что позволяют и другие методики, но и выявить латеральные соотношения таких зон на конкретных этапах геологической эволюции, дать их актуалистическую трактовку и, в конечном счете, приблизиться к пониманию реальной геодинамической обстановки каждого этапа.

Предложенная методика является диалектической, ибо позволяет уловить постоянные изменения геокинематической модели изучаемого региона, показать динамику его развития как во времени, так и в пространстве. К числу преимуществ методики относится также выявление тесной пространственной и в ряде случаев генетической связи осадочных и магматических формаций в составе единых СФК. При этом петрохимические характеристики магматических пород служат важнейшим индикатором смены тектонических режимов.

В частности, для Индокитайского региона проведение латерального структурно-формационного анализа позволяет установить высокую тектоническую подвижность его внутренних частей в настоящее время и на протяжении предшествующей геологической истории, доказать разнонаправленные латеральные перемещения блоков континентальной коры, выявить основные закономерности эволюции территории Юго-Восточной Азии в фанерозое на фоне тектонического развития более обширной территории всего востока азиатского континента и установить особенности размещения в регионе важнейших проявлений рудного сырья, которые могут оказаться полезными при планировании в будущем специальных металлогенических исследований.

В дальнейшем при применении методики латерального структурно-формационного анализа необходимо учитывать следующее. Прежде всего изучение геодинамических обстановок и связи с ними проявлений полезных ископаемых следует распространить на нижнепалеозойские и верхнепротерозойские комплексы, а со временем — и на нижний докембрий. Для последнего потребуется

детальное восстановление первичного состава метаморфических толщ, уже начатое в регионе. Во-вторых, информативность методики латерального анализа повысится при сужении рассматриваемых интервалов или, вернее, разделении реально существовавших этапов эволюции региона на отдельные подэтапы. В-третьих, при переходе к анализу отдельных частей этой территории целесообразно укрупнение масштаба исследований до 1 : 1 000 000 — 1 : 500 000, что несомненно приведет к большей практической отдаче, но и потребует усовершенствования самой методики.

В теоретическом аспекте на примере рассмотренных с помощью латерального анализа регионов Восточной Азии проблема соотношения конструктивных и деструктивных процессов в развитии континентальной земной коры решается в плане их одновременного проявления и взаимной компенсации. Несомненно, что окончательное решение этой проблемы возможно только после проведения подобного анализа по большинству остальных тектонических регионов Земли. Необходимы также расчеты объемов вещества, наращиваемого в зонах аккреции континентальной коры и разрушаемого при процессе деструкции, после которых может быть получено количественное подтверждение принципа геокинематической компенсации. Но тем не менее обоснованный выше вывод об относительной компенсации согласуется с представлениями об отсутствии существенных изменений радиуса нашей планеты на протяжении фанерозоя.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Белов А. А., Гатинский Ю. Г., Моссаковский А. А. Индосиниды Памира, Афганистана и Юго-Восточной Азии и значение поздне триасовой эпохи складчатости в формировании Евразийского континента. — В кн.: Закономерности тектонической структуры Средней Азии. Душанбе, 1981, с. 27—31.
2. Бруншвайлер Р. О. Индо-Бирманские хребты. — В кн.: Мезозойско-кайнозойские складчатые пояса. М., 1977, т. 1, с. 340—367.
3. Ву Хук Д. Стратиграфия триаса Вьетнама. — В кн.: Геология и полезные ископаемые стран Азии, Африки и Латинской Америки. М., 1980, с. 34—46.
4. Геология Вьетнама (северная часть). Объяснит. записка к геологической карте масштаба 1 : 1 000 000/Составители Ч. В. Чи, Н. В. Тьен, Л. В. Кы и др. ГГУ СРВ, Ханой, 1977. 354 с. (вьет.).
5. Гринберг Г. А., Гусев Г. С., Мокшанцев К. Б. Тектоника, формирование континентальной коры и полезные ископаемые Верхояно-Чукотской области. — В кн.: Тектоника территории СССР. М., 1979, с. 197—207.
6. Красный Л. И. Тектоника. — В кн.: Геология Тихоокеан. подвиж. пояса и Тихого океана. Т. 2. Л., 1978, с. 178—237.
7. Крпоткин П. Н. Проблемы геодинамики. — В кн.: Тектоника в исследованиях Геологического института АН СССР. М., 1980, с. 176—247.
8. Лыонг Ч. Д., Бао Н. С. О новой геологической карте Вьетнама масштаба 1 : 500 000. — Бандо Дначат, 1980, т. 46, № 3, с. 4—12 (вьет.).
9. Маймин Ю. С., Старицкий Ю. Г., Трофимов В. А. Новые представления о тектоническом районировании Индокитая. — Тихоокеанская геология, 1982, № 3, с. 53—59.
10. Металлогения Индокитая/В. Б. Агентов, Ю. Г. Гатинский, Г. А. Кудрявцев, А. В. Мишина. — В кн.: Вопросы металлогении и зональность месторождений Тихоокеанского рудного пояса. Владивосток, 1974, с. 73—81.
11. Металлогения юго-восточной окраины евразийского континента в связи с мезозойско-кайнозойскими процессами активизации/Е. В. Голота, Л. А. Кондаков, Ю. Я. Кузнецов, Л. Е. Эгель. — В кн.: Тез. докл. XIV Тихоокеан. науч. конгресса. Хабаровск, 1979, с. 40—41.
12. Ми Б. Ф., Ву Хук Д. О вновь обнаруженных триасовых отложениях во Вьетнаме. — Журнал наук о Земле, Ханой, 1980, № 2, с. 3—7 (вьет.).
13. Милановский Е. Е. Рифтогенез в истории Земли (рифтогенез на древних платформах). М., 1983. 280 с.
14. О закономерностях размещения интрузивных образований Южного Вьетнама/Х. Чунг, Н. С. Бао, Б. Ф. Ми, Т. Х. Тинь. — В кн.: Сборник, посвященный 20-летию геологосъемочной экспедиции ГГУ СРВ. Ханой, 1979, с. 111—136 (вьет.).
15. Руководящая ископаемая фауна и флора Северного Вьетнама/Под ред. Т. З. Тхань, Д. Ву Хук. Ханой, 1980. 600 с. (вьет.).
16. Тектоника, глубинное строение и структурная эволюция советского Дальнего Востока/Ю. А. Косыгин, Л. М. Парфенов, И. П. Войнова и др. — В кн.: Тектоника территории СССР. М., 1979, с. 232—249.
17. A Programme and Review of Research compiled for the 2d Workshop of SEATAR. UNO ESCAP. CCOP Techn. Publ., 1980, N 7, 257 p.
18. Atlas of stratigraphy I. — In: Stratigr. correlation between sediment. Basins of the ESCAP Region. Vol. 5. Min. Res. Develop. Ser., UNO, N. Y., 1978, N 44, 58 p.

19. *Barr S., Macdonald A. S.* Palaeomagnetism, Age and Geochemistry of the Denchai Basalt, Northern Thailand. — *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1979, vol. 46, N 1, p. 113—124.

20. *Bignell J. D., Snelling N. J.* Geochronology of Malayan Granites. — *Overseas Geol. and Miner. Res.*, 1977, vol. 47, p. 1—62.

21. *Bunjitradulya S.* A Review of the Lower Paleozoic Rocks of Thailand. — In: *Proc. of 3d Region. Confer. on Geol. and Miner. Res. of SE Asia*. Bangkok, 1978, p. 727—730.

22. *Bunopas S., Vella P.* Late Paleozoic and Mesozoic structural evolution of Northern Thailand: a Plate Tectonic Model. — *Ibid.*, p. 133—140.

23. *Duarah R., Saikia M. M., Bhattacharjee C. C.* Occurrence of the Ophiolitic Complexes along the Indoburman Orogenic Belt. — *Geol. Mag.*, 1983, vol. 120, N 2, p. 175—182.

24. *Fan Jiasong.* The main features of Marine Triassic Sedimentary Facies in Southern China. — *Riv. Ital. Paleontol., Stratigr.*, 1979, vol. 85, N 3—4, p. 1125—1145.

25. *Fan Powfoong.* Geology and Bouger Gravity Anomalies of the Gulf of Tonkin and vicinity. — *Energy*, 1981, vol. 6, N 11, p. 1099—1111.

26. *Fragmentation of Asia in the Permian/M.* W. McElhinny, N. S. Embleton, X. H. Ma, Z. K. Zhang. — *Nature*, 1981, vol. 293, N 5829, p. 212—216.

27. *Garson M. S., Amos B. J., Mitchell A. H. G.* The Geology of the Area around Nyaungga and Ye-ngan, Southern Shan States, Burma. — *Overseas Geol. and Miner. Res.*, 1976, vol. 2, p. 1—70.

28. *Goossens P. G.* The Metallogenic Provinces of Burma: their Definitions, Geologic Relationships, and Extension into China, India and Thailand. — In: *Proc. of 3d Region. Confer. on Geol. and Miner. Res. of SE Asia*. Bangkok, 1978, p. 431—492.

29. *Granitic Rocks of Different Geological Periods of Southeastern China and their Genetic Relations to certain Metallic Mineral Deposits.* — *Sci. Sinica*, 1974, vol. 17, N 1, p. 55—72.

30. *Haile N. S.* Paleomagnetism of Southeast and East Asia. — In: *Paleoreconstruction of the Continents*. Ed. M. W. McElhinny, D. A. Valencia. Washington DC, 1981, p. 129—135.

31. *Hamilton W.* Tectonics of the Indonesian Region. — *Geol. Surv. Profess. Pap.*, 1979, N 1078, 345 p.

32. *Helmcke D., Lindenberg H.-G.* New Data on the 'Indosinian' Orogeny from Central Thailand. — *Geol. Rdsch.*, 1983, vol. 72, N 1, p. 317—328.

33. *Hutchison C. S.* Southeast Asia. — In: *The Ocean Basins and Margins*/Ed. A. E. Nairn. N. Y., 1982, p. 451—512.

34. *Hutchison C. S., Taylor D.* Metallogenesis in SE Asia. — *J. Geol. Soc. Lond.*, 1978, vol. 135, N 4, p. 407—428.

35. *Katili J. A.* Geology of Southeast Asia with particular references to the South China Sea. — *Energy*, 1981, vol. 6, N 11, p. 1077—1091.

36. *Mitchell A. H. G.* Guides to Metal Provinces in the Central Himalaya Collision Belt; the Value of Regional Stratigraphic Correlations and tectonic analogies. — *Mem. Geol. Soc. China*, 1979, N 3, p. 167—194.

37. *Notes on the Geology of Tibet and adjacent Areas*/A. W. Bally, C. R. Allen, R. B. Geyer et al. — *US Deprt. Inter. Geol. Surv. Open-file Rept.*, 1980, N 80—501, 100 p.

38. *On the Geology of Northern Thailand*/F. Baum, E. von Braun, L. Hahn et al. — *Beih. Geol. J.*, 1970, N 102, p. 1—24.

39. *Position of the Lhasa Block, South Tibet, during the Late Cretaceous*/J.-P. Pozzi, M. Westphal, Zhou Yao Xiu et al. — *Nature*, 1982, vol. 297, N 5864, p. 319—321.

40. *Propagating extrusion Tectonics in Asia: new insights from simple experiments with plasticine*/P. Tapponnier, G. Peltzer, A. Y. Le Dain et al. — *Geology*, 1982, vol. 10, N 12, p. 611—616.

41. *Sedimentology and Paleobathymetry of Neogene Trench-Slope Deposits, Nias Island, Indonesia*/D. G. Moore, H. G. Billman, D. E. Karig et al. — *J. Geol.*, 1980, vol. 88, N 2, p. 161—180.

42. *Stauffer P.* Cross bedding in Sandstones of probable Carboniferous Age at Tajung Gelang, Pahang. — *Warta Geology, Geol. Soc. of Malaysia Newslett.*, 1976, vol. 2, N 1, p. 9—13.

43. *Tan B. K., Khoo T. T.* Review of the development in the Geology and Mineral Resources of Malaysia and Singapore. — In: *Proc. of 3d Region. Confer. on Geol. and Miner. Res. of SE Asia.* Bangkok, 1978, p. 655—671.

44. *Tectonics of the Andaman Sea and Burma/J. R. Curray, D. G. Moore, D. E. Karig et al.* — In: *Geol. and Geophys. Invest. of Contin. Margins.* Tulsa, Okla, 1979, p. 189—198.

45. *Thanasuthipitak T.* A Review of Igneous Rocks of Thailand. — In: *Proc. of 3d Region. Confer. on Geol. and Miner. Res. of SE Asia.* Bangkok, 1978, p. 775—782.

46. *Thanasuthipitak T., Wannakasem S., Meesuk J.* A Review of the Upper Paleozoic Rocks of Thailand (Late Devonian — Carboniferous — Permian). — *Ibid.*, p. 731—733.

47. *The Geological Evolution of Northern Sumatra/N. R. Cameron, M. C. G. Clarke, D. T. Aldiss et al.* — In: *Proc. Indonesian Petrol. Assoc., 9th Ann. Convention, Jakarta, 1980*, p. 149—187.

48. *The Main Metallogenic Belts of Southeast Asia as a result of different geodynamic conditions interference/Y. G. Gatinsky, A. V. Mishina, I. V. Vinogradov, A. A. Kovalev.* — In: *Proc. of 3d Region. Confer. on Geol. and Miner. Res. of SE Asia.* Bangkok, 1978, p. 313—317.

49. *Workman D. R.* Geology of Laos, Cambodia, South Vietnam and the eastern part of Thailand. — *Overseas Geol. and Miner. Res.*, 1977, vol. 50, p. 1—30.

50. *Yeap C. H.* Some Trace Element Analysis of West Malaysian and Singapore Granites. — *Geol. Soc. of Malaysia Newslett.*, 1974, N 47, p. 1—6.

СОДЕРЖАНИЕ

Предисловие	3
Теоретические основы латерального анализа	5
Современная концепция мобилизма	5
Метод актуализма	10
Важнейшие современные геодинамические обстановки и их геодинамотипы	16
Латеральный анализ сложнопостроенных тектонических регионов Восточной Азии	24
Индокитайский регион	24
Краткий геологический очерк	24
Стратиграфия и условия залегания пород	25
Магматизм	48
Тектоника	68
Особенности пространственного размещения полезных ископаемых	83
Современная геокинематика	85
Геодинамические обстановки позднего фанерозоя	98
Конец мезозоя — ранний кайнозой	98
Поздний мезозой	107
Ранний мезозой	116
Конец палеозоя — начало мезозоя	124
Поздний палеозой	139
Конец среднего палеозоя	145
Середина среднего палеозоя	149
Тектоническая эволюция	156
Размещение главнейших твердых полезных ископаемых с позиций латерального анализа	164
Приамурье	171
Северо-Восток СССР	173
Японское море и его континентальное обрамление	175
Закономерности развития континентальной земной коры с позиций латерального анализа	179
Стадийность и вертикальные соотношения	179
Латеральные соотношения	185
Некоторые аспекты связи минерагенеза с процессами наращивания и разрушения континентальной коры	188
Заключение	190
Список литературы	192

4p склз

Юрий Георгиевич Гатинский

ЛАТЕРАЛЬНЫЙ СТРУКТУРНО-ФОРМАЦИОННЫЙ АНАЛИЗ

Редактор издательства **М. Д. Мирзоева**
Обложка художника **В. Б. Строганова**
Художественный редактор **Г. Н. Юрчевская**
Технические редакторы **Н. В. Тимофеевко, Л. Н. Шиманова**
Корректор **Г. Г. Большова**
ИБ № 6254

Сдано в набор 17.09.85. Подписано в печать 14.01.86. Т-06421. Формат 60×90¹/₁₆.
Бумага книжно-журнальная. Гарнитура Литературная. Печать высокая.
Усл. печ. л. 12,25. Усл. кр.-отт. 12,5. Уч.-изд. л. 14,45. Тираж 1250 экз.
Заказ 476/461—1. Цена 80 коп.

Ордена «Знак Почета» издательство «Недра»,
103633, Москва, Третьяковский проезд, 1/19

Ленинградская картографическая фабрика ВСЕГЕИ

80 коп.

ММ-1 2001.1

4885

„НЕДРА“