МЕЖДУВЕДОМСТВЕННЫЙ ГЕОФИЗИЧЕСКИЙ КОМИТЕТ
ПРИ ПРЕЗИДИУМЕ АКАДЕМИИ НАУК СССР

ACADEMY OF SCIENCES OF THE USSR
SOVIET GEOPHYSICAL COMMITTEE



РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ
ПО МЕЖДУНАРОДНЫМ ГЕОФИЗИЧЕСКИМ ПРОЕКТАМ

ТЕКТОНИКА И ГЕОДИНАМИКА КАРИБСКОГО РЕГИОНА

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
МОСКВА 1979

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ ПО МЕЖДУНАРОДНЫМ ГЕОФИЗИЧЕСКИМ ПРОЕКТАМ

RESULTS OF RESEARCHES ON THE INTERNATIONAL GEOPHYSICAL PROJECTS

RESULTS OF RESEARCHES
ON THE INTERNATIONAL GEOPHYSICAL PROJECTS

THE TECTONIC AND GEODYNAMIC OF THE CARIBBEAN REGION

PUBLISHING HOUSE «NAUKA»
Moscow 1979

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ
ПО МЕЖДУНАРОДНЫМ ГЕОФИЗИЧЕСКИМ ПРОЕКТАМ

551.24

ТЕКТОНИКА И ГЕОДИНАМИКА КАРИБСКОГО РЕГИОНА

3143

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
Москва 1979

УДК 551.242.32

Сборник включает статьи, в которых вопросы геодинамики Карибского региона рассмотрены с привлечением новейших геофизических, геологических и петрологических данных. Критический анализ литературных материалов сочетается с использованием оригинальных результатов полевых исследований, проводившихся авторами в Карибском регионе. Следует подчеркнуть разносторонний и комплексный подход к решению геодинамических проблем. В необходимых случаях проведено сравнение со сходными геологическими объектами в области дуги Скотия и на западном обрамлении Тихого океана.

Ответственные редакторы
член-корреспондент АН СССР Ю.М. ПУЩАРОВСКИЙ,
М.Г. ЛОМИЗЕ, А.Г. РЯБУХИН

Т $\frac{20802 - 566}{055\,(02) - 79}$ 109 – 79, кн. 2. 1904030000

© Издательство "Наука", 1979 г.

ПРЕДИСЛОВИЕ

Геологические и геофизические исследования в Карибском регионе проводят многие страны. Сюда дважды заходил "Гломар Челленджер", пробуривший несколько глубоководных скважин, весьма важных для понимания геологической истории Карибского моря. По Международному геодинамическому проекту существует специальная рабочая группа, которая курирует геолого-геофизические исследования на юго-востоке Тихого океана, включая Карибский регион. Из публикуемых информаций (Geodynamics Project. U.S. Progress Report) видно, что в последние годы особенно усилились работы по изучению геологического строения морского дна сейсмическими методами. Соответствующие профили в каждом случае выявляют сложную геодинамическую картину, которая, однако, пока не находит достаточно определенного и однозначного объяснения. Большие материалы были продемонстрированы на VIII Карибской геологической конференции, состоявшейся на о. Кюрасао в июле 1977 г. К ним относятся меридиональные геологические и геофизические профили, пересекающие желоб Пуэрто-Рико, Большие Антиллы, Венесуэльскую глубоководную впадину и Карибские горы Венесуэлы; тектоническая и батиметрическая карты Карибского региона в масштабе 1:2 500 000; материалы по изучению вулканов Малых Антилл, которые представляют интерес для предсказания вулканических извержений.

Советские исследователи также широко интересуются проблемами геодинамики Карибского региона, видя в этом возможность найти новые подходы к изучению геосинклинального процесса, сейсмичности и вулканизма краевых океанических зон и, в частности, сложного структурного комплекса глубоководный желоб – островная дуга – краевое море. Советско-кубинское сотрудничество позволило целому ряду наших геологов и геофизиков непосредственно принять участие в изучении структуры Кубы, что открывает горизонты для понимания тектоники и геодинамики не только Больших Антилл, но и Карибского моря. Некоторым исследователям представилась возможность ознакомиться с геологическим строением Карибских гор. В акватории Центральной Америки вели геолого-геофизические исследования научно-исследовательские суда "Академик А. Ковалевский", "Михаил Ломоносов", "Академик Вернадский", "Дмитрий Менделеев", "Академик Курчатов".

Исследования по Геодинамическому проекту в СССР возглавляет Междуведомственный геофизический комитет при Президиуме Академии наук СССР. Национальная комиссия по проекту включает несколько рабочих групп. Одна из них, Рабочая группа № 2, объединяет геодинамические исследования в пределах восточного обрамления Тихого океана, Карибского региона и моря Скотия. В 1975 г. этой группой было издано две книги под общим заглавием "Тектоника, сейсмичность и геодинамика юго-восточного обрамления Тихого океана" (Труды Междуведомственного геофизического комитета). В данной книге публикуются труды научной сессии Рабочей группы № 2 (председатель М.Г. Ломизе), проведенной 21-22 ноября 1977 г. в Москве и посвященной проблемам геодинамики Карибского региона. В тематике книги (и сессии) нашли отражение проблемы формирования метаморфических комплексов Антилл и Карибских гор, вулканизма, сейсмичности и разломной тектоники Кариб-

ского региона, образования и развития глубоководных впадин Карибского моря, а также особенности гравитационного поля региона и некоторые другие вопросы. Большинство работ (однако не все) основано на новых и новейших фактических данных. В трактовках тектонической истории и геодинамики Карибского региона существуют нередко расхождения. Они отражают идейную пестроту в общих представлениях на этот счет. Диапазон расхождений велик – от идей тектоники плит до фиксистских взглядов. В этом смысле читателю самому следует оценить, где сделаны строгие научные выводы, соответствующие приведенным фактическим данным и действительным природным соотношениям, а где они носят умозрительный характер.

Вне всякого сомнения, через несколько лет к проблемам геодинамики Карибского региона необходимо будет вернуться, так как непрерывно и в большой массе поступающие новые материалы быстро создадут базу для проверки и корректировки современных взглядов. В конце концов, именно здесь можно надеяться внести определенность в понимание характера тектонических и геодинамических взаимоотношений континентов и океанского ложа в пределах так называемых активных окраин океанов.

Член-корреспондент АН СССР Ю.М. ПУЩАРОВСКИЙ

Ю. М. Пущаровский

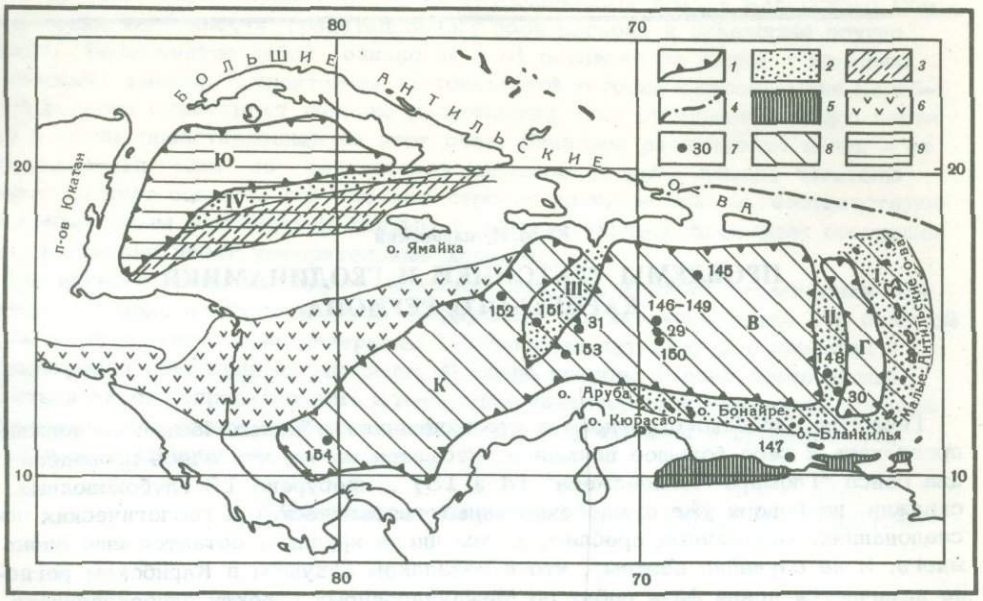
ПРОБЛЕМЫ ТЕКТОНИКИ И ГЕОДИНАМИКИ КАРИБСКОГО РЕГИОНА

Геология Карибского региона и строение его глубинных частей продолжают привлекать к себе большое внимание. Несмотря на то, что здесь проведено два рейса "Гломара Челленджера" (4 и 15) и пробурено 13 глубоководных скважин, не говоря уже о многочисленных геофизических и геологических исследованиях, нерешенных проблем, в том числе крупных, остается еще очень много. И не случайно поэтому, что в недалеком будущем в Карибском регионе намечается новая фаза работ по Международному проекту глубоководного бурения (IPOD) – предполагается пробурить ряд новых скважин, что можно только приветствовать.

С нашей точки зрения, изучение тектоники и геодинамики Карибского региона способствует решению ряда крупных актуальных геологических проблем, в общем относящихся к познанию сущности геосинклинального процесса. В этот регион входят участки с очень различным характером земной коры (рисунок). Типы тектонических структур здесь также весьма разнообразны. Одна их группа свойственна складчатым зонам или их фрагментам (Карибские горы, Куба); другая – представляет структурные формы современной геосинклинальной области (глубоководные котловины и желоба, островные гряды). Все это вместе позволяет выяснить, каким образом в ходе геосинклинального процесса происходят структурообразование и развитие гранитно-метаморфического слоя земной коры и, в частности, конкретизировать значение деструктивных явлений в этом процессе.

В том же аспекте чрезвычайно перспективно изучение офиолитов, широко развитых в пределах региона. Геодинамический аспект требует и анализа современных движений, а также сейсмичности и вулканизма как индикаторов энергии недр в современной геосинклинали. Однако на всех этих проблемах здесь останавливаться мы не будем, поскольку ряд из них будет затронут в других статьях данной книги. Ниже будут рассмотрены лишь некоторые проблемы, привлекшие особое внимание автора и связанные прежде всего с тектонической эволюцией региона. Подходы к анализу геологической истории Карибского региона, как известно, весьма различны. В литературе они освещались уже неоднократно и вряд ли нужен их новый обзор. Упомянем лишь три отечественные работы последнего периода, написанные в духе современной геосинклинальной теории, хотя и отличающиеся во многом по выводам: М.С. Маркова, И.А. Соловьевой, В.Д. Чеховича [1967]; Yu.M. Pusharovskiy, J.F. Albear [1974]; В.Е. Хаина [1975].

В последнее время в зарубежной литературе весьма существенное место занял подход с позиций тектоники плит. Развивается мысль, что расположенная между двумя американскими континентами так называемая Карибская плита медленно движется на восток. Нельзя не отметить, что эта плита выделена в большей мере по логическим соображениям, чем по фактическим данным. По сравнению с основными шестью плитами Земли, выделяемыми К. Ле Пишоном и Д. Дьюи в их известных работах, а также другими приверженцами гипотезы плитной тектоники, размеры Карибской плиты ничтожно малы, но в то же время глубоководные желоба Пуэрто-Рико и Центрально-Американский не позволяют присоединить ее к какой-либо более крупной плите. Короче го-



Основные тектонические единицы Карибского бассейна

1 – глубоководные впадины: Ю – Юкатанская, К – Колумбийская, В – Венесуэльская, Г – Гренадская; *2* – подводные и островные гряды: I – Малоантильская, II – Авес, III – Беата, IV – Кайман; *3* – желоб Кайман; *4* – желоб Пуэрто-Рико; *5* – Карибские горы; *6* – кайнозойский вулканический пояс; *7* – буровые скважины "Гломара Челленджера"; *8* – область преобразованной первично-океанической коры; *9* – область вторично-океанических и субокеанических структур

воря, и эта гипотеза оставляет много вопросов в тектонической истории и геодинамике Карибского региона, что и показывает вышедшая в 1977 г. в серии "Фундаментальные труды зарубежных ученых по геологии, геофизике и геохимии" книга "Мезо-кайнозойские складчатые пояса".

Совершенно очевидно, что необходимы новые усилия для более глубокого понимания тектоники и геодинамики этого региона.

Одной из весьма важных и первоочередных проблем нужно считать возраст мафических метаморфических комплексов, распространенных, как теперь выяснено, на островах Куба, Гаити, Пуэрто-Рико, Ямайка и в Карибских горах в Венесуэле. По имеющимся данным, все это глубоководные образования, вероятнее всего, раннемезозойского возраста. На острове Пуэрто-Рико развит метаморфический комплекс Бермеха, который состоит из серпентинитов, роговообманковых гнейсов и сланцев и радиоляриевых кремней [Мезо-кайнозойские складчатые пояса, 1977; Kesler e.a., 1977]. Возраст послецних титон – поздний валанжин. Радиометрические определения возраста амфиболитов (K-Ar метод) дали 85, 110 и 126 млн. лет. Как указывают, комплекс несогласно перекрыт кампан-маастрихтскими андезито-базальтовыми вулканитами, аргиллитами и известняками группы Маягуэс. На соседних Виргинских островах метаморфические породы амфиболитовой фации не обнаружены. Наиболее древние образования здесь представлены базальтами, спилитами, кератофирами и радиоляритами, сформировавшимися в абиссальных условиях и имеющими, вероятно, альбский возраст – 108 млн. лет (K-Ar). Комплекс Бермеха безусловно древнее этой толши (формация Уотер-Айленд).

Метаморфические породы амфиболитовой фации, образовавшиеся за счет гипербазитов и основных интрузивных пород, найдены на о. Гаити. Они связаны с серией Дуарте, распространенной в Центральной Кордильере Доминиканской республики [Kesler e.a., 1977]. Породы этой серии сопоставляются

с толеитами, образовавшимися в абиссальных условиях. Датировка возраста амфиболитов – 123–127 млн. лет (K-Ar)

Метаморфические мафические породы известны также на Кубе [Сомин, Мильян, 1972, 1976, 1977]. Это первичные пироксениты, габброиды и базальты, в том числе толеитовые. Возрастные датировки – 87 и 89 млн. лет (K-Ar). Возраст исходных пород – допозднемеловой.

Все примеры указывают на проявление регионального метаморфизма. Датировки возраста метаморфизма несколько различны, но основная их часть приходится на ранний мел.

Мафический метаморфический комплекс в Карибских горах представляет серия Вилья-де-Кура [Bellizzia, 1972]. Бо́льшую ее часть слагают вулканические породы (лавы и туфы) основного состава подводного происхождения, превращенные в голубые сланцы. Встречаются метатерригенные и метакремнистые породы. Серия перекрывается толщей Тиара, представленной меланократовыми базальтами с пумпеллиитом и пренитом, агломератами, туфами и черными кремнистыми породами. Возраст метаморфизма низов толщи Тиара 100±10 млн. лет (K-Ar). Соответственно время метаморфизма серии Вилья-де-Кура – раннемеловое.

Все упомянутые выше мафические метаморфические комплексы находятся в аллохтонном залегании. Конечно, данных еще недостаточно, но имеются серьезные основания считать, что центральные области Карибского региона в раннем мезозое представляли собой арену накопления глубоководных вулканогенных комплексов в условиях океанической коры. Своим метаморфизмом они обязаны, скорее всего, сдавливанию, вызванному сближением материковых глыб Северной и Южной Америки.

Некоторую разницу во времени метаморфизма, если она в действительности существует, можно объяснить импульсивным характером этого сближения.

Другая существенная проблема тектоники и геодинамики Карибского региона – ранняя история современных глубоководных впадин. Данные глубоководного бурения указывают, что обширная центральная область Карибского моря на значительном отрезке позднемеловой эпохи, а может быть и в целом, представляла собой область морской седиментации. Однако между метаморфическими базитами основания и осадочными отложениями лежат базальты, обнаруженные бурением в центральной части Венесуэльской впадины, на севере Колумбийской и в некоторых других местах. Стратиграфические соотношения показывают, что излияния базальтов происходили на протяжении многих миллионов лет. Этот процесс, связанный с растяжением субстрата, и отвечает, *как представляется, начальному этапу развития современной структуры центральной области Карибского моря. Интересно в связи с этим обратить внимание,* что в некоторых скважинах среди базальтов обнаружены пласты глубоководных осадочных отложений. Растяжение в Карибском регионе для первой половины позднемеловой эпохи не является чем-то исключительным – оно вообще характерно для Атлантической области.

Таким образом, имеющиеся материалы не дают оснований предполагать на месте современной Венесуэльской и Колумбийской впадин в прошлом континентальную земную кору. Наоборот, значительно больше аргументов в пользу *их развития на океаническом субстрате.*

К числу таких аргументов принадлежат и новейшие геофизические данные. 26 сейсмических профилей, проведенных в Колумбийской впадине по методу регистрации радиобуями [Houtz, Ludwig, 1977], позволили заключить, что прежний вывод о повышенной мощности земной коры во впадине ошибочен. Ниже 3-километровой толщи осадков залегает нормальная океаническая кора. Такого же типа кора развита и в основании Венесуэльской впадины.

Следующая важная проблема – это образование офиолитовых аллохтонов на Больших Антиллах и в Карибских горах. Они хорошо обоснованы данными ряда авторов [Сомин, Мильян, 1976; Bellizzia, 1972; Kesler e.a., 1977; Mattson, 1973; и др.]. *Время их образования обычно связывается с концом* раннемеловой эпохи и палеоценом. В Карибских горах выше аллохтона зале-

гает "запечатывающая" его морская маастрихтская толща Паракотос; на Ямайке и Пуэрто-Рико время движения аллохтона приходится на границу мела и палеогена [Sinopsis..., 1963; Mattson 1973]. На Кубе, по данным М.Л.Сомина и Г. Мильяна [1976], движение покрова, сложенного амфиболитовым комплексом в районе гор Эскамбрай, происходило раньше - между сантоном и кампаном. Здесь некоторое отклонение связано, возможно, с еще недостаточной надежностью данных. Во всяком случае, перекрывается этот аллохтон эоценовыми отложениями. Правомерно допустить для соответствующего времени новую фазу регионального глубинного сжатия, также вызванную сближением Южной и Северной Америк.

На западе Тихого океана появление офиолитовых аллохтонов объясняется нередко образованием глубоководных впадин в смежных районах [Разницин, 1975]. Есть основания распространить эту закономерность и на Карибский регион, что и отмечалось раньше [Пущаровский, Адамович, 1974]. Аллохтоны Больших Антилл двигались на север, а аллохтон Карибских гор - на юг. Как показывают данные глубоководного бурения, в разделяющей области (Венесуэльская и Колумбийская котловины) в соответствующее время происходили оседание блоков, углубление морского дна, т.е. весьма закономерная картина с точки зрения действия подобного механизма. В его основе должно лежать горизонтальное перемещение глубинных масс. Есть однако и сложность, не вписывающаяся простым способом в такую геодинамическую модель. Вдоль южной окраины Карибского моря протягивается цепочка островов: Аруба, Кюрасао, Бланкилья и других, представляющих собой выступы подводной геоантиклинальной гряды, тектоническая история которой еще не увязана с движением аллохтонной пластины Вилья-де-Кура.

Все данные приводят к тому, что в эту эпоху в непосредственной связи с глубинным сжатием центральной полосы региона происходит мощное структурообразование на его флангах. Это уже следующая интересная проблема.

На восточном фланге началось формирование структурного комплекса Малоантильской островной дуги, в который, кроме этой выгнутой на восток дуги, входят подводный хребет Барбадос, глубоководный желоб, впадина Гренада и подводное поднятие Авес. По крайней мере в начале эоцена в пределах дуги развивался известково-щелочной вулканизм, а в сопредельном желобе отлагались осадки типа флиша, обнажающиеся сейчас на о. Барбадос [Мезокайнозойские складчатые пояса, 1977]. Что касается поднятия Авес, то, как показывают драгированные известняки [Fox e.a., 1971], его южный район в течение эоцена и раннего миоцена был мелководным поднятием. В том же районе драгированием были извлечены также крупные глыбы гранодиоритов. Измерение их возраста (K-Ar) дало разные значения - от 89 до 18,3 млн. лет. Если отбросить крайние цифры, то останутся 78; 67; 65; 58; 57 млн. лет. Таким образом, эти цифры подкрепляют представление об общем совпадении во времени образования офиолитовых аллохтонов и комплекса островной дуги Малых Антилл. Как и всюду в Карибском регионе, гранитоиды этого возраста отражают процесс формирования "гранитного" слоя.

На западном фланге Карибского региона с концом мезозоя и ранним кайнозоем также связано развитие комплекса островной дуги, но на другой основе. Этот комплекс представлен желобом и грядой Кайман и Юкатанской впадиной. Геологические данные, имеющиеся по п-ову Юкатан, Гватемале, Гондурасу, прибрежной полосе восточнее Юкатана и западной Кубе, свидетельствуют о том, что здесь земная кора имела континентальный характер. В связи с тектоническими процессами в указанное выше время эта кора подверглась деструкции и произошло формирование новых структур. Гряда Кайман лежит на простирании хребта Сьерра-Маэстра, протягивающегося на южном окончании Кубы. Этот хребет по тектоническому положению и истории развития как бы чужд кубинской геологии. Он сложен преимущественно основными и средними вулканическими породами верхов мела - палеоцена, которые прорваны массивами диоритов и плагиогранитов. Здесь полное сходство с формациями зрелых островных дуг. Трудно сомневаться, что эта геоантиклинальная по своей

сущности структура продолжается подводной грядой Кайман, поэтому и можно говорить о времени формирования Кайманского структурного комплекса в целом. Вполне допустимо, что на западном фланге мощное структурное новообразование началось несколько раньше, чем на восточном, хотя, судя по одной из последних работ [Pinet, 1975], разница во времени невелика.

Общая предпосылка структурообразования на флангах лежит в возникновении благоприятных для этого геодинамических полей, обусловленных встречным движением материков в пределах центральной полосы региона. Таким образом, Карибский регион следует разделять на две части: восточную и западную (см. рисунок). Первая из них имеет океаническую природу, и в ней запечатлены разные этапы преобразования океанической коры. Вторая сформировалась в результате частичного разрушения континентальной коры, и сейчас здесь имеет место сложное сочетание фрагментов разновозрастных континентальных, океанических и промежуточных по типу коры зон. В образовании такой структуры важная роль принадлежит срывам пластин, надвиговым перекрытиям и раздвигам блоков земной коры. Однако в расшифровке этой структуры в настоящее время больше нерешенных вопросов, чем решенных.

Естественным разделом западной и восточной частей региона служит подводное поднятие Никарагуа, куда из Центральной Америки протягивается пояс мощного кайнозойского вулканизма.

Изложенное позволяет сделать вывод, что наряду с категориями (широко принятыми) внутренних и краевых морей должна выделяться также категория межматериковых морей, геодинамический режим которых определяется взаимодействием океанической коры и двух мобильных континентов.

В развитии структуры Карибского региона важная роль принадлежит, конечно, и собственно кайнозойским движениям, но соответствующих проблем мы здесь не касаемся.

ABSTRACT

The age of mafic metamorphic complexes is one of rather important problems. The available data show that deep-water volcanogenic complexes of the oceanic crust affected by squeezing due to convergence of continental blocks of North- and South America in the Lower Cretaceous, underwent regional metamorphism. The Caribbean region, in general, is divided into two parts: eastern and western. The former includes the Small Antilles, Venezuelan and Colombian basins. Earlier stages of transformation of the oceanic crust into the continental one are reflected. The latter (western part) stretches from the Nicaragua rise to Cuba including the Kaiman island arc and trench and the Yukatan basin. It consists of fragments of heterochronous continental, oceanic and intermediate (by the crust type) zones, and owes its formation to complicated geodynamic processes. When judged by geodynamic data, the study of the Caribbean region shows that along with categories of inner and marginal seas, that of the intercontinental seas is to be singled out.

ЛИТЕРАТУРА

Марков М.С., Соловьева И.А., Чехович В.Д. Островные дуги и становление "гранитного" слоя земной коры. – Геотектоника, 1967, № 1.

Мезо-кайнозойские складчатые пояса. М.: Мир, 1977. Т. 2.

Пущаровский Ю.М., Адамович А.Ф. Латиноамериканский геологический конгресс. – Вестн. АН СССР, 1974, № 5.

Разницин Ю.Н. Сравнительная тектоника гипербазитовых поясов полуострова Шмидта (Сахалин), Папуа (Новая Гвинея) и Сабах (Калимантан). – Геотектоника, 1975, № 2.

Сомин М.Л., Мильян Г. Метаморфические комплексы Пиноса, Эскамбрая и Ориенте на Кубе и их возраст. – Изв. АН СССР. Сер. геол., 1972, № 5.

Сомин М.Л., Мильян Г. Амфиболитовый комплекс юга Центральной Кубы и проблема тектонического положения эвгеосинклинальной серии острова. – Бюл. МОИП. Отд-ние геол., 1976, № 5.

Сомин М.Л., Мильян Г. О возрасте метаморфических пород Кубы. – ДАН СССР, 1977, 234, № 4.

Хаин В.Е. Проблемы тектоники Мексикано-Карибского региона. – В кн.: Тек-

тоника, сейсмичность и геодинамика юго-восточного обрамления Тихого океана. М.: Сов. радио, 1975.

Bellizzia A.G. Is the entire Caribbean Mountain Belt of Northern Venezuela allochthhonous? – Geol. Soc. Amer. Mem., 1972, 132.

Fox P.J., Schreiber E., Heezen B.C. The geology of the Caribbean crust: Tertiary sediments, granitic and basic rocks from the Aves Ridge. – Tectonophysics, 1971, N 12.

Houtz R.E., Ludwig W.J. Structure of Colombia basin, Caribbean Sea, from profiler-sonobuoy measurements. – J. Geophys. Res., 1977, 82, N 30.

Kesler S.E., Sutter J.F., Jones L.M., Walker R.L. Early cretaceous basement rocks in Hispaniola. – Geology, 1977, 5.

Mattson P.H. Middle cretacrous nappe structures in Puerto Rican ophiolites and their relation to the tectonic history of the Greater Antilles. – Bull. Geol. Soc. Amer., 1973, 84.

Pinet P.R. Structural evolution of the Honduras continental margin and the sea floor south of the Western Cayman Trough. – Bull. Geol. Soc. Amer., 1975, 86.

Pushcharovskiy Yu. M., Albear J.F. Mapa tectonico de la región del Caribe (Es. 1:7 500 000). Contribución a la geologia de Cuba. Publ. espec. N 2. Habana, 1974.

Synopsis of the geology of Jamaica. – Geol. Surv. Bull., 1963, N 4.

В. Е. Хаин

ОБЩИЕ ВОПРОСЫ ТЕКТОНИКИ И ТЕКТОНИЧЕСКОЙ ИСТОРИИ МЕКСИКАНО-КАРИБСКОГО РЕГИОНА

Расположенный на стыке двух континентов – Северной и Южной Америки и двух океанов – Тихого и Атлантического и отличающийся высокой тектонической и вулканической активностью Мексикано-Карибский регион неизменно продолжает привлекать к себе внимание исследователей различных стран. При этом сложная тектоническая история региона все еще не получила однозначного толкования.

Формирование современной структуры началось в раннем мезозое, и наиболее значительные разногласия касаются непосредственно предшествующего – позднепалеозойского – этапа.

Представляется тем не менее, что все имеющиеся данные указывают на соединение в конце палеозоя – начале мезозоя Северной и Южной Америк в единую континентальную массу – часть Пангеи. На это недвусмысленно указывают явно вторичные и несогласные соотношения западных и юго-западных контуров Юкатанской и Колумбийской впадин Карибского моря с древним Центрально-Американским массивом, с окаймляющими его с севера поздними герцинидами Белиза, с одной стороны, и со структурами Северных Анд, в частности массива Сьерра-Невада-де-Санта-Марта, с другой. Вряд ли могут быть сомнения в том, что герциниды севера Центральной Америки первоначально должны были соединяться с герцинидами севера Южной Америки, в частности Центральной Кордильеры Колумбии и Венесуэльских Анд, а Центрально-Американский массив мог находить свое продолжение в древнем массиве, ныне скрытом под впадиной Маракаибо, и, возможно, в массиве Сьерра-Невада-де-Санта-Марта. Нарушение этих связей должно было произойти, как будет показано ниже, лишь в поздней юре.

О былом единстве юга Северной и севера Южной Америки свидетельствует также распространение чрезвычайно сходных красноцветных континентальных толщ раннемезозойского возраста, возникших в гумидном тропическом климате. Это развитие было прервано первой морской ингрессией в лейасе, оставившей свои следы в юго-восточной Мексике и проникшей сюда, вероятно, со стороны нарождавшейся Атлантики [Aubouin, 1977]. К этому бассейну, возможно, были привязаны (с юга) цельтовые накопления развитой на западе Кубы серии Сан-Каетано.

В конце средней – начале поздней юры гумидный климат сменился аридным, а проникновение океанических вод привело к мощному соленакоплению во впадине Мексиканского залива и в смежной с востока части Атлантики до Сенегала и, возможно, Марокко. Путь этого вторжения соленых вод остается не вполне ясным – с востока, со стороны Тетиса, как думает Ж. Обуэн, или с запада, со стороны Тихого океана [Burke, 1975].

Начиная с оксфорда картина становится более ясной – происходит раскрытие центральной Атлантики и ее широкое соединение с Тетисом на востоке и с Тихим океаном через район современного Панамского перешейка на западе. Таким образом, центральная Атлантика становится частью океанического бассейна, вытянутого в общем широтном направлении, – некоего Мегатетиса, отделившего Лавразию от Гондваны.

В этой картине наименее очевидным является происхождение впадины Мексиканского залива с ее субокеанической корой. Гипотеза об остаточном характере этого бассейна, его унаследованности от палеозоя, представляется маловероятной, так как сомнительно, чтобы подобный бассейн уцелел в процессе интенсивного общего сжатия коры в данном регионе в конце палеозоя. Впадина Мексиканского залива, скорее всего, возникла в тылу островной дуги, позднее герцинской складчатой системы, развившейся на западном продолжении Аппалачей. Механизмом этого процесса, вероятно, являлся мантийный диапиризм, связанный с рифтообразованием. Родоначальный для Мексиканского залива рифт мог входить в одну систему с рифтами аппалачского Пидмонта, тем более, что он, судя по простиранию впадины Сигсби, имеет ту же ориентировку и примерно тот же возраст. Тем самым формирование глубоководной впадины Мексиканского залива было косвенно связано с подготовкой к раскрытию Атлантического океана. От основного бассейна последнего эта впадина оказалась отделенной Юкатано-Флоридским прогибом.

Реликты океанической коры позднеюрско-неокомского Мегатетиса ныне сохранились в виде офиолитовых комплексов, обнаженных на тихоокеанском побережье Мексики (п-ов Нижняя Калифорния) и Коста-Рики (п-ов Санта-Элена), в Гватемале, Панаме, Колумбии, на Кубе, Гаити и, в метаморфизованном виде, на о. Дезирад (северная часть Малых Антилл), иначе говоря, по периферии Карибского бассейна и противолежащей части Тихого океана.

Примерно в середине раннемеловой эпохи структурный план по периферии Мексикано-Карибского региона стал испытывать значительные изменения, Атлантика начала разрастаться к северу и югу с постепенным удалением Европы и Африки от Северной, а затем и от Южной Америки. Карибское звено Мегатетиса отделилось от Атлантики и Тихого океана вулканическими островными дугами - Антильской и Панамской. Можно думать, что эти дуги образовались вдоль трансформных разломов, по которым в дальнейшем началась субдукция - к востоку в Панамской, к западу в Антильской дуге. Относительные движения континентальных глыб Северной и Южной Америки вызвали изгиб Антильской дуги, обращенный выпуклостью к Атлантическому океану.

К данной эпохе тектогенеза относится метаморфизм юрско-неокомских эпиконтинентальных осадков на юге Кубы и на о. Пинос. Эти осадки должны были первоначально представлять чехол глыбы древней континентальной коры, реликтом которой может являться погребенный массив Батабано на Кубе, выявленный геофизическими исследованиями. Массив этот, скорее всего, является отторженцем ныне подводного Никарагуанского поднятия, представляющего, в свою очередь, продолжение докембрийского Центрально-Американского массива. Менее вероятно, что он представлял собой южное продолжение Флоридско-Багамской плиты, от которой он ныне отделен Главным тектоническим швом Кубы и отличается по своей геофизической характеристике. Метаморфизм юрско-неокомских отложений мог быть более или менее одновременным с перекрытием Южно-Кубинского массива и его чехла офиолитовым комплексом в результате обдукции океанической коры Протокарибского бассейна.

Апт-раннесенонский этап истории Мексикано-Карибского региона характеризовался активным развитием по его периферии островных дуг с проявлениями андезитового вулканизма. На Кубе такая дуга надстроила северный край Южно-Кубинского микроконтинента, к югу и востоку от Кубы она развивалась непосредственно на океаническом, меланократовом основании. В тылу островных дуг происходило обновление в процессе спрединга океанической коры Карибского бассейна, его Колумбийской и Венесуэльской впадин. В центре впадин, как показало бурение с судна "Гломар Челленджер", на базальтах началось накопление сенонских глубоководных осадков.

На данном этапе юго-восточным продолжением сегмента Больших Антилл служили еще не Малые Антиллы, а ныне отмершая дуга Авес к западу от них. Вернее, в это время, скорее всего, существовала единая вулканическая дуга, за счет расщепления которой уже на следующем этапе возник междуговый

бассейн Гренада, отделивший дугу Авес от Малых Антилл. Толеитовый вулканизм проявился на этом этапе и в сегменте Южных Антилл, судя по данным работ на о. Кюрасао.

Конец сенона и ранний палеоген явились кульминационным периодом в эволюции Антильской дуги в целом. К этому времени относятся наиболее интенсивные складчато-надвиговые деформации, включая шарьяжи (Куба, Береговые хребты Венесуэлы), гранитоидный (кварцевые диориты, гранодиориты) плутонизм, региональный метаморфизм глаукофановой (вдоль зоны субдукции) и амфиболитовой (в их тылу, в Береговых хребтах Венесуэлы) фаз, а также образование гнейсовых куполов Пиноса, Эскамбрая, Сьерры-дель-Кристаль на Кубе.

С некоторым запозданием по отношению к основной вулканической дуге Больших Антильских островов развивалась островная дуга островов Кайман-Сьерры-Маэстры на юге Кубы (провинция Ориенте), сопряженная с желобом Каймана. Эта дуга завершила свое развитие лишь в конце эоцена, что сопровождалось складчатыми деформациями и интрузиями гранитоидов. В тылу вулканической дуги островов Кайман-Сьерра-Маэстра в это время возникла Юкатанская впадина; ее центроклинальное замыкание представлено на Кубе прогибом Кауто-Нипе к северу от поднятия Сьерры-Маэстры.

С конца эоцена – начала олигоцена начался новый этап развития Антильско-Карибской области, характеризующийся преобладанием сдвиговых перемещений и погружений по вертикальным разрывам. К данной эпохе относятся левобоковые перемещения по сдвигам, ограничивающим с севера и юга рифтовый желоб Кайман, а также превращение желоба Пуэрто-Рико, ранее представляющего структуру сжатия, сопряженную с Антильской дугой, в желоб трансформного типа; впрочем, на границе с о. Гаити субдукция частично продолжалась вплоть до современной эпохи.

Правобоковые смещения проявились вдоль южного фланга Антильской дуги, на границе с континентальным блоком Южной Америки. Вместе со смещениями по другую сторону Антильской дуги они привели к общему относительному перемещению Карибского блока океанической коры к востоку, навстречу субдукции со стороны Атлантического океана. Это создало условия для активного развития вулканической дуги Малых Антильских островов, продолжающегося и в современную эпоху. Интенсивный принос обломочного материала в южное продолжение желоба Пуэрто-Рико со стороны Южной Америки и прежде всего дельты Ориноко привел к его заполнению, а в сочетании с продолжающейся субдукцией – к образованию внешней, невулканической дуги, увенчанной поднятием о. Барбадос. Одновременно на западной периферии Карибского бассейна происходило формирование дуги Панамского перешейка, связанное с субдукцией вдоль Центрально-Американского желоба и приведшее к соединению Северной Америки с Южной и отделению Карибского бассейна от Тихого океана. В плиоцене-квартере структура Панамского перешейка осложнилась сбросами и сдвигами.

Как показали сейсмоакустические исследования последних лет, вдоль южной окраины Колумбийской и Венесуэльской впадин на новейшем этапе происходит интенсивное осадконакопление, сопровождающееся складчатой деформацией осадков в южных бортах прогибов. Аналогичная картина наблюдается на северной периферии Венесуэльской впадины, в прогибе Муэртес, к югу от о. Пуэрто-Рико и в обоих случаях очень напоминает субдукцию. Таким образом, Венесуэльская, а отчасти и Колумбийская впадины в новейшую эпоху испытывают по своей периферии общее сжатие.

В плиоцене и раннем плейстоцене происходило временное затухание тектонической активности Антильской дуги и ее погружение с накоплением рифтогенных известняков. Лишь во второй половине плейстоцена возобновились сводовые поднятия и пологие деформации Антильской дуги, продолжающиеся, очевидно, и в настоящее время и создавшие современный рельеф архипелага.

ABSTRACT

The main tectonic features of Mexican-Caribbean region were formed since Early Mesozoic. At the end of Paleozoic and Early Mesozoic the region belonged to Pangea. From Oxfordian started the opening of Central Atlantic. In Middle Early Cretaceous Caribbean segment was separated from Atlantic and Pacific by volcanic arcs. At the end of Senonian-Early Paleogenian rather intensive folding and thrusting took place. At the end of Eocenian–begining of Oligocenian subsiding and faulting became important. The tectonic activity of the Antillean arc reduced during Pliocene and Early Pleistocene.

ЛИТЕРАТУРА

Aubouin J. Tethys, Atlantique et Pacifique: Regerd tectonique. – C. r. Soc. geol. France, 1977, fasc. 4.

Burke K. Atlantic evaporites formed by evaporation of water spilled from Pacific, Tethyan and Southern Oceans. – Geology, 1975, 3, N 11.

М. Л. Сомин

МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ В СТРУКТУРЕ КАРИБСКО-АНТИЛЬСКОЙ ДУГИ

Под Карибско-Антильской дугой в этой статье понимается пояс кайнозойских структур, с севера, востока и юга обрамляющих глубоководные впадины Карибского моря. Сюда входят Большие Антильские острова, составляющие, по терминологии В.Е. Хаина [1975], северный сегмент дуги, Наветренные Малые Антиллы – восточный сегмент и Подветренные Малые Антиллы, образующие вместе с Карибскими хребтами Венесуэлы южный сегмент Карибско-Антильской дуги. К последнему, по-видимому, следует отнести также полуострова Гуахира и Парагуана.

В пределах южного и северного сегментов Карибско-Антильской дуги известны многочисленные выходы метаморфических комплексов. Их изучение имеет решающее значение для понимания условий заложения, ранних этапов развития и структуры всего Карибского региона. Данные по метаморфическим комплексам в последние годы все чаще привлекаются при попытках тектонического синтеза и геодинамического анализа отдельных частей этого региона, в первую очередь его южной части. Однако в работах по тектонике и геодинамике всего региона этим образованиям уделено мало внимания. Причина этого объективна: до последнего времени существовало большое различие в степени изученности метаморфических комплексов на юге и севере Карибско-Антильской дуги. Если геологи, изучавшие Карибские хребты и Подветренные Антиллы, уже давно доказали мезозойский возраст преобладающей части метаморфических толщ этой области, то исследователи Больших Антильских островов трактуют возраст и тектоническое положение известных там метаморфитов совершенно по-разному. Традиционным является представление о метаморфических толщах как о выступах более или менее древнего фундамента геосинклинальных серий мезозоя.

Автор имел возможность в течение ряда лет заниматься совместно с кубинским геологом Г. Мильяном изучением метаморфических комплексов Кубы. В результате удалось получить довольно много новых материалов и, как кажется, решить некоторые вопросы геологии этих комплексов. Выводы, полученные на Кубе, можно с учетом литературных данных (к сожалению, часто очень скудных) распространить в предположительной форме на другие острова Больших Антилл. Кроме того, появилась возможность сравнения метаморфических комплексов севера и юга Карибско-Антильской дуги. Такое сравнение, учитывающее возраст исходных пород и их метаморфизма, режим метаморфизма, формационный состав комплексов и их взаимоотношения, показывает, что эти комплексы сходны. Поскольку они в основном имеют мезозойский возраст, то это значит, что в мезозое – начале кайнозоя оба сегмента развивались в сходной геодинамической обстановке, а возможно, в единой геодинамической системе, определяющейся межкратонным положением Карибского региона.

Породы домезозойского возраста, а точнее – породы фундамента распространены в рассматриваемой области на поверхности очень ограниченно. Однако эти немногочисленные выходы имеют важное значение для понимания условий образования метаморфических серий мезозоя.

3143

2 1023

КОМПЛЕКСЫ ФУНДАМЕНТА

Породы, которые с разной степенью уверенности относятся к комплексам фундамента кайнозойских складчатых зон Карибско-Антильского пояса, известны прежде всего на севере Венесуэлы. Они имеют сиалический состав, а по условиям метаморфизма отвечают амфиболитовой фации умеренного давления. Выходы таких пород известны на п-ове Парагуана, где они представлены слюдяными кристаллическими сланцами и гнейсами, прорванными гранитами с возрастом 265 млн. лет. Выше трансгрессивно залегают метаморфизованные верхнеюрские отложения [MacDonald, 1968].

В Карибских хребтах, неподалеку от Каракаса, домезозойские метаморфиты представлены двуслюдяными гнейсами Себастопол, постепенно переходящими в гранито-гнейсы [Dengo, 1953; Smith, 1953]. Их изотопный возраст 425 млн. лет [Bell, 1974]. В упомянутой работе Р. Смита приведены доказательства трансгрессивного перекрывания гнейсов Себастопол сильно метаморфизованными породами мезозойской группы Каракас. Домезозойский возраст, очевидно, имеет и так называемый комплекс Тинако, выступающий в следующей с севера тектонической подзоне Карибских хребтов. Он сложен роговообманковыми и биотитовыми плагиогнейсами, меньше амфиболитами и перекрыт слабо метаморфизованными отложениями мела. K-Ar возраст гнейсов равен лишь 117 ± 3 млн. лет [Bell, 1974], что связывается с радиогенным омоложением. Возможным стратиграфическим аналогом гнейсов Себастопол являются очковые ортогнейсы Драгон, известные на п-ове Пария и в Северном хребте Тринидада. K-Ar датировка этих пород равна 230 ± 100 млн. лет [Saunders, 1974], что соответствует, как минимум, границе юры и мела. Дж. Сондерс предполагает, что гнейсы Драгон являются фундаментом метаосадочных толщ верхней юры и неокома Тринидада. Но не исключено, что они сформировались в инфраструктуре последних.

Существование основания континентального типа уже давно предполагалось для северной миогеосинклинальной зоны центральной Кубы, в южных разрезах которой известны титон-неокомские аркозовые песчаники и конгломераты Хобоси [Meyerhoff, Hatten, 1968]. Однако вопреки утверждениям А. Мейерхоффа и Ч. Хаттена нижний контакт свиты Хобоси нигде не вскрыт и так называемые гранодиориты Трес-Гуанос, которые, по предположению этих авторов, представляют древний фундамент, по-видимому, являются меловыми образованиями, тесно связанными с совершенно иными, вулканогенными толщами. Но северо-западнее, у границы с провинцией Матансас, действительно выступают дотитонские породы фундамента. Они представлены гранитами Каньяс с K-Ar возрастом 150 млн. лет и флогопитовыми кальцифирами и мраморами, датировки которых по тому же методу достигают 945 млн. лет [Сомин, Мильян, 1977]. Судя по составу конгломератов Хобоси, базальных слоев верхнего мела и палеогена в районе Матансаса и Гаваны, а также по составу включений в гипсовом диапире Сан-Адриан у Матансаса, в состав фундамента входят и некоторые другие типы пород, степень метаморфизма которых часто заметно ниже, чем упомянутых кальцифиров. Это – филлиты, зеленые сланцы, сланцы кварц-мусковитового состава, кварциты, биотит-гранатовые и амфиболовые полевошпатовые тонкозернистые, вероятно бластомилонитовые, сланцы. Можно, следовательно, думать, что фундамент миогеосинклинальной зоны Кубы имеет сложное строение и сложен резко разновозрастными – докембрийскими, палеозойскими (?) и раннемезозойскими – породами. Контакты последних с отложениями миогеосинклинали нигде не видны. По косвенным признакам, они должны быть сильно осложнены разрывами.

Предположительно древние сиалические метаморфические породы присутствуют и в той части Кубы, где развиты ее вулканогенные эвгеосинклинальные серии, т.е. в тектонической зоне Саса. Судя по составу палеоцен-нижнеэоценовых конгломератов, в районе г. Пинар-дель-Рио под верхнемеловыми и третичными отложениями может находиться крупный блок лейкократовых гнейсов Гуаябо [Millan, Somin, 1976]. Эти гнейсы, образовавшиеся, по-видимому,

за счет вулканогенных или интрузивных пород кислого состава, резко отличаются от всех нам известных мезозойских метаморфитов Кубы; поэтому, несмотря на низкие датировки абсолютного возраста, отвечающие верхнему мелу, гнейсы Гуаябо должны считаться древними. О их взаимоотношениях с комплексами зоны Саса можно строить лишь предположения.

В целом, несмотря на ограниченность данных, можно считать, что мезозойско-кайнозойские, в том числе и метаморфические, комплексы внешних частей Карибско-Антильской дуги залегают на континентальном основании, хотя часто, по-видимому, сорваны с него. По характеру основания, в котором наряду с докембрийскими образованиями присутствуют также палеозойские и раннемезозойские породы, Карибско-Антильская дуга в известной мере напоминает Северные Анды.

МЕЗОЗОЙСКИЕ МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ

Метаморфические комплексы, образовавшиеся в мезозое за счет субстрата мезозойского возраста, по своему формационному характеру (с учетом прежде всего количества вулканогенных и состава терригенных пород) разделены на две основные группы. Комплексы первой из них могут быть названы субмиогеосинклинальными, карбонатно-терригенными или сиалическими, а комплексы второй группы – фемическими. Как правило, отнесение метаморфических толщ рассматриваемой области к той или другой группе не вызывает затруднений, и лишь в отдельных случаях из-за ограниченности обнажений или вследствие недостатка данных определить формационную принадлежность толщ нелегко.

Сиалические метаморфические комплексы

В эту группу входят толщи, сложенные преимущественно терригенными и карбонатными породами. Вулканогенные образования имеют в их составе резко подчиненное значение. Терригенный материал зрелый, кварцевый – результат размыва осадочных толщ платформенного-миогеосинклинального типа. Характерно обилие органического графитизированного вещества. Грубообломочные породы встречаются чрезвычайно редко. Карбонатные породы, среди которых, помимо кристаллических известняков и известковых сланцев, изредка встречаются также доломиты, нередко содержат примесь терригенного материала. Мощность комплексов данного типа нигде точно не определена и может достигать нескольких километров; при этом основной объем приходится на чисто терригенные толщи. Судя по неметаморфизованным литолого-стратиграфическим аналогам данных комплексов, их накопление происходило главным образом в мелководных морских и континентальных условиях, на шельфе и континентальном склоне, возможно, в обширной дельте [Khudoley, Meyerhoff, 1971]. Но не исключено, что часть материала была перемещена и к континентальному подножью. Области сноса должны были представлять собой не какие-то локальные поднятия типа Никарагуанского, как думают некоторые авторы, а обширные пространства континентов, дренировавшиеся реками такой величины, как Миссисипи, Ориноко или Нигер.

В северном сегменте Карибско-Антильской дуги комплексы рассматриваемого типа известны главным образом в архипелаге Кубы. Они слагают остров Пинос, полуостров Гуанаакабибес (под покровом четвертичных отложений), пояс Кангре на юго-восточном краю гор Органос, горы Эскамбрай и самую восточную часть гор Пурьяль в районе пос. Асунсьон. Метатерригенные и карбонатные породы драгированы в проливе Юкатан. Можно думать, что к этой же группе принадлежат метаморфические породы о. Тортуга у северных берегов Гаити, выходы на п-ове Самана в районе Плейн-дю-Норт и на южном полуострове в районе Леоган (30 км западнее Порт-о-Пренса). Не исключено,

что сюда же можно отнести мраморы и ассоциирующие с ними метаморфиты восточной части Голубых гор Ямайки[1] (рис. 1, 2).

В южном секторе дуги сиалические комплексы мезозоя представлены так называемой карибской серией, куда входят группа Каракас и параллелизуемые с ней метаморфические толщи п-ова Арайя-Пария, Северного хребта о. Тринидад, о. Маргарита, а также юрские метаморфиты полуостровов Парагуана, Гуахира и, возможно, района Санта-Марта (рис. 3).

В архипелаге Кубы наиболее характерным компонентом разреза сиалических метаморфических комплексов являются толщи метатерригенного состава, сложенные метаморфизованными кварцевыми алевролитами, песчаниками и метапелитами. Преобладают метапсаммиты, слагающие особенно однородные и мощные толщи в центральной части Пиноса. Эти метатерригенные толщи литологически идентичны нижне-среднеюрской свите Сан-Каетано гор Органос западной Кубы. Кварцевые, хорошо сортированные по размеру песчаники этой свиты лишь иногда содержат незначительную примесь обломков кислого плагиоклаза; обломочные зерна обычно хорошо окатаны, цемента совсем немного, что указывает на многократное переотложение осадков. Господствующий минерал метапелитов – серицит или мусковит, а хлорит и другие темноцветные минералы имеют резко подчиненное значение. Для метапелитов особенно характерна обильная примесь графита. Линзы последнего иногда залегают в белых слюдитах или мусковитовых сланцах, образуя очень характерные специфические породы, легко определяемые в разрезах пояса Кангре, Эскамбрая и Пиноса.

Метатерригенные толщи карибской серии, судя по литературным данным [Oxburgh, 1966; Dengo, 1953; Smith, 1953; Shagam, 1960; MacLachlan e.a.,1960; Maresch, 1974; и др.], подкрепляющимся знакомством с коллекцией образцов из района залива Карьяко, любезно переданной автору В.Е. Хаиным и А.Г. Рябухиным, очень сходны с таковыми Кубы. Отличие состоит лишь в появлении на некоторых уровнях разреза гравелитов и песчаников аркозового состава.

Карбонатные метаморфические породы Кубы и Венесуэлы слагают верхние части разрезов сиалических комплексов. Мраморы и мусковит-кальцитовые с кварцем сланцы также часто содержат примесь графита.

Особенностью строения многих выходов описываемых комплексов является присутствие в них вулканогенных образований основного состава. В метаморфическом поясе Кангре они представлены маломощными пакетами метатуфов и металав, а также дайками метагаббро [Millán, 1972]. Метавулканиты расположены как среди метатерригенных пород, аналогичных свите Сан-Каетано, так и среди мраморов, в которых найдены аммониты оксфордского возраста [Piotrowski, 1976]. На о. Пинос в части разреза, сложенной только метатерригенными породами, метавулканиты отсутствуют. Однако среди существенно карбонатных толщ местами появляются маломощные пласты гранатовых амфиболитов, которые, судя по данным петрохимического анализа, могли образоваться за счет вулканических пород базальтового состава. Максимальная мощность амфиболитов (холм Дагилья) не превышает десятков метров. В Эскамбрае метабазиты составляют до 15% разреза. Это зеленые сланцы и фенгит-гранатовые амфиболиты, образовавшиеся, скорее всего, по туфам основного состава [Millán, Somin, 1976]. Фенгит-гранатовые амфиболиты на самых высоких структурных уровнях Эскамбрая – на крыльях его куполовидных структур – образуют довольно мощную (возможно, более 1 км) свиту Яябо, в составе которой ассоциируют лишь с метасилицитами.

Свита Яябо, резко отличаясь по своему формационному составу от остальных толщ Эскамбрая, тем не менее залегает с ними совершенно согласно.

---

[1] Формационная принадлежность этих толщ Ямайки (свиты Маунт Хиберниа) остается неясной. Так как кислых метатерригенных пород в ее состав нет, а с мраморами ассоциируют основные зеленые сланцы, то это может быть и формация эвгеосинклинального, фемического типа.

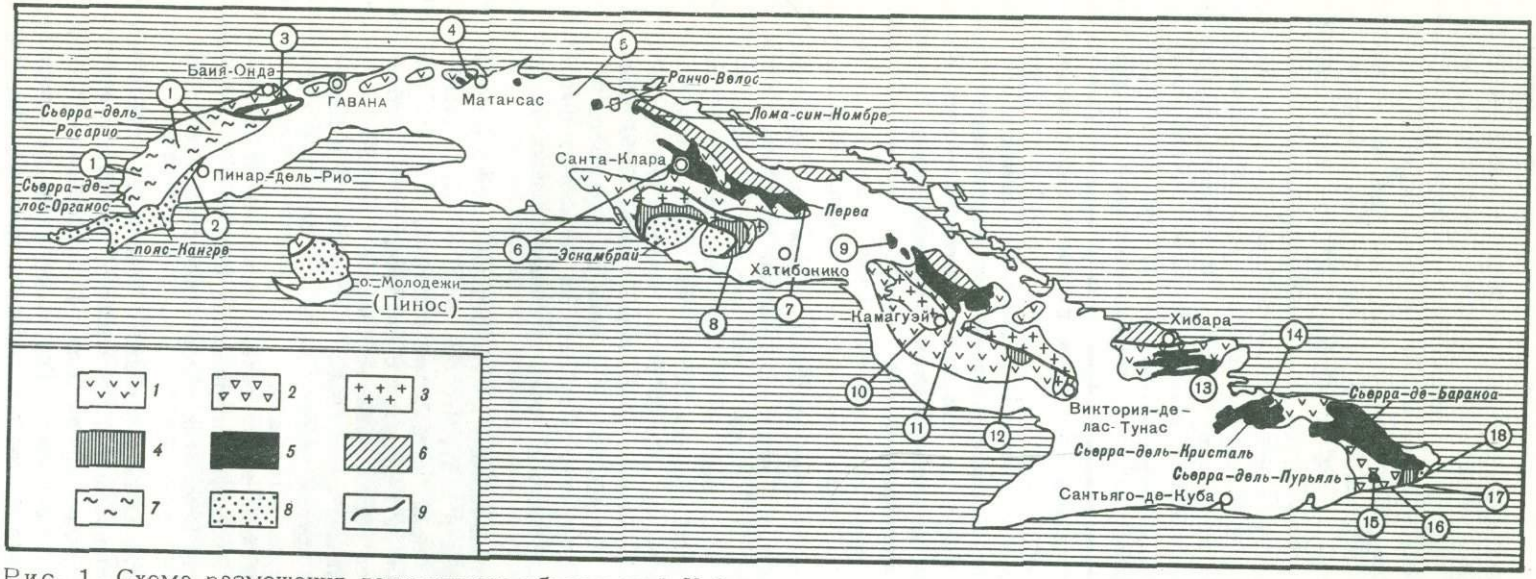


Рис. 1. Схема размещения дотретичных образований Кубы

1 – вулканогенно-осадочные толщи верхней юры (?) – мела (серия Тобас); *2* – то же, метаморфизованные (серия Пурьяль); *3* – гранитоиды; *4* – амфиболитовый комплекс Мабухина; *5* – офиолитовый комплекс (ультрабазиты, габбро, диабазы); *6* – миогеосинклинальный комплекс северной Кубы; *7* – субмиогеосинклинальный комплекс системы Гуанигуаника; *8* – метаморфические породы пояса Кангре, Пиноса, Эскамбрая и района пос. Асунсьон; *9* – крупные разломы. Цифры на схеме – небольшие выходы метаморфических пород: 1 – включения в меланже гор Гуанигуаника, 2 – гнейсы Гуаябо, 3 – включения в серпентинитах зоны Байя-Онда, 4 – включения в диапире Сан-Адриан, 5 – породы фундамента в районе Сьерра-Морена, 6 – включения в серпентинитах Санта-Клара, 7 – аподиабазовые амфиболиты Переа, 8 – амфиболиты комплекса Мабухина, 9 – включения в серпентинитах Эсмеральда, 10 – ксенолиты в гранитоидах, 11 – включения метасилицитов в серпентинитах у Камагуэя, 12 – амфиболиты района Гуаймаро, 13 – включения амфиболитов и эклогитов в серпентинитах южнее Хибары, 14 – включения амфиболитов и метасилицитов в серпентинитах, 15 – включения метаморфических пород в серпентинитах Макамбо, 16 – метавулканиты серии Пурьяль, 17 – амфиболиты Гуира-де-Хауко, 18 – карбонатно-метатерригенный комплекс Асунсьона

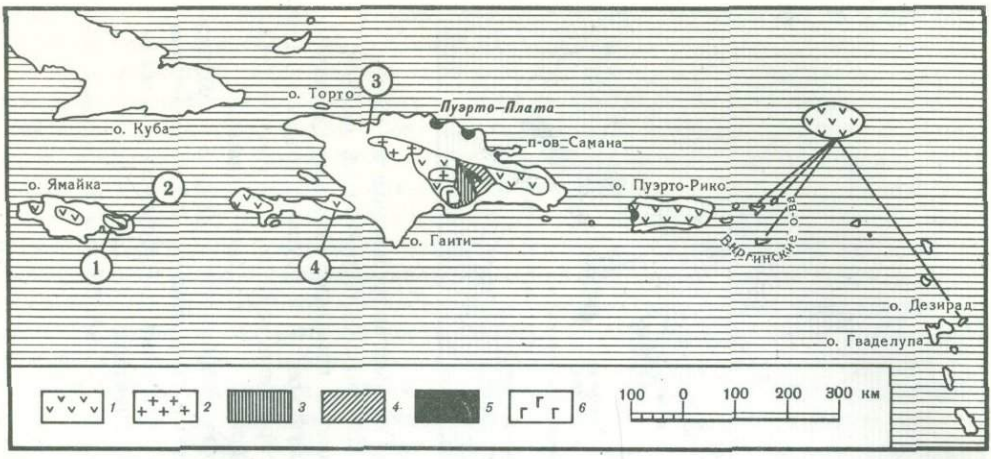


Рис. 2. Схема размещения дотретичных образований в северо-восточной части Карибско-Антильской дуги

1 – вулканогенно-осадочные толщи верхней юры-мела; *2* – гранитоиды; *3* – метаморфическая свита Дуарте; *4* – метаморфическая свита Маймон; *5* – ультрабазиты; *6* – горнблендиты. Цифры на схеме: 1 – свита Вестфалия, 2 – свита Маунт-Хиберниа, 3 – метаморфические породы Плейн-дю-Норд, 4 – метаморфические породы Южного полуострова Гаити

Было бы очень важно определить ее стратиграфическое положение. Поскольку она пространственно тесно ассоциирует с метатерригенными толщами, сопоставляемыми со свитой Сан-Каетано, то логично предположить, что исходные породы свиты не моложе низов верхней юры. В этом случае появление амфиболитов Яабо на верхних структурных уровнях Эскамбрая должно быть связано с наличием тектонического покрова. Обилие серпентинитов именно на периферии эскамбрайских куполов и особенно среди пород свиты Яабо говорит в пользу этого предположения. Однако недостаточная обнаженность и чрезвычайная сложность внутренней структуры куполов не позволяют выяснить положение подошвы этого предполагаемого покрова и, следовательно, твердо убедиться в его существовании.

Обсуждая разные варианты тектонического и стратиграфического положения свиты Яабо, следует лишь иметь в виду, что она едва ли могла быть фундаментом остальных толщ Эскамбрая, потому что местами, как уже говорилось, фенгит-гранатовые амфиболиты находятся с метатерригенными сланцами в настоящем переслаивании. Это обстоятельство следует подчеркнуть, потому что породы, аналогичные таковым свиты Яабо, присутствуют в виде включений в серпентинитах в ряде других районов Кубы – у поселков Ранчо Велос, Эсмеральда, в горах Кристаль и Пурьяль.

Метабазиты Эскамбрая представлены также телами эклогитов и апоэклогитовых диафторитов, некоторыми глаукофансодержащими породами и интрузивными метагабброидами. Петрография всех этих пород недавно была описана Г. Мильяном [1978].

Метабазиты в составе карбонатно-метатерригенного комплекса района Асунсьон представлены очень редкими прослоями метатуфов и покровами или силлами основного состава, залегающими среди толщи филлитовидных сланцев.

На п-ове Самана и в районе Пуэрто-Плата и Гаспар-Эрнандес на северном побережье о. Гаити в мраморах и известково-слюдяных сланцах, так же как и в Эскамбрае, залегают согласные линзовидные тела и мелкие блоки метабазитовых эклогитов, диафторитов по ним и глаукофановых сланцев [Nagle, 1974]. В Голубых горах Ямайки метаморфический "пояс" Маунт-Хиберниа, по данным Г. Дрэпера с соавторами [Draper e.a., 1976], сложен в своей западной части мраморами, метабазитовыми тремолит-альбит-эпидотовыми и ак-

тинолит-тремолитовыми сланцами; в восточной его части с мраморами ассоциируют аповулканогенные сланцы, сложенные в основном кварцем, альбитом, кросситом, рибекитом, хлоритом и актинолитом. Но, как уже говорилось, возможно, данный комплекс относится не к сиалическим, а фемическим сериям.

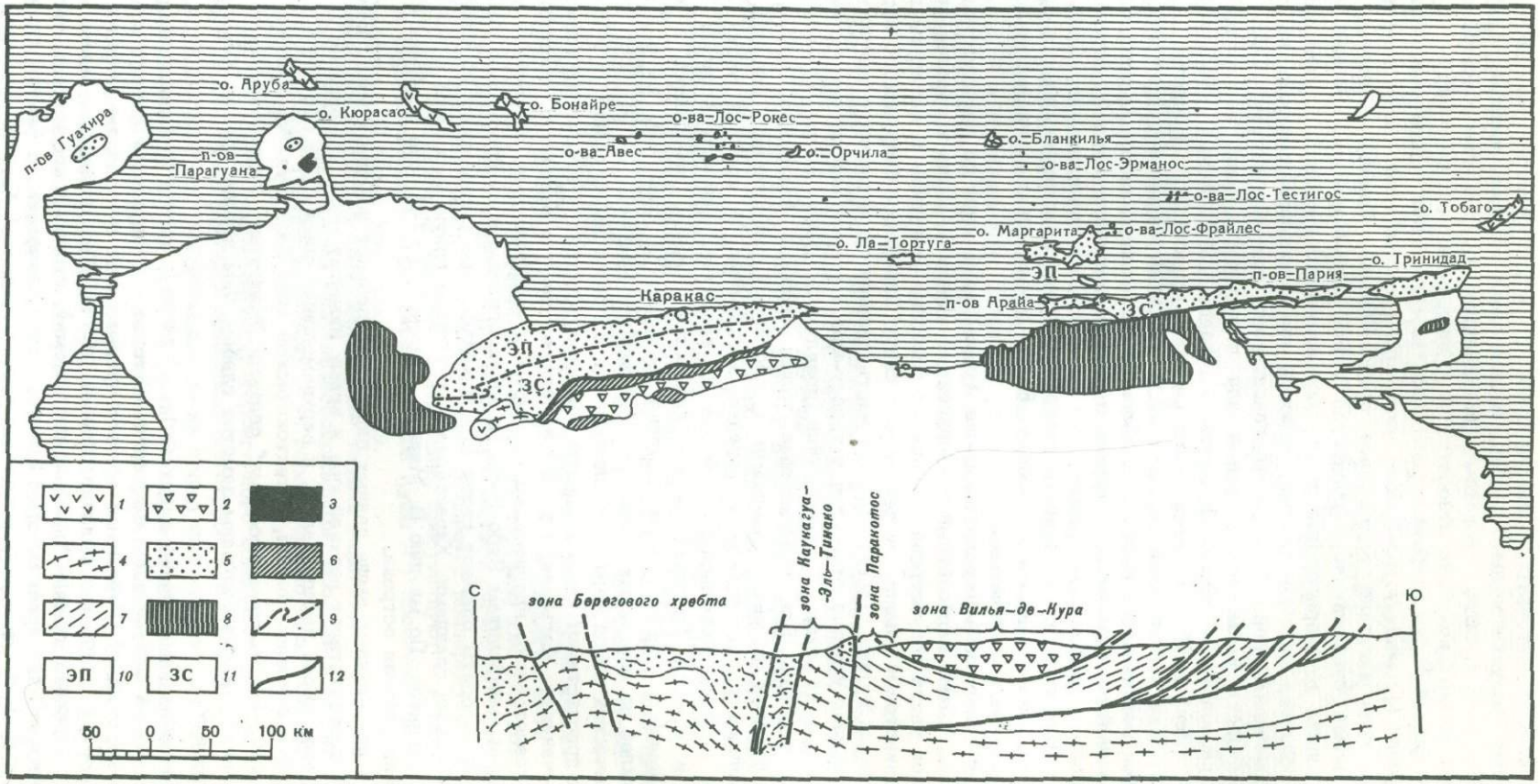
В нижней части разреза группы Каракас Венесуэлы, часто выделяемой как свита (формация) Лас-Брисас, метабазиты отсутствуют. Названная свита имеет исключительно терригенное происхождение. Однако в составе вышележащей существенно карбонатной свиты Лас-Мерседес описаны пласты, линзы и неправильные тела апоэклогитовых пород и гранатовых амфиболитов, которые рассматриваются как метаморфизованные на месте вулканогенные породы и силлы толеитового состава [Morgan, 1970]. Стратиграфически выше данной свиты или частично замещая ее по простиранию расположены свиты Тукутунемо [Shagam, 1960; Oxburgh, 1966] или Такагуа [Dengo, 1953]. Помимо доминирующих известковых филлитов и олигомиктовых метапесчаников, в этих свитах встречаются редкие прослои метатуфов базальтового состава. В целом более молодая свита Арагита сложена уже в значительной степени туфами и лавами основного состава, которые чередуются с графитовыми филлитами и кремнистыми сланцами. Эту свиту Е. Оксбург [Oxburg, 1966] на основании литологической корреляции отнес к альбу, а свиту Тукутунемо – к апту-альбу. Более древние свиты датируются как верхняя юра – нижний мел.

Аналоги группы Каракас на п-ове Арайя-Пария, судя по литературным данным, имеют карбонатный и терригенный характер. Лишь в разрезе центральной части полуострова появляются основные метатуфы и металавы и хлорит-эпидотовые сланцы, выделенные в свиту Эль-Копей барремского возраста [Sifontes, Seijas, 1971]. Нижняя часть разреза по аналогии с разрезом о. Тринидад условно относится к триасу-юре. На Тринидаде первые вулканиты – базальты, их туфы и туфобрекчии появляются лишь в апт (?)-альбской части разреза. Все нижележащие толщи сложены филлитами, слюдистыми сланцами и метапесчаниками с прослоями известковых сланцев, кристаллических известняков и изредка ангидритов. В средней части этих толщ найдены окаменелости титона и, вероятно, нижнего неокома. Баррем и апт на Тринидаде – это глинистые сланцы, известняки и кремни [Saunders, 1974]. Иная картина наблюдается севернее, на о. Тобаго. В каждой из описанных здесь Дж. Максвеллом [Maxwell, 1948] свит метаморфических пород наряду со слюдистыми и графитовыми сланцами и кварцитами присутствуют метавулканиты основного состава и вулканомиктовые метапесчаники[1]. Метабазиты играют заметную роль и в разрезе о. Маргарита. Они представлены гранатовыми слюдистыми амфиболитами, по составу аналогичными амфиболитам Яябо Кубы, и апоэклогитовыми диафторитами. Амфиболиты и эклогиты слагают свиту Ла-Ринконада, где ассоциируют со слюдисто-графитовыми сланцами. Характерно, что выходы свиты насыщены линзами серпентинитов. По мнению В. Мареша [Maresch, 1974], она залегает в основании разреза острова.

Из приведенных выше данных видно, что возраст исходных пород карибской серии соответствует верхней юре и всему нижнему мелу. По-видимому, поверх этой серии накапливались и верхнемеловые осадки. Но они сейчас обнажаются в основном южнее, в тектонической зоне Каукагуа-Эль-Тинако, где представлены "посткаракасскими" свитами Мурагуата, Урапе, Керикуал и др. Эти свиты метаморфизованы заметно слабее, чем породы группы Каракас, и

---

[1] Судя по новейшим данным [MacGillavry, 1977], разрез Тобаго сложен исключительно метавулканитами, среди которых большую роль играют кварцевые кератофиры. Изотопный возраст прорывающих эти породы диоритов достигает 127 млн. лет [Rowley, Roobol, 1977]. Таким образом, здесь выступает довольно древняя (не моложе неокома), скорее всего юрская, эвгеосинклинальная серия, которую следует параллелизовать с фемическими метаморфическими комплексами Подветренных и Больших Антилл.


о. Аруба
о. Кюрасао
о. Бонайре
о-ва Лос-Рокес
п-ов Гуахира
п-ов Парагуана
о-ва Авес
о. Орчила
о. Бланкилья
о-ва Лос-Эрманос
о-ва Лос-Тестигос
о. Тобаго
о. Маргарита
о-ва Лос-Фрайлес
о. Ла-Тортуга
о. Тринидад
ЭП
п-ов Пария
Каракас
п-ов Арайа
ЗС
1
2
3
4
5
6
7
8
9
ЭП 10
ЗС 11
12
50 0 50 100 км
С
зона Берегового хребта
зона Нагуагуа-Ява-Тинако
зона Паракотос
зона Вилья-де-Кура
Ю

сложены филлитами, графитовыми сланцами, перекристаллизованными известняками и кремнями с примесью аповулканогенных зеленых сланцев [Stainforth e.a., 1970].

Метаморфизм группы Каракас и других метаморфических толщ сиалической группы на юге Карибско-Антильской дуги произошел до маастрихта, так как обломки метаморфических пород группы Каракас присутствуют в свите Паракотос, содержащей фауну нижнего маастрихта [Oxburgh, 1966]. Верхний возрастной предел метаморфизма определяется также по K-Ar датировке гранитоидов Гуаремал, прорывающих группу Каракас. Эта датировка равна 79 ± ±5 млн. лет, что соответствует сантону. Если эти гранитоиды анатектические, то тем самым определяется истинное время метаморфизма.

Стратиграфические аналоги сиалических метаморфических комплексов Венесуэлы известны на западе и востоке страны. Это неметаморфизованные, лишенные вулканогенных образований толщи, разрез которых обычно начинается с морских слоев баррема или апта. Лишь местами в грабенах присутствуют более древние континентальные отложения типа свиты Ла-Кинта западной Венесуэлы (триас (?) – нижняя юра).

Принципиально сходная, но более сложная картина наблюдается на Кубе. На севере в центральной части острова развиты мощные карбонатно-эвапоритовые толщи. Нижняя часть разреза не вскрыта, однако, судя по включениям в гипсовом диапире Лома Кунагуа в Камагуэе, в ее состав входят домеловые терригенные породы-красноцветы, напоминающие по своему составу свиту Сан-Каетано [Meyerhoff, Hatten, 1968]. Южнее, в зонах Камахуани и Пласетас, вскрыты базальные слои миогеосинклинального разреза, имеющие верхнетитонско-неокомский возраст. Это полимиктово-кварцевые конгломераты и песчаники, выше сменяющиеся глубоководными маломощными кремнистыми и карбонатными породами нижнего и верхнего мела; крупное несогласие фиксируется в основании маастрихта. Вулканогенных пород в этих толщах нет.

Данные разрезы находятся в недостаточно выясненных соотношениях с разрезами миогеосинклинальных толщ западного сектора Кубы, прослеживающихся от пос. Варадеро до п-ова Гуанаакабибес. В восточной части сектора они вскрыты главным образом скважинами под надвигом эвгеосинклинальных комплексов, а западнее выступают на поверхности, образуя протяженную горную систему Гуанигуанико (Пинар-дель-Рио). Разрез последней начинается с мелководных и частью континентальных терригенных толщ Сан-Каетано, за которыми следуют без заметного перерыва карбонатные отложения верхней юры и нижнего мела. Верхнемеловые породы согласно перекрывают нижний мел. Это сложный комплекс, характеризующийся резкой фациальной изменчивостью и сложенный разнообразными известняками, кремнями, песчаниками и пачками флишевого строения. Вулканиты (туфы и туффиты дацитового состава) известны лишь в туроне [Pszczolkowski, 1976a]. А. Пщулковски отмечает сходство разрезов гор Росарио и зон Камахуани-Пласетас центральной Кубы. Действительно, и там и тут много кремнистых пород, глубоководных известняков. Присутствие гипсово-соляных диапиров на северном побережье Кубы

←

Рис. 3. Схема размещения дотретичных образований в южной части Карибско-Антильской дуги. Внизу – схематизированный разрез через Карибские хребты, по В. Марешу [Maresch, 1974]

1 – вулканогенно-осадочные толщи верхней юры (?) – мела; *2* – то же, метаморфизованные (группа Вилья-де-Кура и ее аналоги); *3* – офиолитовый комплекс; *4* – породы фундамента; *5* – сиалические метаморфические толщи; *6* – свита Паракотос; *7* – то же, на разрезе; *8* – неметаморфизованные породы мела; *9* – граница метаморфических зон; *10* – породы с метаморфизмом эпидот-амфиболитовой фации; *11* – породы с метаморфизмом зеленосланцевой фации; *12* – основные разломы

от Камагуэя до Матансаса также позволяет предполагать, что миогеосинклинальные толщи упомянутых районов составляли единую полосу.

Следует подчеркнуть, что разрез Гуанигуанико в целом практически непрерывен от средней части юры до середины верхнего мела. Поэтому можно думать, что и в областях развития метаморфических пород осадконакопление могло происходить без существенных перерывов на протяжении всего этого времени.

Находка оксфордских аммонитов в метаморфическом поясе Кангре окончательно подтвердила наше заключение о том, что карбонатно-метатерригенный комплекс Пиноса и Эскамбрая должен включать не только отложения нижней и средней, но и верхней юры [Сомин, Мильян, 1972], а в последнем из этих районов – в основном верхней юры. Более того, вполне вероятно, что в западной части Эскамбрая локально присутствуют и нижнемеловые породы, к которым можно предположительно отнести некоторые светлые кристаллические известняки, метасилициты, зеленые сланцы и карбонатные конгломерато-брекчии. Эрозия толщ в районе Пиноса и Эскамбрая, по-видимому, началась лишь в конце мела. В противном случае сиалический детрит был бы обнаружен на более низких стратиграфических уровнях в комплексах эвгеосинклинальной зоны Кубы.

Наиболее древние из наблюдающихся в современном срезе толщи сиалических комплексов Кубы по аналогии с разрезами Гуанигуанико должны иметь нижне-среднеюрский возраст. Вместе с тем пока нет никаких оснований считать, что в составе этих комплексов находятся какие-то более древние, самостоятельные в структурном отношении метаморфиты [Сомин, Мильян, 1977].

Наиболее высокие датировки абсолютного возраста метаморфических пород Пиноса и Эскамбрая составляют соответственно 78 и 73 млн. лет, что отвечает сантону-кампану. Другие датировки более низкие, вплоть до 45 млн. лет; они явно связаны с радиоактивным "омоложением" пород. Цифра 92 млн. лет получена по слюдистому филлитовидному сланцу, драгированному из пролива Юкатан [Vedder e.a.,1973], но в такого рода слабо метаморфизованных породах могут сохраниться реликтовые обломочные минералы, что приводит к завышению возраста. В целом можно считать, что метаморфизм сиалических комплексов Кубы произошел до маастрихта – в кампане или несколько раньше. Это заключение согласуется с геологией Кордильеры Гуанигуанико, где на сенон-предмаастрихтское время падает крупный перерыв.

Из сказанного видно, что исходные породы сиалических комплексов Кубы и Венесуэлы имеют приблизительно одинаковый верхний возрастной предел, соответствующий средней части мела, и испытали метаморфизм в одно и то же время – в сеноне.

По режиму метаморфизма, или величине отношения P/T, субмиогеосинклинальные комплексы Больших Антилл отчетливо разделяются на два типа. Толщи Эскамбрая Кубы, северо-восточного побережья Гаити и свита Маунт-Хиберния Ямайки метаморфизованы при относительно высокой величине P/T. Метаморфизм такого типа условно называется эклогит-глаукофановым, или метаморфизмом высокого давления. Метаморфические толщи Пиноса формировались при умеренных давлениях. Это метаморфизм дистен-силлиманитового, или барроусского типа [Millán, Somin, 1976].

Замечательной особенностью как Пиноса, так и Эскамбрая является четко выраженная обратная метаморфическая зональность: по направлению от центра к периферии положительных антиформных структур здесь появляются все более высокотемпературные образования [Сомин, Мильян, 1974; Сомин, 1977; Мильян, 1978]. В Эскамбрае установлены три зоны (рис. 4). В зоне 3, выступающей на периферии куполов, в метабазитах сосуществуют зеленая роговая обманка, белая слюда, гранат, альбит-олигоклаз или олигоклаз, клиноцоизит-эпидот. Эта ассоциация характерна для амфиболитов Яябо. Здесь же наблюдаются гранат-глаукофановые породы и эклогиты. В метапелитах вместе с мусковитом иногда наблюдается биотит. В зоне 2 в равновесные ассоциации метабазитов входят альбит, хлорит, актинолит, глаукофан, лавсонит, кли-

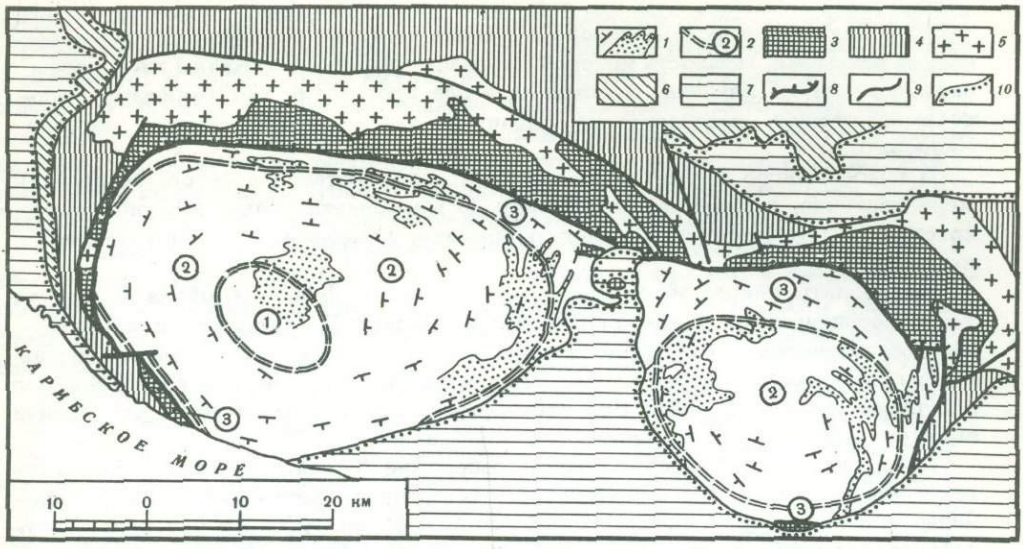


Рис. 4. Схема строения района Эскамбрайских гор (Центральная Куба), по данным М.Л. Сомина и Г. Мильяна

1 – эскамбрайский параавтохтонный (?) комплекс и положение плоскостных элементов его пород, точки – некоторые участки маркирующих горизонтов карбонатных пород; *2* – номера метаморфических зон и их границы; *3–5* – аллохтон: *3* – амфиболитовый комплекс Мабухина, *4* – вулканогенная серия Тобас, *5* – гранитоиды; *6–7* – неоавтохтон: *6* – отложения верхнего маастрихта, *7* – отложения палеогена; *8* – разлом, отделяющий параавтохтонный (?) и аллохтонный комплексы; *9* – прочие разломы; *10* – границы трансгрессивного налегания

ноцоизит–эпидот, а метапелитов – мусковит, хлорит, кварц. В зоне 1, установленной лишь в центре антиформы Тринидад, при тех же минеральных ассоциациях, что и в зоне 2, породы более мелкозернистые, иногда слабо сланцеватые и сохраняют реликты исходных минералов и структур, чего не наблюдается в более внешних зонах. Чрезвычайно важен вопрос о характере границ между зонами. Местами они отчетливо тектонические – по крутым разломам, маркированным серпентинитами, контактируют по–разному метаморфизованные породы. Однако чаще переходы между зонами постепенные. В первую очередь это относится к границе зон 1 и 2, которая, скорее, представляет собой полосу перехода между данными зонами. Очень важно подчеркнуть, что эта граница определенно наложена на литологические границы. То же, хотя и менее уверенно, можно говорить о соотношениях маркирующих горизонтов и границы зон 2 и 3. Вместе с тем обе эти метаморфические границы конкордантны внешнему контуру Эскамбрая – его контакту с комплексами эвгеосинклинальной зоны.

На Пиносе сводовую часть купола Рио–лос–Индиос занимают самые низкотемпературные породы – хлоритовая зона. По мере движения к крыльям структуры в той же метатерригенной толще могут быть проведены изограды биотита и затем граната и ставролита. За пределами купола и после довольно крупного разрыва в более молодых (как мы полагаем, верхнеюрских) толщах развиты минеральные ассоциации с дистеном, ставролитом и гранатом и далее – с дистеном, силлиманитом, гранатом и ставролитом, а на крайнем северо–западе острова – даже с силлиманитом и ортоклазом; здесь же появляются анатектические (?) граниты [Сомин, Мильян, 1974; Millán, 1975; Eguipko e.a., 1975]. В прибрежных песках Пиноса довольно много андалузита [Васильев, 1975]. Поэтому, хотя в шлифах этот минерал пока что встречен в единичных случаях, можно предполагать, что давление при метаморфизме пород

Пиноса было меньшим, чем при типичном барроусском метаморфизме [Millán, 1975]. Над верхнеюрскими породами Пиноса не могла находиться стратиграфическая покрышка, мощность которой превышала бы 1–2 км. Каким же образом были достигнуты глубины, необходимые для протекания метаморфизма высокотемпературной амфиболитовой фации? В этом состоит главная загадка Пиноса.

В поясе Кангре метаморфизм относится, как установил автор, по крайней мере частично, к глаукофановому типу. В метабазитах глаукофан обрастает кристаллы метаморфической роговой обманки, замещающей магматический пироксен.

Амфиболиты такого же состава, как и в свите Яябо Эскамбрая (и так же тесно ассоциирующие с метасилицитами), описаны Г. Мильяном и автором как тектонические включения в серпентинитах близ пос. Ранчо-Велос на севере центральной Кубы, у пос. Эсмеральда в Камагуэе и в горах Кристаль и Пурьяль восточной Кубы. Все это образования эпидот-амфиболитовой фации высокого давления, по терминологии А. Миасиро [1976].

Набор пород на северо-восточном побережье о. Гаити такой же, как в зоне 3 Эскамбрая, но нет метатерригенных сланцев. Метаморфизм здесь, очевидно, также отвечает эпидот-амфиболитовой фации высокого давления. Глаукофановые сланцы свиты Маунт-Хиберниа Ямайки более низкотемпературные, находятся на уровне зеленосланцевой фации.

Метаморфизм субмиогеосинклинальных комплексов Венесуэлы также зональный, однако систематически и детально еще не исследован [Bellizzia, 1972]. Судя по имеющимся данным, здесь существует как вертикальная, так и латеральная температурная зональность. Относительно молодые толщи, расположенные в зоне Эль-Тинако-Каукагуа и на п-ове Арайя-Пария, метаморфизованы при T-условиях зеленосланцевой фации; такие же условия были при метаморфизме пород Северного хребта Тринидада и на о. Тобаго; P-условия здесь точно не определены, но В. Мареш [Maresch, 1974] подчеркивает, что они были умеренными, а не низкими. В зоне же Берегового хребта и на о. Маргарита существовали условия эпидот-амфиболитовой фации высокого давления. Здесь детально описаны эклогиты и гранатовые амфиболиты, аналогичные таковым Эскамбрая [Morgan, 1970; Maresch, 1972]. Иногда встречаются и глаукофансодержащие породы. Приуроченность эклогитов к узкой северной полосе антиформы Берегового хребта, по-видимому, может быть признаком проявления обратной зональности. Однако в отличие от Эскамбрая в последних двух районах широко развиты гранитоиды.

Что касается возможного присутствия метаморфических пород в пределах Наветренных Антилл, то на это указывает лишь существование в среднеэоценовом флише о. Барбадос обломков силлиманита, граната, андалузита, ставролита, глаукофана и эпидота [Meyerhoff A., Meyerhoff H., 1972]. Первые четыре минерала типичны для сиалических высокотемпературных комплексов низкого давления. На Тобаго или Тринидаде таких пород нет, хотя подводное поднятие Барабадос протягивается на юг. Возможно, правы А. и Н. Мейерхоффы, предполагающие, что пояс этих метаморфитов может проходить севернее Тобаго и Маргариты.

Опубликованные нами ранее [Сомин, Мильян, 1972, 1977] и приведенные выше данные показывают, что возраст зональных сиалических комплексов севера Карибско-Антильской дуги, как и комплексов ее южного сектора, мезозойский. Сходство состава терригенных метаморфических и неметаморфизованных толщ (особенно очевидное при сравнении разрезов Пиноса и Эскамбрая с разрезами гор Органос на Кубе) позволяет считать, что они представляли собой единые комплексы. В отношении домаастрихтских отложений Пиноса, Эскамбрая, Асунсьона и системы Гуанигуанико этот вывод может быть сделан со всей определенностью.

Строение комплекса миогеосинклинальных–субмиогеосинклинальных осадков по направлению к Карибскому морю меняется. В нижней части его разреза

появляются более древние отложения, стратиграфическое положение базальных горизонтов становится неопределенным. На разных стратиграфических уровнях (средняя (?) и верхняя юра, нижний мел) появляются вулканогенные породы основного состава, кремнистые сланцы. Такая направленность фациальной изменчивости позволяет считать, что еще дальше располагалась зона эвгеосинклинали. Основная часть рассматриваемых толщ не несет прямых признаков накопления на больших глубинах. Исключение может составлять лишь свита Яябо Кубы. Она, возможно, формировалась на океанической коре.

На Пиносе с его метаморфизмом, близким к барроусскому типу, вместе с тем намного меньше основных и ультраосновных пород, чем в остальных комплексах рассматриваемой группы, метаморфизованных при высоком давлении. Здесь подтверждается эмпирическое правило А. Миасиро о наличии корреляции между составом толщ и режимом их метаморфизма [Millán, Somin, 1976].

Большое сходство формационного состава толщ Эскамбрая, Пиноса и карибской серии Венесуэлы позволяет допускать, что под первыми, как и под последней, залегает фундамент континентального типа. Однако сложное покровно-складчатое внутреннее строение Эскамбрая, наличие в структурах Эскамбрая, Берегового хребта и о. Маргариты многочисленных тел серпентинитов и другие признаки показывают, что сиалические комплексы могут быть, по крайней мере частично, сорваны со своего основания и перемещены в сторону кратонов. Серьезные аргументы в пользу надвигания к югу всей системы Карибских хребтов привел А. Белицциа [Bellizzia, 1972]. В связи с этим нам представляется, что юрские метаморфиты полуостровов Парагуана и Гуахира могут рассматриваться в качестве остатка (западной части) ранее единой складчатой системы, восточное продолжение которой составляла Карибская метаморфическая серия, сейчас выступающая намного южнее. Существенны данные и по системе Гуанигуаника Кубы, демонстрирующие аллохтонность почти всех слагающих ее толщ [Piotrowska, 1975; Pszczolkowski, 1976]. Вместе с тем в структуре Пиноса мало признаков, которые могли бы говорить об ее аллохтонности.

Пинос и Эскамбрай представляют собой своеобразную "пару" метаморфических комплексов, напоминающую парные пояса, по А. Миасиро. Однако кубинская "пара" не соприкасается между собой, расположена в обратном порядке по отношению к ближайшему континенту, чем парные пояса Японии и североамериканских Кордильер. В южном секторе Карибско-Антильской дуги пара группе Каракас с ее метаморфизмом высокого давления не установлена.

Фемические метаморфические комплексы

В составе этих комплексов доминируют метаморфические породы, возникшие за счет вулканогенных и интрузивных образований основного, ультраосновного, частью андезит-базальтового состава и тесно связанных с ними осадочных пород. Название "фемические комплексы" сейчас предпочтительнее, чем "эвгеосинклинальные", потому что из состава последних многие авторы исключают ассоциации офиолитового типа.

По особенностям метаморфизма и исходного формационного состава эти комплексы могут быть разделены на три группы. Одну из них слагают толщи, на Больших Антиллах располагающиеся в средней части эвгеосинклинального разреза, содержащие много осадочных пород и определенно имеющие меловой возраст. Их метаморфизм низкотемпературный зеленосланцевый или глаукофансланцевый. Другую группу составляют преимущественно высокотемпературные метаморфиты низкого, частью умеренного давления. Они сформировались из серий пород двух типов: а) габбро и диабазов офиолитовых ассоциаций, б) серий сложного состава, сложенных эффузивными, интрузивными и пирокластическими образованиями. Третья группа – это среднетемпературные, в меньшей мере низкотемпературные метаморфиты высокого давления, образовавшиеся за счет туфогенно-кремнистых толщ.

Все эти породы, особенно первых двух групп, в той или иной форме связаны с существенно вулканогенными дотретичными комплексами региона. Поэтому сначала следует сказать несколько слов, касающихся общей характеристики последних. Вулканогенные дотретичные комплексы широко развиты на *Больших и Подветренных Малых Антиллах и в подводном хребте* Авес. Их строению посвящена довольно большая литература, однако изучены они очень неравномерно, а попытки их сравнительного формационного анализа стали предприниматься лишь в самое последнее время (работы Т.У. Доннелли); однако они почти не коснулись Кубы и Гаити.

Судя по имеющимся материалам, разрезы вулканогенных комплексов Карибско-Антильской дуги как на ее севере, так и на юге часто могут быть разделены на две части. В нижней расположены гипабиссальные и излившиеся толеиты и формации спилит-кератофирового типа; осадочных пород среди этих толщ очень мало, в основном это кремнистые осадки. Выше залегают вулканиты как базальтового, так и андезит-базальтового, андезитового и более кислого состава; большое значение имеют пирокластические образования, много туфобрекчий, вулканомиктовых песчаников, известняков. Даже рядом расположенные *разрезы таких толщ в силу их быстрой фациальной изменчивости* с трудом коррелируют между собой.

Серии этого последнего типа в последнее время стали трактоваться как островодужные, хотя их объем точно не определен и правомочность такой трактовки еще нуждается в доказательствах. В настоящей работе понятие "островодужная серия" используется до некоторой степени условно для обозначения существенно андезитовых или пестрых по составу вулканогенно-осадочных серий, залегающих в верхней части эвгеосинклинальных комплексов. Именно в таком смысле это понятие применяется нами к серии Тобас Кубы. Однако следует заметить, что другие авторы относят к этой серии все домаастрихтские вулканогенные толщи острова.

Очень важен вопрос о нижней возрастной границе неметаморфизованных вулканогенных серий. На Кубе, как считают многие авторы [Furrazola-Bermudez e.a., 1964], *она не опускается ниже апта – альба. Однако в действительности* ее положение должно быть более низким, поскольку ниже горизонтов с апт-альбскими окаменелостями располагается довольно мощная (до 8 км) толща вулканогенных пород. Весьма симптоматично также появление основных вулканитов в средней-верхней юре зоны Гуанигуанико. На Виргинских островах возраст нижней мощной толщи кера..офиров Уотер-Айленд по стратиграфическому положению определяется как доальбский; минимальный K-Ar возраст этих пород 110 млн. лет [Donnelly, 1966]. Минимальный изотопный возраст свинца одного из месторождений в вулканогенной серии Гаити 120 млн. лет [Kesler e.a., 1977]. На Ямайке наиболее древние палеонтологически датированные породы вулканогенно-осадочного комплекса относятся к валанжину [Zanz e.a., 1963]. Ниже этих пород находится еще по меньшей мере 800 м вулканогенных образований. Чрезвычайно интересные данные получены на о. Дезирад в северной части Наветренных Антилл, восточнее о. Гваделупа. Здесь описаны подушечные спилиты, кварцевые кератофиры и слоистые кремни, прорванные тронд*ь*емитами, изотопный возраст которых по данным U-Pb и K-Ar методов равен 139-143 млн. лет [Fink e.a., 1972]. Вулканогенный комплекс, следовательно, здесь имеет позднеюрский или еще более древний возраст. Поскольку по составу он очень похож на доальбскую серию Уотер-Айленд Виргинских островов, то и последняя должна быть столь же древней.

Таким образом, неметаморфизованные вулканические серии Больших Антилл в своей видимой нижней части отвечают нижнему мелу, а частично, в случае спилит-кератофировых формаций, – уже и верхней юре. Что касается верхней структурно-возрастной границы этих серий, то на Кубе она проходит в средней части сенона. По данным И. Канчева и его коллег, турон и кампан в разрезе серии Тобас здесь отсутствуют и в основании сантона отмечается крупное несогласие. Значительная часть гранитоидов центральной Кубы,

судя по их изотопным датировкам (см. ниже), сформировалась именно в это время. В целом гранитоиды эвгеосинклинальной зоны Кубы имеют домаастрихтский возраст. Так же датируются они и на Ямайке [Lewis e.a., 1973]. Крупное несогласие должно существовать в основании кампан-маастрихтских отложений на Пуэрто-Рико [Lewis e.a.,1974] и верхнекампанских пород - на Гаити [Bowin, 1966, 1975].

Нижняя часть разреза вулканогенного комплекса на Подветренных Малых Антиллах не моложе неокома. По образцам, взятым из мощной толщи долеритов, подушечных лав и гиалокластитов, находящихся в основании видимого разреза о. Кюрасао, получена K-Ar датировка 126±12 млн. лет. Эта толща с резким несогласием перекрывается конгломератами кампана-маастрихта, начинающими собой уже осадочный, в основном терригенный разрез. В последнем в конгломератах датского возраста присутствуют обломки принесенных с севера метаморфических пород среднего состава, главным образом рассланцованных диоритов с K-Ar возрастом 115-95 млн. лет [Beets, 1975]. На о. Аруба среди базальтовых лав, диабазов и туфов есть прослои конгломератов, а в верхней части разреза - известняков. Здесь найдены органические остатки предположительно туронского возраста. Прорывающие эти породы гранитоиды датированы K-Ar и Rb-Sr методами в 73-75 млн. лет [Santamaria, Schubert, 1974], что соответствует кампану. Однако на о. Бонайре, по представлениям Д. Бетса, имеется постепенный переход от базальтов альба к мощной толще андезитов и кремнистых сланцев маастрихта. В верхней части этой толщи развиты конгломераты; другие авторы [Santamaria, Schubert, 1974] полагают, что в их основании имеется несогласие.

Собственно метаморфические толщи, несомненно одновозрастные вулканогенному комплексу мела, известны в ряде мест как на Кубе, так и в Венесуэле. В обрамлении гор Эскамбрай Кубы вулканогенные толщи альб-сеноманского возраста, включающие породы как основного, так и дацит-липаритового состава, метаморфизованы в условиях хлоритовой ступени зеленосланцевой фации, по-видимому низкого давления [Millán, Somin, 1976]. На значительно более обширной площади метаморфизован вулканогенный комплекс в западной части гор Пурьяль (серия Пурьяль). Андезито-базальтовые и частью более кислые туфы, туфобрекчии, кремнисто-глинистые породы и известняки здесь испытали низкотемпературный метаморфизм, который для части толщ происходил при высоком давлении, с развитием ассоциаций, включающих голубой амфибол и лавсонит [Boiteau e.a., 1972]. Породы содержат обильные реликты исходных структур и минералов. Показательно, что среди метавулканитов Пурьяль многочисленны тела серпентинитов, местами содержащих блоки более высокотемпературных метаморфитов высокого давления [Cobiella e.a., 1977][1].

В Карибских хребтах формационным и метаморфическим аналогом серии Пурьяль являются группа Вилья-де-Кура и свита Тиара. Первая из них сложена метаморфизованными туфами и лавами основного состава с прослоями графитовых филлитов, хлоритовых сланцев и метафтанитов. В минеральные ассоциации пород здесь входят лавсонит и глаукофан. Свита Тиара, по мнению одних авторов, согласно надстраивает разрез группы Вилья-де-Кура, по мнению других - перекрывает последнюю с несогласием. В состав свиты входят вулканические конгломераты, основные лавы, туфы и фтаниты. K-Ar - датировка по породе из нижней части разреза равна 100±10 млн. лет (альб). Метаморфизм свиты слабый (хлорит-пумпеллиитовая зона); но все же, скорее, всего, определен возраст не исходной породы, а метаморфизма. Породы Вилья-де-Кура, следовательно, по-видимому, имеют раннемеловой или более

[1] После сдачи этой статьи в печать автор обнаружил в известняках, залегающих среди пород серии Пурьяль по р. Баракоа, остатки крупных фораминифер, определенных К. Диаз как *Pseudorbitoides* sp., *Sulcoperculina diazi*, *S. globosa*. Этот комплекс соответствует интервалу сантон-маастрихт; вероятнее всего, он сантон (?) - кампанский, домаастрихтский. Таким образом, возраст серии Пурьяль более молодой, чем это предполагалось раньше.

древний возраст. Если это так, они не могли первоначально стратиграфически перекрывать карибскую метаморфическую серию, как это предполагают некоторые авторы [Harvey, 1972].

Высокотемпературные фемические метаморфические комплексы низкого и умеренного давления в северном сегменте Карибско-Антильской дуги, как уже говорилось, можно разделить на два типа, отличающиеся по исходному формационному составу, химизму метабазитов и особенностям их структурных преобразований. К первому типу относятся комплекс, или серия, Мабухина, выступающая в обрамлении гор Эскамбрай на юге центральной Кубы, свита Гуира-де-Хауко гор Пурьяль, амфиболиты полосы Гуаймаро-Виктория-де-лас-Тунас и амфиболиты ксенолитов, найденных Г. Мильяном и автором в гранитоидах у г. Камагуэй, Вероятно, к этому же типу можно отнести свиту Вестфалия Голубых гор Ямайки [Lewis e.a., 1973]. Наиболее значительные выходы метабазитов второго (офиолитового) типа описаны в районе пос. Переа на севере центральной Кубы и в рядом расположенных районах провинции Вилья-Клара. Тектонические отторженцы сходных пород, заключенные в серпентиниты, известны близ городов Байя-Онда, Хибара и в других местах. Такое же структурное положение занимают амфиболиты комплекса Бермеха на о. Пуэрто-Рико [Lee e.a., 1974]. Возможно, к этому же типу принадлежат амфиболиты района Лома-Кабрера в Центральной Кордильере Гаити, где они находятся в тесной связи с породами норит-перидотитового комплекса [Kesler e.a., 1977].

Комплекс Мабухина, наиболее мощный и полно изученный комплекс первого типа, первоначально был сложен базитами с порфировой структурой, по-видимому как эффузивного, так и гипабиссального характера, в меньшей мере – афировыми базальтами и их туфами, пироксенитами и габбро-пироксенитами. Наиболее распространена критическая минеральная ассоциация роговой обманки, андезина или лабрадора и клинопироксена, что указывает на границу приблизительно средне- и высокотемпературной ступеней амфиболитовой фации низкого давления. Местами уровень метаморфизма снижается до эпидот-амфиболитовой фации. Синхронно с метаморфизмом происходила неравномерная, иногда сильная калишпатизация пород. Локально в основании данного комплекса и более широко в свите Гуира-де-Хауко наблюдаются гранатовые амфиболиты, формировавшиеся, вероятно, уже при умеренных давлениях. В амфиболитах развита проникающая сланцеватость, связанная с мелкими складками (хотя есть и массивные разности), иногда – минеральная линейность, выявляется наложенная складчатость разных порядков. Содержание K_2O даже в некалишпатизированных разностях амфиболитов Мабухина, как правило, не ниже 0,7%, TiO_2 – не выше 0,8%, Al_2O_3 – 12-16% (19 анализов). Это явно сближает их с породами известково-щелочной серии и отличает от океанических толеитов.

Важная особенность рассматриваемых комплексов – тесная пространственная ассоциация с интрудирующими их кварцевыми диоритами и гранодиоритами. Многие авторы на этом основании предполагали, что метаморфизм комплекса Мабухина имеет чисто контактовую природу. Но интенсивное развитие сланцеватости, независимость степени метаморфизма пород этого комплекса от степени близости конкретных тел гранитоидов и некоторые другие признаки свидетельствуют против такой трактовки. Однако большой массив гранитоидов Гуаймаро-Виктория-де-лас-Тунас, прорывающий породы мела, с юга сопровождается полосой метаморфических пород, степень метаморфизма которых в целом четко убывает по мере удаления от гранитоидов [Nagy, Radocz, 1973]. Помимо явных роговиков, здесь довольно широко развиты сланцеватые метаморфиты и среди последних – бластопорфировые, с обильными крупными реликтовыми вкрапленниками пироксена амфиболиты, очень похожие на соответствующие разности, широко распространенные в комплексе Мабухина. Однако в полосе Гуаймаро среди метабазитов присутствуют прослои биотитовых метапелитов, линзы мраморов и некоторых других пород, неизвестных в составе комплекса Мабухина. Поэтому стратиграфическое положение пород Гуаймаро и Мабухина, если они и принадлежат к единому комплексу, не может быть пол-

ностью идентичным. Однако сходство в характере важнейшего типа исходных пород несомненно. Это позволяет предполагать, что комплекс Мабухина – более низкие части того же разреза, куда входят и метаморфиты Гуаймаро. Если это так, исходные породы этого комплекса в своей верхней части должны иметь меловой возраст, а их метаморфизм – более сложную, чем это предполагалось нами ранее, контактово-региональную природу. Общее прогревание, вызвавшее метаморфизм нижней части вулканического комплекса, могло привести к формированию где-то в основании коры гранитоидов; последние при продвижении вверх сами вызывали метаморфизм на более высоких структурных уровнях. Значительная глубина и продолжающиеся деформации обусловили появление сланцеватости, в том числе и у части гранитоидов.

Максимальные значения K-Ar возраста амфиболитов Мабухина и Гуира-де-Хауко составляют 87 млн. лет, а гранитоидов Маникарагуа и Гуаймаро – 93 млн. лет [Сомин, Мильян, 1976]. Это значит, что изотопный возраст метабазитов омоложен и они сформировались самое позднее в туроне – ко времени образования крупного несогласия в эвгеосинклинальной зоне Кубы. Возраст их исходных пород может быть значительно древнее. Действительно, апт-альбские и подстилающие их довольно мощные толщи серии Тобас не могут быть временными коррелятами комплекса Мабухина, поскольку отличаются от него в формационном отношении. Следовательно, с учетом большой мощности (километры) данного комплекса возраст видимой нижней части его разреза, скорее всего, юрский, а возрастные рамки всего комплекса – юра – низы мела. В целом, по-видимому, комплекс Мабухина в большей своей части одновозрастен толщам Эскамбрая, среди которых также есть метабазиты. Автор, таким образом, склонен считать комплекс Мабухина и его аналоги нижней частью вулканогенно-осадочного юрско-мелового разреза эвгеосинклинальной зоны Кубы. Петрохимические данные также говорят в пользу этого вывода. Однако проблема структурной самостоятельности данного комплекса, несмотря на высказанные соображения, пока не может считаться окончательно решенной.

Метабазиты второго типа приурочены к офиолитовому поясу Кубы. Проявления метаморфизма в породах этого пояса отмечались рядом авторов [Meyerhoff, Hatten, 1968; Книппер, 1975; Сомин, Мильян, 1977], однако на его специфику не было обращено внимания. Преобразованию подверглись габбро, габбро-троктолиты и диабазы. Последние в ряде районов на севере провинции Вилья-Клара, например в районе пос. Харауэка, занимают вполне определенную структурную позицию. Толща диабазов слагает полосы шириной до 4 км. Она подстилается тектонизированными, рассланцованными серпентинитами, содержащими большое количество блоков в разной степени амфиболизированных диабазов, метагаббро и аподиабазовых амфиболитов. Положение этого меланжа ниже диабазов – явление структурного, а не стратиграфического характера. Полосой меланжа диабазы отделены от совершенно им чуждых разрезов миогеосинклинального типа. В то же время диабазы контактируют с вулканогенно-осадочными толщами серии Тобас, причем эти контакты, по нашим наблюдениям, обычно тектонические и, по-видимому, могут трактоваться как поверхности крупных первоначально субгоризонтальных разрывов. Достоверных литологических аналогов комплекса Мабухина среди контактирующих с диабазами толщ серии Тобас в исследованных нами районах обнаружено не было; нет здесь и признаков метаморфизма.

Среди диабазов различаются собственно диабазы, габбро-диабазы и микрогаббро. В полосе Игуара-Венегас-Переа к этим породам примешивается значительное количество среднезернистого габбро. Здесь наиболее хорошо виден характер преобразования этих пород в амфиболиты с бластоофитовой и бластогаббровой структурой. Амфиболизация развивается параллельно с неравномерно протекающей бластомилонитизацией; последняя происходит также очень неравномерно, как бы полосами, и в первую очередь охватывает мелкозернистые породы, что, очевидно, связано с их меньшей компетентностью. При этом наблюдаются все переходы от амфиболитизированных массивных габбро и диа-

базов к сланцеватым и даже полосчатым (метаморфическая дифференциация) амфиболитам, в которых развиты метаморфические андезин и зеленая роговая обманка. Гранат всегда отсутствует, что указывает на условия низкого давления. Почти во всех этих породах сохраняются обильные реликты исходных структур. Наиболее устойчивым оказывается магматический плагиоклаз, часто полностью сохраняющий свою форму, тогда как пироксен всегда в той или иной степени замещается роговой обманкой. Бластопорфировые структуры здесь встречаются очень редко. Невыдержанная, нечеткая, появляющаяся лишь в отдельных участках-полосах сланцеватость – другая особенность амфиболитов Переа; мелких складок, которые, казалось бы, должны ассоциировать с этой сланцеватостью, видеть не удается; минеральная линейность отсутствует. В целом возникает впечатление, что пликативная деформированность этих пород очень незначительна (мы не говорим о крупных более поздних складках, в которые диабазы собраны вместе с серией Тобас), тогда как разрывы играют здесь существенную роль. Следует отметить полное отсутствие калишпатизации амфиболитов.

В русле р. Хатибоникодель-Норте и восточнее видно, что дайки амфиболизированных диабазов пересекают метагаббро. При этом, судя по немногочисленным замерам, они имеют одинаковое простирание, так что, возможно, представляют собой корни "комплекса параллельных даек".

В районе г. Камагуэй диабазовый комплекс тектонически редуцирован, но более низкая габбро-перидотитовая часть разреза офиолитовой ассоциации сохранилась намного полнее, чем в остальных районах Кубы. Степень метаморфического преобразования офиолитов более низкая, чем в районе Переа, и соответствует условиям зеленосланцевой фации. Аподиабазовые и апогаббровые амфиболиты, включенные в серпентиниты у г. Байя-Онда, напротив, как и соответствующие породы комплекса Переа, метаморфизовались в условиях амфиболитовой фации и претерпели сильную текстурно-структурную переработку.

Судя по 12 анализам, метагаббро и метадиабазы Переа и Байя-Онда весьма близки океаническим толеитам и особенно толеитам трога Кайман [см. Perfit, 1977]. Содержание K_2O в них 0,1–0,3%, TiO_2 – более 1,2%, Al_2O_3 – 16–20%. Сходный состав характеризует слабо измененные диабазы, вскрытые глубокой скв. Вегас-1 под серией Тобас немного севернее залива Батабано, а также амфиболиты комплекса Бермеха в Пуэрто-Рико [Lee e.a., 1974]. Амфиболиты Лома-Кабрера тоже низкокалиевые, но содержание TiO_2 в них лишь 0,8% [Kesler e.a., 1977]; однако для этого случая имеется лишь один анализ.

Петрографический и химический состав резко отличают рассмотренную группу пород Кубы от серии Тобас. Амфиболизированные диабазы Переа, несомненно, входят в состав офиолитовой ассоциации и являются в изученных разрезах наиболее молодым ее членом. Можно, следовательно, считать, что комплекс диабазов Переа – самостоятельная формация, метаморфизм которой не связан с контактовым или метасоматическим преобразованием серии Тобас, как это считают некоторые авторы.

Более низкое, чем у названной серии, положение комплекса Переа в центральной и западной части Кубы уверенно определяется при геологическом картировании [Meyerhoff, Hatten, 1968; Книппер, 1975] и по только что упомянутым данным глубокого бурения. Некоторые исследователи диабазы офиолитовой ассоциации отрывают от ее габбро и ультрабазитов, считая последние интрузиями, внедрившимися в серию Тобас, т.е. более молодыми образованиями. Факты пересечения диабазами габбро свидетельствуют против такой точки зрения. Кроме этого, интрузивные контакты ультрабазитов с породами серии Тобас нигде достоверно на территории Кубы не установлены. Включения метаморфитов, содержащиеся в кубинских серпентинитах, не несут признаков контактового метаморфизма. Известно, далее, что серпентиниты офиолитового пояса в целом расположены на границе эв- и миогеосинклинальной зон Кубы и включают громадные блоки пород последней (Харауэка, Пласетас и др. [Книппер, 1975]). Однако эти блоки нигде не метаморфизованы,

а специфический низкобарический метаморфизм пород офиолитового комплекса показывает, что они не могли быть перемещены из нижних частей коры из-под разрезов миогеосинклинали. Транспортировка офиолитов, следовательно, была преимущественно латеральной.

Имеющиеся данные позволяют считать, что офиолиты структурно подстилают серию Тобас, но их контакт обычно осложнен разрывами. Первоначально офиолиты могли быть отделены от серии Тобас структурно-метаморфическим несогласием, связаны с ней в непрерывном разрезе через диабазовый комплекс либо, наконец, совмещены с этой серией чисто тектонически. Последовательность этих предположений соответствует уменьшающейся степени их вероятности.

Низкое содержание калия в офиолитах затрудняет применение K-Ar метода изотопного датирования. Пока единственная полученная для Кубы датировка (по амфиболиту Байя-Онда) соответствует кампану. Вместе с тем датирование амфиболитов Лома-Кабрера на Гаити дало 123 млн. лет; еще раньше по залегающим в тоналитах горнблендитам здесь было получено 127 млн. лет [Kesler e. a., 1977; Bowin, 1966]. Минимальный изотопный возраст амфиболитов комплекса Бермеха на Пуэрто-Рико, по данным С. Кеслера с соавторами, 126 млн. лет (валанжин). Поскольку в названном комплексе амфиболиты соседствуют с неметаморфизованными титон-валанжинскими радиоляритами [см. Meyerhoff, 1977], его возраст может быть даже допозднеюрским. По мнению П. Метсона [Mettson, 1973 и др.], комплекс Бермеха подстилает вулканогенно-осадочные толщи, хотя обломки его пород начинают встречаться в конгломератах начиная лишь с турона или сантона. Для Кубы имеются сведения о присутствии обломков серпентинизированных ультрабазитов в вулканогенно-осадочных породах сеномана [Brönnimann e.a., 1963]. Следует отметить, что в Центральной Кордильере Гаити, помимо упомянутых амфиболитов, формационная принадлежность остается не вполне ясной, существуют и фрагменты бесспорных офиолитовых комплексов (серпентинизированные дуниты, верлиты, лерцолиты и гарцбургиты [Bowin, 1966]), которые расположены именно среди наиболее древних свит острова Дуарте и Маймон. Офиолитовый комплекс, по-видимому, имеется и на Ямайке, причем он также расположен ниже вулканогенных существенно андезитовых толщ мела. Он вскрыт под ними скв. Санта-Курс и представлен амфиболитами, анортозитами и вулканогенными породами неизвестного возраста [Khudoley, Meyerhoff, 1971]. Все эти данные и позволяют предполагать, что офиолиты представляют собой основание вулканогенных толщ мела и претерпели метаморфизм до накопления последних. Этот вывод, однако, еще нельзя считать достаточно хорошо обоснованным.

В южном секторе Карибско-Антильской дуги достаточно полно сохранившаяся офиолитовая ассоциация известна лишь на п-ове Парагуана. Она обнажается южнее выходов юрских метатерригенных пород. Это с несомненностью указывает на аллохтонное положение офиолитов. Их разрез внизу сложен дунитами, гарцбургитами, лерцолитами и оливиновыми пироксенитами; затем следует пироксен-роговообманковое габбро и далее - долериты и базальты. K-Ar возраст долеритов 129±14 млн. лет [Santamaria, Schubert, 1974]. Очень низкое содержание калия роднит долериты Парагуаны с долеритами островов Лос-Монхес и диабазами Переа Кубы. В только что цитированной работе приведена датировка возраста долеритов Лос-Монхес K-Ar методом, равная 116±13 млн. лет (баррем). Помимо долеритов, на островах Лос-Монхес развиты также базальты и габбро, и все они превращены в ортоамфиболиты, характеризующиеся слабо развитой сланцеватостью и обилием минеральных и структурных реликтов магматической стадии. Как можно видеть, офиолиты разных частей рассматриваемой области близки по особенностям своего метаморфизма. Последний очень похож на метаморфизм пород океанского дна [см. Bonatti e.a., 1975].

Метаморфические породы и гранитоиды обнажаются также на островах Лос-Рокас, Орчила, Бланкилья и Лос-Эрманос. По данным Ф. Сантамария и

К. Шуберта, это либо крупные массивы трондьемитов–тоналитов, содержащих ксенолиты гнейсовидных амфиболитов (о. Бланкилья), либо роговообманковые гнейсы, слюдисто–эпидотовые сланцы, гранатовые амфиболиты, прорванные гранодиоритами, пегматитами и аплитами (острова Орчила и Лос–Эрманос). В разрезе о. Орчила упоминаются также филлиты и хлоритовые сланцы. На о. Гран–Роке выступают метаспессартиты и метадиабазы с K-Ar возрастом 130±14 и 127±15 млн. лет, что соответствует раннему неокому. К сожалению, имеющиеся описания слишком кратки, а используемая петрографическая терминология недостаточно пояснена для того, чтобы уверенно судить о принадлежности упомянутых метаморфических пород к тому или иному типу комплексов.

Фемические метаморфиты третьей группы будут рассмотрены здесь очень кратко, потому что многие сведения о них уже были опубликованы [Сомин и др., 1975; Сомин, Мильян, 1974, 1977; Millán, Somin, 1976]. В эту группу входят главным образом среднетемпературные (эпидот–амфиболитовая фация) метаморфические породы высокого давления, в составе которых в переменных количествах обычно присутствуют равновесные сине–зеленая роговая обманка, кислый плагиоклаз, кварц, гранат, белая слюда, клиноцоизит–эпидот; белая слюда – фенгит, изредка парагонит. Некоторые из названных минералов могут отсутствовать; наблюдаются ассоциации роговой обманки с гранатом и клиноцоизитом, ассоциации без граната и др. Подчиненное значение имеют породы, в которые входят голубой амфибол, гранат, кварц и белая слюда. На следующем месте по распространенности стоят эклогиты, первичные минеральные ассоциации которых обычно в той или иной степени замещены ассоциациями пород первого типа.

Районом, где имеются наиболее значительные выходы названных пород, являются горы Кристаль. Здесь, а также в западной части гор Пурьяль и у пос. Ранчо–Велоз видно, что с названными метаморфитами тесно ассоциируют метаморфизованные кремнистые сланцы (метасилициты), в состав которых, помимо преобладающего кварца, обычно входят белая слюда, гранат, амфибол, а иногда в значительных количествах – графит. Реликты исходных минералов или структур в этих породах отсутствуют, поэтому однозначно определить их происхождение непросто. Скорее всего, существенно роговообманковые породы представляли собой туфы, в которых могла присутствовать примесь глинистого материала. В пользу этого предположения, помимо минерального состава пород (часто обилие слюды), говорит тот факт, что полиминеральные сланцы или гранатовые альбитовые амфиболиты точно того же состава известны среди метатерригенных толщ Эскамбрая, где они составляют пласты, мощность которых иногда не более нескольких дециметров.

Свита Яябо в Эскамбрае – другой большой выход пород данной группы. В своем стратотипическом разрезе по одноименной реке эта свита не содержит прослоев карбонатных или чисто метатерригенных пород. Большое сходство с метаморфитами гор Кристаль подчеркивается тем, что и тут и там слюдисто–гранат–роговообманковые сланцы секутся пегматоидными жилами кварц–альбит–мусковитового состава. Однако тектоническая позиция свиты Яябо и названных (как и остальных) выходов рассматриваемых метаморфитов различна. Свита Яябо является частью массива Эскамбрай, тогда как остальные выходы фемических метаморфитов высокого давления – это тектонические включения в серпентинитовом меланже. Поэтому к последним примешиваются, хотя и в небольшом количестве, включения пород иных комплексов. Включениями в серпентинитах являются эклогиты, апоэклогитовые диафториты, гранат–клиноцоизит–роговообманковые массивные породы, роговообманковые плагиомикрогнейсы и слюдисто–глаукофановые сланцы в горах Гуанигуанико, лавсонит–глаукофановые, глаукофан–клиноцоизит–альбитовые, кварц–стильпномелановые и другие низкотемпературные породы высокого давления, известные к югу и юго–востоку от Санта–Клары [Millán, Somin, 1976]. Среднетемпературные фемические метаморфиты, встречающиеся на северо–восточном побережье Гаити и упомянутые нами ранее, также включены в серпентиниты. Последние

на Кубе, как говорилось, являются неотъемлемой частью стратифицированных офиолитовых комплексов, структурно подстилающих вулканогенно-осадочные разрезы мела и характеризующихся иным типом метаморфизма. В этой ситуации метаморфиты высокого давления не могут, вне зависимости от того, насколько они древние, также представлять собой фундамент этих разрезов. Поэтому автор не согласен с мнением Г. Мильяна [см. Millán, Somin, 1976] о том, что рассматриваемые образования составляют часть фундамента кубинской меловой эвгеосинклинали (если под выполнением последней понимать известную нам серию Тобас и связанные с ней образования). Это, несомненно, транспортированные издалека породы, результат прежде всего значительных латеральных перемещений разнородных комплексов.

Большое формационное сходство со свитой Яабо, исходные породы которой, судя по всему, имеют средне-позднеюрский или даже более древний, по-видимому, дотитонский возраст, делает весьма вероятным юрский возраст рассматриваемых метаморфитов, особенно их среднетемпературных разностей, обнажающихся в горах Кристаль, Пурьяль и у Ранчо-Велоз. Интересно, что датировки абсолютного возраста пород этой группы более высокие, чем у остальных фемических метаморфитов Кубы и достигают 128 млн. лет (валанжин) для глаукофановых сланцев и 115 млн. лет (баррем) – для апоэклогитовых диафторитов Пинар-дель-Рио [Сомин, Мильян, 1977]. Мусковит из пегматоидных жил гор Кристаль раньше был датирован в 119±10 млн. лет [Khudoley, Meyerhoff, 1971]; М.М. Аракелянц по слюде из такой же жилы получила более низкую датировку – 96±5 млн. лет. Эти данные показывают, что рассматриваемые метаморфические породы уже существовали в раннемеловое время.

За исключением еще не подтвержденных сведений о присутствии эклогитов с пермским изотопным возрастом в меланже гор Росарио на Кубе, недавно сообщенных А. Мейерхофом [Meyerhoff, 1977], в нашем распоряжении нет данных, которые указывали бы на домезозойский возраст фемических метаморфических комплексов Карибско-Антильской дуги. Результаты изотопного датирования и геологические наблюдения позволяют отнести их к мезозойским образованиям. Исходные породы метаморфитов частично имеют меловой, в том числе и позднемеловой возраст, но преобладающая часть этих пород должна относиться по меньшей мере к верхней юре – неокому.

Самые высокие датировки изотопного возраста рассматриваемых пород одинаковы на юге и севере Карибско-Антильской дуги и отвечают раннему неокому. Интересно, что они приблизительно одинаковы для метаморфитов как низкого, так и высокого давления.

Из сказанного следует, что сиалические и фемические метаморфические комплексы дуги в значительной мере одновозрастны. Поэтому сонахождение их в единых структурах должно трактоваться как результат тектонического сближения и перекрытия.

Меловые вулканогенные серии Больших и Подветренных Малых Антилл, в своей верхней части похожие на островодужные образования, нигде, насколько это можно видеть, не залегают стратиграфически на породах сиалического фундамента. Как особенно хорошо видно на Кубе, вниз по разрезу они сменяются или подстилаются фемическими метаморфическими комплексами низкого и низкого-умеренного давления. Субстратом для последних служили, с одной стороны, породы офиолитовой ассоциации, с другой – сложные по составу комплексы с обилием порфиритов основного состава. Офиолиты испытали весьма специфический метаморфизм, который более всего похож на метаморфизм пород океанского дна, что может быть дополнительным свидетельством в пользу океанического характера самих офиолитов. Комплексы второго типа отличаются от океанических формаций, известных по драгировкам и бурению в срединно-океанических хребтах, по химическому составу, обилию пород с порфировой структурой, вероятной значительной роли пирокластических пород, отсутствию явной связи с ультрабазитами. Метаморфизм этих комплексов близок к региональному метаморфизму складчатых поясов континентов и, по-ви-

димому, происходил при значительном вкладе в тепловой поток со стороны интрузивных гранитоидов.

Фемические метаморфические комплексы высокого давления частью образовались за счет меловых толщ (средняя часть мела), но в большей мере – за счет более древних, не моложе неокома, туфогенно-кремнистых серий. Эта последняя группа высокобарических метаморфитов не обнаруживает непосредственной структурной связи с меловыми вулканогенными толщами и имеет признаки значительной тектонической транспортировки.

Большое сходство этих метаморфитов со свитой Яябо Эскамбрая позволяет предполагать, что они представляют собой тектонические отторженцы верхних структурных горизонтов этого района, захваченные при прохождении над последним мощных аллохтонных эвгеосинклинальных масс. Такое же происхождение могут иметь типичные метатерригенные эскамбрайские сланцы, известные на севере Центральной Кубы в районе Лома-син-Номбре.

ВЗАИМООТНОШЕНИЯ СИАЛИЧЕСКИХ И ФЕМИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ

На рис. 1 показано, что разные по составу, степени и режиму метаморфизма, ассоциирующие с разными интрузивными породами комплексы Кубы неоднократно сменяют друг друга при пересечении острова вкрест его простирания. На западной Кубе вулканогенно-осадочные породы серии Тобас, смешанные с *серпентинитами и амфиболитами низкого давления (зона Байя-Онда)*, к югу сменяются неметаморфизованными миогеосинклинальными толщами системы Гуанигуанико, в меланжевых серпентинитовых чешуях которой встречаются фемические метаморфиты высоких давлений. Краевой частью системы является пояс Кангре с его зеленосланцево-глаукофансланцевым метаморфизмом. Южнее разлома Пинар расположена эвгеосинклинальная зона Сан-Диего-де-лос-Баньос (западное продолжение зоны Саса), в разрезе которой вплоть до среднего (?) эоцена нет никаких признаков, которые бы указывали на близость миогеосинклинального комплекса Гуанигуанико [Millán, Somin, 1976]; в состав *этой зоны входил блок древних сиалических гнейсов Гуаябо. Еще южнее, за* заливом Батабано, выступают сиалические метаморфические толщи о. Пинос, которые на северо-западе острова по разрывам контактируют с неметаморфизованными вулканогенными толщами мела.

На меридиане г. Санта-Клары, или в секторе Лас-Вильяс, при движении с севера на юг появляются: 1 – миогеосинклинальный комплекс с разными фациями в северной и южной частях (собственно миогеосинклинальными на *севере и лептогеосинклинальными на юге*); 2 – *офиолиты с метаморфизмом низкого давления*, тектонически перемешанные с комплексами 1 и 3; 3 – тектонизированные серпентиниты с включениями преимущественно фемических метаморфитов высокого давления; 4 – вулканогенная серия Тобас с локальным метаморфизмом зеленосланцевой фации; 5 – амфиболитовый комплекс Мабухина низкого давления; 6 – комплекс гор Эскамбрай высокого давления; 7 – амфиболитовый комплекс Мабухина. Однако реальная картина сложнее этой схемы. *Так, распадается на три "зоны"*, или чешуи, полоса серпентинитового меланжа 3 [Книппер, 1975]. На границе единиц 1 и 2 севернее Санта-Клары присутствуют блоки метатерригенных пород, по составу и K-Ar возрасту таких же, как эскамбрайские. Они совмещены с неметаморфизованными известняками титона [Сомин, Мильян, 1976]. На северо-западном продолжении офиолитового пояса у пос. Ранчо-Велос среди серпентинитов известны блоки амфиболитов высокого давления типа Яябо.

На восточной Кубе южнее миогеосинклинального разреза мела, известного в районе г. Хибара, выступают серпентиниты и вулканогенные толщи. В *серпентинитах находятся блоки амфиболитов низкого давления, но местами попа*даются и включения эклогитов. В горах Кристаль и Баракоа серпентиниты, включающие громадные блоки габбро, перекрывают меловые вулканиты в виде гигантского тектонического покрова [Книппер, 1975]. При этом серпентини-

ты гор Кристаль переполнены блоками амфиболитов и метасилицитов типа Яабо, т.е. среднетемпературных пород высокого давления. Южнее, в горах Пурьяль, с запада на восток друг друга сменяют следующие комплексы пород: 1 – метавулканогенная серия Пурьяль с зеленосланцево-глаукофансланцевым метаморфизмом; 2 – высокотемпературные амфиболиты низкого – умеренного давления Гуира-де-Хауко; 3 – низкотемпературные карбонатные и метатерригенные породы комплекса Асунсьон с неизвестными условиями давления. Контакты между всеми этими комплексами отчетливо тектонические, маркирующиеся линзами серпентинитов. Выход серпентинитов, трактуемый как клиппен [Cobiella e.a., 1977], известен в районе Сьерра-дель-Конвенто в юго-западной части гор Пурьяль. Здесь известны включения метаморфитов, во многом сходных с включениями в серпентинитах гор Кристаль.

Взаимоотношения фемических комплексов с миогеосинклинальными толщами северной части Кубы были проанализированы в ряде работ [Wassal, 1956; Meyerhoff, Hatten, 1968; Pardo, 1975; Книппер, 1975]. В них показано, что офиолиты и лежащие выше вулканогенные толщи мела были надвинуты на миогеосинклинальные разрезы, а затем смяты вместе с ними и разбиты многочисленными разломами. Судя по всему, в надвигание были вовлечены и части миогеосинклинального комплекса, которые были сорваны со своего основания и как бы закатаны в серпентинитовую оболочку. Сложная складчато-надвиговая структура северной части Кубы подтверждается глубоким бурением. Благодаря ему установлено, что в строении надвиговых пластин участвуют не только офиолиты и вулканогенные пород домаастрихтского возраста, но и отложения маастрихта-раннего-среднего палеоцена. Отложения верхнего эоцена образуют неоавтохтон.

Становление серпентинитового покрова Кристаль-Баракоа также произошло в эоцене, а не в предмаастрихтское время, как предполагалось раньше [Iturralde-Vinent, 1977]. Все границы этого покрова эрозионные, поэтому его корни должны были находиться где-то за пределами гор Кристаль-Баракоа.

Надвигание фемических комплексов центральной Кубы в северном направлении признают сейчас почти все исследователи. При этом считается, что массивы Эскамбрая и Пиноса располагались либо в пределах области накопления вулканогенных толщ, т.е. были их фундаментом [Furrazola-Bermudez e.a., 1964; Pardo, 1975; и др.], либо еще южнее, а затем были шарьированы поверх этих толщ [Книппер, 1975; Шапошникова, 1974; Millán, Somin, 1976]. Однако справедливость этих двух точек зрения на тектоническую позицию Эскамбрая и Пиноса вызывает глубокие сомнения.

Выше было показано, что комплекс Эскамбрая и прилегающие к нему фемические комплексы (Мабухина, нижняя часть серии Тобас), по-видимому, в значительной степени одновозрастны. Отсюда следует, что последние не могут залегать стратиграфически на толщах Эскамбрая. Этот вывод, основанный в общем-то на косвенных данных и экстраполяциях, хорошо подтверждается при полевых наблюдениях, которые показывают, что контакты между эскамбрайским и окружающими его дотретичными комплексами зоны Саса исключительно тектонические. Действительно, купольные мегаструктуры Эскамбрая, сложенные низко- и среднетемпературными породами высокого давления и абсолютно лишенные выходов гранитоидов, со всех сторон окаймлены породами комплекса Мабухина – высокотемпературными амфиболитами низкого давления, насыщенными крупными телами гранитоидов позднемелового возраста; последние местами вплотную подходят к толщам Эскамбрая, но нигде не проникают в них. При этом амфиболиты Мабухина приурочены к отрицательным элементам кайнозойской структуры, в которых сохранились третичные отложения (см. рис. 4).

Анализируя все эти данные, автор пришел к выводу, что толщи Эскамбрая составляют тектоническое окно в аллохтоне, сложенном амфиболитами Мабухина и серией Тобас [см. Сомин, Мильян, 1974, 1976; Сомин, 1977].

К приведенным ранее аргументам геофизического, структурного и петрологического характера можно добавить следующие.

1. В пределах Эскамбрая нет изверженных пород, которые могли бы рассматриваться в качестве подводящих каналов серии Тобас. Такая же картина наблюдается на о. Пинос.

2. В краевой части купола Тринидад Г. Мильяном и автором описаны грабены, в которых из-под трансгрессивного покрова отложений палеогена выступают одновременно неизмененные туфы и лавы серии Тобас и типичные амфиболиты Мабухина. *В такой ситуации дотретичные породы могут рассматриваться* лишь в качестве останца тектонического покрова, сохранившегося в грабенах.

3. Данные сейсморазведки [Щербакова и др., 1977] показывают, что земная кора под Эскамбраем характеризуется необычно мощным для Кубы (18,5 км) "гранитным" слоем, в состав которого входят и сами эскамбрайские толщи. Если бы под ним находились комплексы зоны Саса, то в связи с купольным характером структур мы бы видели здесь резкий подъем поверхности "базальтового" слоя.

4. По данным Е.А. Финько [1974], центральные части куполов Эскамбрая уже с миоцена испытывали устойчивые восходящие движения. Это, по-видимому, также говорит о существовании под этим районом достаточно глубоких сиалических "корней".

В горах Пурьяль различные дотретичные комплексы пород расположены в том же порядке, как и на юге центральной Кубы. Это как бы "ломоть", вырезанный в северной части антиклинория Тринидад. Различие в степени метаморфизма между амфиболитами Гуира-де-Хауко, с одной стороны, и карбонатно-*терригенным комплексом Асунсьон и метавулканитами серии Пурьяль – с* другой, здесь громадное. Поэтому, хотя в горах Пурьяль мы видим лишь фрагмент более крупной структуры, достаточно ясно, что она возникла в результате такого же тектонического совмещения сиалического и фемических комплексов, как и то, которое фиксируется на юге Центральной Кубы. Следовательно, район Асунсьон – часть такого же тектонического окна, как и Эскамбрай.

Из признания того факта, что комплексы Эскамбрая и Асунсьона представляют собой тектонические окна в аллохтоне фемических комплексов, следует вывод о том, что и во всей разделяющей эти структуры южной полосе Кубы данные комплексы в большей своей части или полностью аллохтонны. Данные по геологии Пиноса также определенно свидетельствуют о тектоническом сближении его сиалических кристаллических сланцев и меловых вулканогенных толщ. Что касается фемических комплексов зоны Байя-Онда, то, по данным Ч. Хаттена [1957 г.], подтвержденным детальными исследованиями А. Пщулковского [Pszczolkowski, 1976b], они образуют тектоническую пластину, надвинутую на миогеосинклинальные разрезы гор Росарио. Плоскость надвига наклонена к северу.

Таким образом, везде на Кубе контакты фемических, с одной стороны, и в разной степени метаморфизованных и неметаморфизованных мио- и субмиогеосинклинальных комплексов – с другой, тектонические и, как правило, наблюдается надвигание первых из них на вторые. Исключение составляет маленький участок границы зон Гуанигуанико и Байя-Онда, где соотношения обратные [Pszczolkowski, 1976b]. Правда, К. Пиотровская [Piotrowska, 1976b] считает, что вся зона Гуанигуанико надвинута на зону Саса, но ее мнение встречает серьезные возражения. На наш взгляд, имеется достаточно оснований для предположения, что в секторе Санта-Клара фемические комплексы являются бескорневыми. Об этом свидетельствует вся геологическая обстановка этого района и в частности присутствие сланцев эскамбрайского типа у северной границы распространения фемических комплексов, севернее Санта-Клары.

Структурные соотношения подобного типа могли возникнуть в результате *одного из двух процессов: 1) при "выжимании" пород эвгеосинклинальной зо*ны вместе с их фемическим основанием из прогиба, располагавшегося между зонами миогеосинклинального типа (т.е. между массивами Пиноса, Эскамбрая и Асунсьона, с одной стороны, и миогеосинклинальной зоной северной Кубы – с другой), при поддвигании последних, 2) при надвигании всех фемичес-

ких комплексов с юга (или, что то же самое по конечному результату, при поддвигании с севера миогеосинклинальных толщ вместе с их основанием).

Подобная дилемма обычна для многих складчатых областей, в пределах которых известны узкие сильно деформированные полосы эвгеосинклинальных и офиолитовых комплексов (Малый Кавказ, Южный Урал, Южный Тянь-Шань и др.), и нигде она не решается со всей определенностью. Не являются исключением в этом отношении и области Карибско-Антильской дуги, в том числе и Куба, и Венесуэла, хотя, по-видимому, в этих двух районах могут быть найдены решающие аргументы в пользу одной из упомянутых трактовок.

Говоря о Кубе, следует, учитывая наши выводы о возрасте и составе ее метаморфических толщ, подчеркнуть одно важное положение: области Гуанигуанико, Пиноса, Эскамбрая и Асунсьона в юре и, вероятно, на протяжении значительной части мела представляли собой единую, хотя и сложно построенную зону мио- субмиогеосинклинального типа. Их объединяет присутствие терригенных толщ типа Сан-Каетано и специфических карбонатных пород верхней юры. Следовательно, разобщенность этих областей в современной структуре, нахождение между ними комплексов зоны Саса, очевидно, явление вторичное, связанное со значительными латеральными перемещениями комплексов.

Проблема, таким образом, несколько упрощается и сводится к выяснению соотношений между миогеосинклинальными разрезами Пинар-дель-Рио и севера центральной Кубы (сектор Лас-Вильяс). Полностью рассмотреть этот важный вопрос в данной статье не представляется возможным. Следует лишь отметить, что между упомянутыми зонами имеются черты как различия, так и сходства. Отличие заключается прежде всего в отсутствии в разрезах Гуанигуанико перерыва, который соответствовал бы крупнейшему несогласию, отмечающемуся в основании мела-верхней части юры в зоне Пласетас сектора Лас-Вильяс, и в присутствии в Гуанигуанико мощных терригенных и карбонатных толщ юры. Сходство же состоит в преимущественно пелагическом известково-кремнистом маломошном характере разрезов большей части сравниваемых зон от нижнего мела до сеномана или турона.

Очень интересные сведения принесло бурение у пос. Ла-Эсперанса на северном побережье Пинар-дель-Рио. По сообщению Е.А. Клещева, под аллохтонной пластиной кремнисто-карбонатных пород средней части мела здесь вскрыты карбонатно-обломочный маастрихт и известняки, ангидриты, доломиты и кварцевые песчаники верхней юры. Карбонатно-эвапоритовый характер верхнеюрских отложений позволяет рассматривать район Ла-Эсперанса в качестве продолжения к западу северных частей миогеосинклинали центральной Кубы - зон Камахуани и Ремедиос. Нам кажется показательным и то обстоятельство, что ни в зонах Камахуани и Пласетас, ни в северных разрезах зоны Гуанигуанико нет юрских-нижнемеловых толщ, которые содержали бы примесь вулканогенного материала. Такой материал появляется лишь южнее, в юрских метаморфических толщах пояса Кангре, Эскамбрая и др.

Все это позволяет считать, что зона Пласетас, или "зона краевого поднятия", к западу замещается разрезами, известными в горах Органос и в южных и центральных частях гор Росарио. Таким образом, в северном Пинар-дель-Рио намечается та же последовательность формационных зон миогеосинклинали, что и в центральной Кубе. Поэтому нам кажется очень спорной гипотеза К. Пиотровской [Piotrowska, 1976] о первоначальном положении зоны Гуанигуанико южнее зоны Саса и ее последующем надвигании на последнюю. Главным аргументом в пользу предполагаемого надвигания служит наличие в юго-западной части зоны Гуанигуанико выходов основных изверженных пород и отложений палеогена, которые интерпретируются в качестве тектонических окон зоны Ла-Эсперанса. Последняя же рассматривается в качестве аналога зоны Саса. Однако, как уже говорилось, дотретичный разрез у г. Ла-Эсперанса имеет миогеосинклинальный характер. Что касается упомянутых базитов и отложений палеогена (свита Капдевила и др.), действительно сходных с таковыми зоны Саса, то они, возможно, представляют собой останцы верхних тек-

тонических покровов, надвинутых с юга вместе с другими толщами эвгеосинклинальной зоны[1].

Это предположение сильно подкрепляется результатами глубокого бурения в районе "антиклинали" Гавана – Матансас, которое показало, что миогеосинклинальные толщи, аналогичные таковым Гуанигуанико, здесь везде тектонически перекрыты комплексами зоны Саса. Мощность последних нарастает к югу, из чего следует, что надвигание происходило в северном направлении.

Следует обратить внимание на определенное сходство структуры гор Органос и Эскамбрая. В их внешних частях развиты более древние и более метаморфизованные отложения, чем во внутренних, центральных зонах. Это в основном терригенные и метатерригенные толщи Сан-Каетано, к которым в Эскамбрае присоединяется свита Яябо. Данные толщи в горах Эскамбрая, как известно, образуют внешнее замкнутое кольцо и представляют собой единое структурное образование, скорее всего – одну тектоническую пластину. В горах Органос упомянутые толщи также имеют аллохтонное залегание и расположены выше верхнеюрских известняков; хотя их выходы составляют два параллельных пояса, есть основания считать их частями первоначально единого покрова [Piotrowska, 1975]. Метаморфические породы пояса Кангре, по данным К. Пиотровской, в структуре гор Органос образуют самый верхний покров. Интересно то, что эти породы выходят не только на юго-восточной окраине названных гор, но и, как показало бурение у г. Гуане, обрамляют их с юго-запада. Тем самым намечается структура периклинального типа, что делает сходство с Эскамбраем еще более значительным. Это сходство, возможно, свидетельствует об одинаковой или близкой тектонической природе Гуанигуанико и Эскамбрая. Можно думать, что в обоих районах сначала образовались покровы комплексов мио- субмиогеосинклинального характера, а затем поверх них легли тектонические пластины фемических комплексов. В Эскамбрае последние полностью перекрыли миогеосинклинальные толщи; имела ли место подобная ситуация в Гуанигуанико, остается неясным; вероятнее, что зона Гуанигуанико – полуокно.

Автор, таким образом, склоняется к принятию второго варианта трактовки происхождения главных покровных структур Кубы. Однако до получения новых данных первый вариант также остается как менее реальная альтернатива[2]. В его пользу могли бы свидетельствовать данные о расположении на юге источника терригенного сиалического материала свиты Сан-Каетано. Однако таких данных пока нет, хотя некоторые авторы придерживаются именно этой точки зрения; источник сноса мог находиться ближе к той стороне Кубы, которая сейчас обращена к Мексиканскому заливу и Юкатану.

Время окончательного становления надвигов в северной части Кубы (сектор Лас-Вильяс) уверенно определяется как постпалеоценовое-допозднеэоценовое, так как надвинутые массы местами подстилаются отложениями палеоцена и, кроме того, в этой части Кубы, по данным А.Л. Книппера [1975], широко развиты олистостромы нижнего – среднего эоцена. Верхний эоцен перекрывает их трансгрессивно и несогласно. Такие же факты свидетельствуют об эоценовом возрасте надвигов в пределах зон Гуанигуанико и Байя-Онда. Имеются признаки надвигания в эоценовое время и в южной части Кубы. Так, непосредственно к северу от гор Санкти-Спиритус развита мощная тектонизированная олистостромовая толща нижне-среднеэоценового (?) возраста. Этот факт, а также структурные и геофизические данные позволяют допускать, что эта

---

[1] Не исключено, что в некоторых случаях в связи с длительностью шарьяжеобразования эти останцы оказались ниже частных покровов миогеосинклинали.

[2] Этот вариант должен включать предположение о том, что комплексы зоны Гуанигуанико при продвижении к северу полностью перекрыли не только эвгеосинклинальные разрезы, но и разрезы типа зон Пласетас и Камахуани, достигнув квазиплатформенной зоны Ремедиос.

часть Эскамбрая совместно с частью комплексов зоны Саса испытала некоторое надвигание в северном направлении.

Однако на восточной Кубе тектонический покров серпентинитов Кристаль-Баракоа перекрывает не только отложения маастрихта, но и значительно сильнее деформированные круто залегающие комплексы гор Пурьяль, часть из которых, как уже говорилось выше, явно аллохтонна. Отсюда, так же как и из данных по южной части центральной Кубы, следует, что надвигообразование на Кубе происходило не в один этап и могло иметь разный характер. Одно из первых его проявлений относилось к допозднемаастрихтскому времени, когда и произошло надвигание фемических комплексов на сиалические, мио- и субмиогеосинклинальные. В процесс надвигания-поддвигания были вовлечены очень мощные комплексы пород, поэтому в верхних частях коры произошла пертурбация *P-T* условий. Олистостромовые толщи на этом этапе, по-видимому, не формировались. К позднему маастрихту алло- и автохтонные массы были деформированы и начали размываться. В эоцене был новый этап горизонтальных движений, но он сказался (или отразился в поверхностной структуре) главным образом в северной части острова, где ранее деформированные комплексы были расчленены на новые более тонкие пластины и подвинуты еще дальше на север. При этом в аллохтоне оказались уже и маастрихт-среднеэоценовые толщи.

Предположение о том, что фемические комплексы Кубы первоначально находились, по крайней мере частично, южнее острова, в известной мере подкрепляется данными по о. Гаити: здесь породы эскамбрайского типа, известные на о. Тортуга, в полосе Самана - Пуэрто-Плата и в Плейн-дю-Норт, расположены севернее фемических комплексов Центральной Кордильеры. В пределах последней отмечаются признаки движения масс к северу или северо-востоку: блок, сложенный доальбскими метаморфитами свит Дуарте и Маймон и офиолитами, надвинут на неметаморфизованные отложения верхнего мела. В пределах этого блока фемические метаморфиты Дуарте полосой офиолитов отделены от более лейкократовой свиты Маймон. Вместе с тем чрезвычайно интересен факт присутствия сиалических кристаллических сланцев на южном полуострове Гаити. Если эти сланцы являются представителями комплекса типа Эскамбрая - Пиноса, то появляются основания для гипотезы о том, что Центральная Кордильера представляет собой гигантскую синформу сложного строения, сложенную аллохтонными офиолитами, фемическими метаморфитами и вулканогенно-осадочными толщами мела. Альтернативное решение предполагает отнесение слюдяных кристаллических сланцев Леоган-Плейн и Плейн-дю-Норт к древнему фундаменту островной дуги, являющемуся продолжением структуры Никарагуа.

Направленный к северу надвиг верхнеюрских кремней (покров Бермеха) установлен и на о. Пуэрто-Рико [Mattson, 1973]. Его возраст определяется П. Мэтсоном как докампанский. Последнее обстоятельство очень важно - оно подтверждает наше предположение о значительной роли в формировании надвиговой структуры Больших Антилл движений дотретичного возраста.

Некоторые авторы [Tomblin, 1975] предполагают, что юрские вулканические толщи о. Дезирад вместе с прорывающими их тоналитами были оторваны от Виргинских островов и перемещены к юго-востоку.

На Ямайке метаморфические породы низкого и высокого давления, т.е. комплексы Вестфалия и Маунт-Хиберниа, разделены разрывом, к которому приурочены серпентиниты; последние встречаются и непосредственно среди сланцев Маунт-Хиберниа. Очевидно, эти два комплекса тектонически сближены. Настоящие сиалические комплексы в пределах Ямайки неизвестны. Судя по результатам бурения у южного побережья Ямайки (скв. Санта-Крус), под меловыми вулканитами лежат, как уже говорилось, амфиболиты и анортозиты. Это позволяет предполагать, что Ямайка либо сформировалась над рифтовой зоной, в которой обнажились породы офиолитовой ассоциации, либо меловые вулканогенные породы и подстилающие их мафиты и ультрамафиты надвинуты на сиалическую кору поднятия Никарагуа.

Обращаясь к южному сегменту Карибско-Антильской дуги, мы видим, что в континентальной части Венесуэлы, в ее Карибских хребтах, фемические метаморфические комплексы (группа Вилья-де-Кура и ее аналоги) залегают точно в такой же позиции, как и фемические комплексы центральной и западной Кубы – между неметаморфизованными миогеосинклинальными комплексами во внешней части складчатой системы и мезозойскими существенно сиалическими метаморфитами в ее внутренней, приближенной к Карибскому морю полосе. В работах А. Менендеса, А. Беллиццца и других венесуэльских геологов аргументируется аллохтонность фемических комплексов Карибских хребтов, которые должны были быть перемещены с севера. Предполагается, что "корни" этих комплексов должны были находиться севернее Берегового хребта. Такое же современное структурное положение имеют офиолиты п-ова Парагуана: они выступают южнее, чем верхнеюрские метаосадочные породы.

Аруба, Кюрасао, Бонайре и другие острова Подветренных Антилл с развитыми на них вулканогенно-осадочными сериями мела занимают положение, аналогичное тому, какое первоначально могли иметь подобные серии в районе Кубы. Однако уместен вопрос о том, насколько автохтонны комплексы этих островов. Он возникает в связи с присутствием принесенных с севера обломков метаморфитов в разрезах датского яруса на Кюрасао [Beets, 1975]. Д. Бетс утверждает, что метаморфические породы имеют сиалический состав, хотя упоминает среди них лишь рассланцованные диориты, которые могут входить в состав и амфиболитового комплекса. Если же согласиться с мнением этого автора, то можно предположить, что источник сноса представлял собой тектоническое окно, сложенное породами типа группы Каракас в тылу продвинувшегося на юг вулканогенного аллохтона. Такую же гипотезу можно высказать в отношении метаморфических толщ о. Орчила, если параллелизовать их, вслед за некоторыми авторами, с группой Каракас Берегового хребта.

Время становления аллохтона Вилья-де-Кура определяется как маастрихт-палеоценовое [Bell, 1974; и др.]. Однако начаться латеральные движения в северной части Венесуэлы могли значительно раньше – в сеноне и даже в раннемеловое время. На это указывает существование соответствующих несогласий и эпох метаморфизма.

ВЫВОДЫ

1. Можно считать установленным, что мезозойские метаморфические комплексы имеют столь же широкое распространение на севере Карибско-Антильской дуги, как и в ее южном сегменте. Они разделяются на сходные формационные и барические типы. Совпадает или является близким и время метаморфизма. Фемические комплексы Кубы и Карибских хребтов занимают одинаковое структурное положение и представляют собой в значительной своей части или полностью аллохтонные массы, надвинутые в сторону платформ. Признаки такого надвигания несет и часть сиалических комплексов.

Наибольшим разнообразием типов и режимов молодого метаморфизма характеризуется Куба. В этом отношении с ней могут сравниться лишь Альпы и Японские острова. По наглядности, эффектности проявления зонального метаморфизма разных барических типов в одновозрастных толщах и, что очень важно, в единых компактных структурах горы Эскамбрай и остров Пинос, пожалуй, не имеют себе равных.

2. По мнению ряда геологов, изучавших Карибско-Антильскую дугу, из признания мезозойского возраста ее метаморфических толщ следует, что она заложилась на коре океанического типа [Адамович, Чехович, 1964; Марков и др., 1967; Dietz e.a., 1970]. Справедливость этого положения вызывает большие сомнения. Преобладающая часть метаморфических толщ, а именно те из них, которые были отнесены к числу комплексов сиалического типа, судя по всему, формировалась на континентальном основании. Однако комплексы фемического типа могли формироваться и на коре океанического типа, а частично (офиолитовая ассоциация) представлять собой ее фрагменты. Таким об-

разом, в основу рассуждений об условиях заложения структур должны быть положены формационные особенности метаморфических комплексов и их неметаморфизованных аналогов.

3. Для однозначных палинспастических реконструкций структуры рассматриваемой области в доолигоценовое время данных пока недостаточно. Могут быть предложены лишь альтернативные решения. Одно из них предполагает, что мезозойские комплексы Больших Антилл и севера Венесуэлы и Колумбии располагались в сходной последовательности. На окраине континентов находились миогеосинклинальные комплексы, характеризовавшиеся зональностью, особенно четко проявленной на Кубе. Вслед за наиболее приближенным к платформенным, или квазиплатформенным, формациям типа зоны Ремедиос (эвапориты, известняки, терригенные породы) следуют зоны с выступами древнего фундамента и сокращенным глубоководным разрезом мела (зоны Пласетас на Кубе, Эль-Тинако в Венесуэле). За ними мощность мезозоя резко увеличивается за счет терригенных и карбонатных толщ юры. В последних появляются вулканогенные породы. Фундамент, по-видимому, и здесь сохраняет свой континентальный характер. Крайним членом этого латерального ряда, вероятно, были вулканогенно-кремнистые с примесью аллохтонного терригенного материала формации типа свит Яябо и Ла-Ринконада, которые могли формироваться на коре океанического типа в краевом бассейне. За последним располагался вулканогенно-осадочный островодужный комплекс, в основании которого лежали разнородные элементы. С внешней стороны это были офиолиты, которые могли выстилать и дно краевого бассейна, а с внутренней, как это видно на Кубе – меланократовый субстрат типа амфиболитового комплекса Мабухина. Его природа остается неясной. По набору пород он не похож на верхнюю, диабаз-базальтовую часть разрезов офиолитов; судя по роли в его составе порфиритов, характеру метаморфизма и петрохимии, он стоит ближе к островодужным комплексам. Поэтому нельзя исключить возможность формирования комплекса Мабухина поверх сиалического цоколя. Лейкократовые гнейсы Гуаябо на Кубе, возможно, являются фрагментом такого цоколя, находившегося под частью меловой вулканической структуры в северном секторе Карибско-Антильской дуги.

В современной структуре складчатых сооружений рассматриваемого района комплексы континентальных окраин в той или иной степени тектонически перекрыты комплексами внутренних частей дуги.

4. Метаморфизм пород офиолитового комплекса Кубы и островов Лос Монхес относится к типу "оксанического", развивающегося в рифтах срединно-океанических хребтов, особенно в местах их пересеч ния трансформными разломами. Он происходит при преобладающих условиях растяжения, очень крутом температурном градиенте, поступлении воды сверху и большой роли жестких деформаций. Аналогичные условия создаются и в зонах растяжения вне срединно-океанических хребтов, например в желобе Кайман, где драгированы почти все представители офиолитовой ассоциации [Perfit, 1977], также подвергшиеся динамотермальным изменениям, хотя и более слабым, чем те, которые отмечены для офиолитов Кубы.

5. Метаморфизм зональных комплексов высокого и умеренного давления на Пиносе и в Эскамбрае мог быть причинно связан с надвиганием на них мощных комплексов фемического типа. Аргументы в пользу этой гипотезы дает прежде всего геология куполов Эскамбрая [Сомин, Мильян, 1974; Сомин, 1977]. Границы метаморфических зон в их пределах параллельны внутреннему контакту аллохтона, т.е. в целом его подошве. Вместе с тем они местами наложены на литологические границы эскамбрайских толщ, из чего следует, что обратный характер зональности едва ли мог быть связан с нагромождением друг на друга ранее метаморфизованных покровов. Основание аллохтона также испытало метаморфизм высокого давления: здесь местами сохранились фенгитовые высокотемпературные амфиболиты бластомилонитового типа. Наконец, важно отметить совпадение датировок абсолютного возраста пород Эскамбрая и времени надвигания – они отвечают кампану. Точно такие же аргументы могут быть приведены в отношении Пиноса. По-видимому, только погруже-

ние на значительную глубину под тяжестью аллохтонных масс может объяснить глубокий метаморфизм его верхнеюрских пород.

Аналогичную гипотезу, но уже в отношении метаморфизма карибской серии северной Венесуэлы, выдвинул В. Мареш [Maresch, 1974], отказавшийся от своих более ранних представлений о том, что этот метаморфизм был связан с наклоненной к югу зоной субдукции. Он обратил внимание на то, что у пояса пород с высоким отношением P/T нет "пары" – пояса низкого давления в более южной части Венесуэлы. К этому следует добавить, что здесь нет и зоны вулканизма, которая должна сопровождать такой пояс; с этой точки зрения зона субдукции в меловое время, скорее, должна была бы падать в северном направлении. Но в этом случае поглощаться должна континентальная, а не океаническая кора, что не соответствует классической модели тектоники плит.

Аналогичная проблема встает в том случае, если идею о существовании зоны субдукции применить для объяснения различия режимов метаморфизма Пиноса и Эскабрая. Такая зона должна была бы падать к югу, как это и предполагает П. Мэтсон [Mattson, 1973]. Однако при этом в лежачем крыле зоны оказываются континентальные массы – П. Мэтсон заблуждается, когда пишет о том, что лептогеосинклинальные разрезы северной Кубы лежат на ультрабазитах. Встают также вопросы о том, почему непосредственно в районе Пиноса не было вулканизма, синхронного метаморфизму; каким образом возникла обратная метаморфическая зональность этого острова – казалось бы, это свойство лишь комплексов высокого давления, формирующихся только в зоне субдукции, а не над ней, в зоне преимущественного растяжения. Наклоненную к югу меловую зону субдукции предполагают, исходя из пространственного расположения метаморфитов разных барических типов, и на Ямайке [Draper e.a., 1976]. Однако, как отмечают Г. Дрэпер и Р. Хардинг, объяснить появление этой зоны на острове очень трудно.

Однако все эти трудности и вопросы, по-видимому, еще не демонстрируют полной неприменимости идей тектоники плит к данному региону, а говорят лишь о необходимости выйти за рамки жесткой классической схемы. Изложенный выше материал с достаточной определенностью свидетельствует о том, что и континентальные массы при субгоризонтальных тектонических движениях могут оказаться ниже более плотных (и весьма мощных) масс фемических пород и переместиться при этом на расстояние более 80 км (ширина эвгеосинклинальной зоны Кубы). Однако в связи с нарастанием мощности континентальной литосферы и тенденции изостатического выравнивания такое поддвигание не может быть бесконечным и по достижении какой-то определенной величины прекращается. Это может объяснить, почему фемические аллохтоны в своем продвижении в сторону платформ останавливаются приблизительно у одной и той же границы – близ "краевого поднятия" или непосредственно за ним.

Что касается проблемы числа зон субдукции и определения их ориентировок по поясам метаморфитов, то здесь нередко упускается из виду, что залегание этих поясов в современной структуре может совсем не соответствовать их первоначальной позиции. Большие деформации и особенно шарьирование, разделение на частные чешуи и блоки могут сильно исказить взаимное расположение метаморфических комплексов и их простирание. Метаморфиты Кубы являются хорошей иллюстрацией сказанному. Если бы мы взялись судить о положении зон субдукции по ряду отдельно взятых выходов этих пород без учета общей тектонической ситуации, то получили бы самые разнообразные, в том числе взаимно исключающиеся положения этих зон.

6. Судя по изотопным датировкам, наиболее древними мезозойскими метаморфитами Кубы являются некоторые эклогиты и глаукофановые сланцы; они должны были существовать уже в раннемеловое время. Вместе с тем они приблизительно одновозрастны амфиболитам низкого давления Гаити и Пуэрто-Рико. Поэтому можно предположить, что динамическое взаимодействие окраин континентов и обрамляющих их структур здесь началось уже в раннем мелу.

Однако на поверхность эти породы были перемещены лишь в конце мела–начале палеогена, когда происходило наиболее энергичное сгруживание материала, в результате создавшее современную структуру Больших Антилл. Тот факт, что упомянутые эклогиты и глаукофановые сланцы залегают всегда в серпентинитовом меланже в виде редких блоков или в связи с иными, далеко не родственными им образованиями, доказывает, что их транспортировка была действительно длительной и сложной.

7. Распределение разных (в смысле формационного состава, режимов и интенсивности метаморфизма) комплексов на Кубе так зо, что со всей определенностью указывает на ведущее значение тектонического совмещения и перемешивания в формировании ее структуры. Эти процессы развивались длительно и происходили в разных условиях. Одни из них, эоценового возраста, имели свое геоморфологическое выражение; надвигание в этих случаях сопровождалось образованием олистостромовых комплексов. В других случаях тектонические события развивались без вывода комплексов пород выше уровня моря. Надвигообразование в сеноне и в более ранние этапы развития Кубы было глубинным – в горизонтальное перемещение были вовлечены массы пород большой мощности, сильно прогретые в своей нижней части; это перемещение резко нарушало изостатическое равновесие значительных участков земной коры и приводило к пертурбации в них T-P условий. Есть основания считать, что аналогичные процессы происходили и в южной части Карибско–Антильской дуги.

ABSTRACT

The rocks of Mesozoic age predominate among the metamorphic rocks of the Caribbean-Antillean arc; rocks of the ancient continental basement, however, are also known. The Mesozoic metamorphic sequences are divided into two groups, femic and sialic. The first one has been formed from island-arc and ophiolite series. The second one consists of metamorphosed sequences of "submiogeosyncline" type accumulated on the shelf and continental slope. These groups, which are partly of the same age, and the associated non-metamorphic sequences are juxtaposed and mixed by long-term overthrusting. The metamorphism of high-moderate pressure types seems to be connected with deep overthrusts and that of low pressure – with the zones of predominant tension.

ЛИТЕРАТУРА

Адамович А.Ф., Чехович В.Д. Основные черты геологического строения Восточной Кубы. – Бюл. МОИП. Отд-ние геол., 1964, 39, вып. 1.

Васильев В.П. Пляжевые отложения о. Пинос. – В кн.: Островные шельфы тропической зоны океана. М.: Наука, 1975, № 1.

Книппер А.Л. Океаническая кора в структуре альпийской складчатой области. М.: Наука, 1975.

Марков М.С., Соловьева И.А., Чехович В.Д. Островные дуги и становление "гранитного" слоя земной коры. – Геотектоника, 1967, № 1.

Миасиро А. Метаморфизм и метаморфические пояса. М.: Мир, 1976.

Мильян Г. Тектоника и метаморфизм мезозойских толщ гор Эскамбрай (Куба): Автореф. канд. дис. М., 1978. В надгаз: ИФЗ АН СССР.

Сомин М.Л. Глубинные надвиги и "опрокинутая" метаморфическая зональность. – В кн.: Геология метаморфических комплексов. Свердловск, 1977.

Сомин М.Л., Мильян Г. Метаморфические комплексы Пиноса, Эскамбрая и Ориенте на Кубе и их возраст. – Изв. АН СССР. Сер. геол., 1972, № 5.

Сомин М.Л., Мильян Г. Некоторые особенности структуры мезозойских метаморфических толщ Кубы. – Геотектоника, 1974, № 5.

Сомин М.Л., Мильян Г. Амфиболитовый комплекс юга Центральной Кубы и проблема тектонического положения эвгеосинклинальной серии острова. – Бюл. МОИП. Отд-ние геол., 1976, № 5.

Сомин М.Л., Мильян Г. О возрасте метаморфических пород Кубы. – ДАН СССР, 1977, 234, № 4.

Финько Е.А. Геоморфологические уровни и морфоструктурные особенности провинции Лас-Вильяс (Центральная Куба). – В кн.: Геоморфология зарубежных стран. М.: Наука, 1974.

Хаин В.Е. Проблемы тектоники Мексикано-Карибского региона. – В кн.: Тек-

тоника, сейсмичность и геодинамика юго-восточного обрамления Тихого океана. М.: Сов. радио, 1975.

Шапошникова К.И. Тектоника Центральной Кубы. – Геотектоника, 1974, № 1.

Щербакова Б.Е., Бовенко В.Г., Эрнандес Г. Строение земной коры Западной Кубы. – Сов. геол., 1977, № 8.

Beets D.J. Superimposed island arcs along the southern margin of the Caribbean. – In: Progress in geodynamics. Amsterdam, 1975.

Bell J.S. Venezuelan coast ranges. – In: Mesozoic-Genozoic orogenic belts. London, 1974.

Bellizzia A.G. Is the entire Caribbean mountains belts of Northern Venezuelan allochthonous? – Geol. Soc. Amer. Mem., 1972, 132.

Boiteau A., Michard A., Saliot P. Métamorphisme de haute pression dans le complexe ophiolitique du Purial (Oriente, Cuba). – C. r. Acad. sci., 1972, 274.

Bonatti E., Honnorez J., Kirst P., Redicati F. Metagabbros from the Mid-Atoantic ridge at 06°N: contact-hydrotermal-dynamic metamorphism beneath the axial valley. – J. Geol., 1975, 83, N 1.

Bowin C.O. Geology of Central Dominican Republic. – Geol. Soc. Amer. Mem., 1966, 98.

Bowin C.O. The geology of Hispaniola. – In: The ocean basins and margins. New York; London: Plenum Press, 1975, vol. 3.

Bronnimann P., Rigassi D. Contribution to the geology of the area of the city La Habana, Cuba, and its surroundings. – Bull. Geol. Helv., 1963, 56, N 1.

Cobiella J., Campos M., Boiteau A., Quitas F. Geologia del flanco sur de la Sierra del Purial. – Mineria Cuba, 1977, 3, N 1/2.

Dengo G. Geology of the Caracas region, Venezuela. – Bull. Geol. Soc. Amer., 1953, 64.

Dietz R.S., Holden J.C., Sproll W.P. Geotectonic evolution and subsidence of Bahama platform. – Ibid., 1970, 81, N 7.

Donnelly T.W. Geology of St. Thomas and St. John, U.S. Virgin Islands. – Geol. Soc. Amer. Mem., 1966, 98.

Draper G., Harding R.R., Horsfield W.T. et al. Low-grade metamorphic belt in Jamaica and its tectonics implications. – Bull. Geol. Soc. Amer., 1976, 87, N 9.

Eguipko O., Garapko I., Sukar K., Saunders E. Zonación metamorfica y otros aspectos geológicos en Isla de Pinos. – Mineria Cuba, 1975, N 1.

Fink L.K., Harper C.T., Stipp J.J., Nagle F. Tectonic significance of La Desirade; possible relict sea-floor crust. – VI Conf. Geol. Caribe. Caracas, 1972.

Furrazola-Bermudez G., Khudoley K.M., Mijailovskaya M. e.a. Geologia de Cuba. La Habana, 1964.

Harvey S.R.M. Origin of the Southern Caribbean. – Geol. Soc. Amer. Mem., 1972, 132.

Iturralde-Vinent M.A. Estratigrafia del área Calabazas–Achotal. – Mineria Cuba, 1977, 3, N 1.

Kesler S.E., Sutter J.F., Jones L.M., Walker R.L. Early Cretaceous basement rocks in Hispaniola. – Geology, 1977, 5, N 4.

Khudoley K.M., Meyerhoff A.A. Paleogeography and geologic history of Greater Antilles. – Geol. Soc. Amer. Mem., 1971, 129.

Lee V., Mattson P.M., Miyashiro A. Metamorphosed oceanic crust or early volcanic products in Puerto Rico basement rocks association. – VII Carib. Conf. Geol. Abstrs, Willemstad, 1974.

Lewis J.F., Harper C.T., Kemp A.W., Stipp J.J. Potassium-argon retention ages of some cretaceous rocks from Jamaica. – Bull. Geol. Soc. Amer., 1973, 84.

MacDonald W.D. Estratigrafia, estructura y metamorfismo, rocas del Jurasico superior, Peninsula de Paraguana, Venezuela. Bol. Geol. Min. minas e hidrocarb. Venezuela, 1968, 9, N 18.

MacGillavry H.J. Tobago, an entirelly oceanic sequence. – VIII Carib. Conf. Geol. Abstr. Curazao, 1977.

MacLachlan J.C., Shagam R., Hess H.H. Geology of the Victoria area, Aragua, Venezuela. – Bull. Geol. Soc. Amer., 1960, 77, N 3.

Maresch W.V. Mesozoic high-P low-T metamorphism on Isla Margarita, Venezuela and its significance in development of the Venezuelan Coast Ranges. – VI Conf. Carib. Caracas, 1972.

Maresch W.V. Plate tectonics of the Caribbean mountain system of Northern South America: discussion and proposal. – Bull. Geol. Soc. Amer., 1974, 85, N 5.

Mattson P.M. Middle Cretaceous nappe structures in Puerto Rican ophiolites and their relation to the tectonic history of Greater Antilles. – Ibid., 1973, 84, N 1.

Maxwell J.C. Geology of Tobago, British West Indies. – Ibid., 1948, 59, N 9.

Meyerhoff A.A. The Gulf of Mexico and the Caribbean. – Trans. Amer. Geophys. Union, 1977, 58.

Meyerhoff A.A., Hatten C.W. Diapiric structures in Central Cuba. – Mem. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 1968, 8.

Meyerhoff A.A., Meyerhoff H.A. Continental drift, Y – the Caribbean "plate". – J. Geol., 1972, 80, N 1.

Millan G. El metamorfismo y mesodeformaciones de la unidad tectonica mas surori-

ental de la Sierra de los Organos. – Bol. Actas, N 2, Inst. Geol., 1972.
Millan G. El complejo cristalino mesozoico de Isla de Pinos. Su metamorfismo. – Ser. Geol., N 23. La Habana, 1975.
Millan G., Somin M.L. Algunas consideraciones sobre las metamorfitas cubanas. – Ser. Geol., N 27. La Habana, 1976.
Morgan B. Petrology and mineralogy of eclogite and garnet amphibolite from Puerto Cabello, Venezuela. – J. Petrol., 1970, 11, N 1.
Nagle F. Blueschist, eclogite, paired metamorphic belts, and early tectonic history of Hispaniola. – Bull. Geol. Soc. Amer., 1974, 85.
Nagy E., Radocz G. Observaciones en las rocas hornfelsizadas de Oriente septentrional. – Bol. Actas, 3, Inst. Geol., 1973.
Oxburgh E.R. Geology and metamorphism of cretaceous rocks in eastern Carabobo, Venezuelan Coast Ranges. – Geol. Soc. Amer. Mem., 1966, 98.
Pardo G. Geology of Cuba. – In: The ocean basins and margins. New York; London: Plenum Press, 1975, vol. 3.
Perfit M.R. Petrology and geochemistry of mafic rocks from the Cayman Trench: evidence for spreading. – Geology, 1977, 5, N 2.
Piotrowska K. The nappe development in the Sierra de los Organos (Western Cuba). – Bull. Acad pol. sci. Ser. sci terr., 1975, 23, N 1.
Piotrowska K. Outline of tectonics of Pinar del Rio Province, Cuba. – Bull. Acad. pol. sci. Ser. sci. terre, 1976, 24, N 3/4.
Piotrowski J. Pirst manifestations of volcanism in the Cuban geosyncline. – Ibid., 1976, 24, N 3/4.
Pszczolkowski A. Stratigrafic-facies sequences of the Sierra del Rosaria Cuba. – Ibid., 1976a, 24, N 3/4.
Pszczolkowski A. Nappe structure of Sierra del Rosario (Cuba). – Ibid., 1976b, 24, N 3–4.
Rowley K., Roobol J. Geochemistry and age of the Tobago igneous rocks. – VIII Carib. Conf. Geol. Abstr. Curazao, 1977.
Santamaria F., Schubert C. Geochemistry and geochronology of the southern Caribbean – northern Venezuela plate boundary. – Bull. Geol. Soc. Amer., 1974, 85, N 7.
Saunders J.B. Trinidad. – In: Mesozoic-Genozoic orogenic belts. London, 1974.
Shagam R. Geology of Central Aragua, Venezuela. – Bull. Geol. Soc. Amer., 1960, 71.
Sifontes R., Seijas F.J. Excursión a la zona Campana – La Esmeralda. – VI Conf. Geol. Caribe. Caracas, 1971.
Smith R.J. Geology of the Los Teques – Cua region. – Bull. Geol. Soc. Amer., 1953, 64.
Stainforth R.M., Juana C. de. e.a. Léxico estratigráfico de Venezuela. Second. ed. Caracas, 1970.
Tomblin J.F. The Lesser Antilles and Aves Ridge. – In: The ocean basins and margins. New York: Plenum Press, 1975, vol. 3.
Vedder J.G., MacLeod N.S., Lanphere M.A., Dillon W.P. Age and tectonic implications of some low-grade metamorphic rocks from the Yucatan Channel. – Geophysica, 1973, 1, N 2.
Wassal H. The relationship of oil and serpentine in Cuba. – In: Geologiá del Petroleo. XX Inter. Geol. Congr. Mexico, 1956.
Zans V.A., Chubb L.J., Versey H.R. e.a. Synopsis of the geology of Jamaica. – Bull. Geol. Surv. Jamaica, 1963, N 4.

В.И. Буиэ

СЕЙСМИЧНОСТЬ КАРИБСКОГО РЕГИОНА

ВВЕДЕНИЕ

Карибский регион отличается высокой сейсмичностью. Землетрясения Больших и Малых Антильских островов составляют неразрывные эпицентральные зоны с землетрясениями Центральной и северной части Южной Америки (рис. 1). С точки зрения геодинамики наибольший интерес представляют данные о пространственном распределении очагов землетрясений, об их связи с особенностями строения блоков земной коры и верхней мантии, а также сведения о механизме землетрясений.

Последние сильные землетрясения в Центральной Америке (в Никарагуа в 1972 г. и в Гватемале в 1976 г.) привлекли большое внимание сейсмологов. В Никарагуа была направлена экспедиция с целью локации афтершоков землетрясения 23 декабря 1972 г. в Манагуа [Langer e.a., 1974; Ward e.a., 1974]. В результате были получены данные, позволившие провести новую интерпретацию и более ранних материалов по этому району [Dewey, Algermissen, 1974]. Целью настоящей статьи является обзор работ, посвященных сейсмичности этого района. Изложенные в статье материалы помогут, вероятно, учесть данные о сейсмичности при обсуждении конкурирующих геотектонических гипотез.

ЭПИЦЕНТРАЛЬНЫЕ ЗОНЫ

Общая характеристика сейсмичности Карибского региона освещена в литературе [Gutenberg, Richter, 1954; Rothe, 1969; Lomnitz, 1974; Sykes, Ewing, 1965]. Данные о наиболее сильных землетрясениях с $M > 7{,}7$ приведены в табл. 1, составленной с учетом опубликованных материалов [Duda, 1965].

На мировых картах эпицентров землетрясений Карибский регион выделяется как высокоактивный участок Земли. Его восточная часть, связанная с грядой Малых Антильских островов и глубоководной впадиной Пуэрто-Рико, аналогична другим сейсмически активным зонам островных дуг в Тихом океане. С внешней восточной стороны этой зоны очаги располагаются на глубинах 10–70 км, а во внутренней части дуги – на глубине 200 км (см. рис. 1). На южном продолжении Малых Антильских островов очаги промежуточных

Рис 1. Основные сейсмоактивные зоны в Карибском регионе и сопредельных областях. Эпицентры, по М. Баразанги и Дж. Дорману [Barazangi, Dorman, 1969] и по табл. 1

Эпицентры землетрясений за 1961–1969 гг.: *1* – H =0–17 км, *2* – H = =71–300 км; эпицентры землетрясений за 1900–1958 гг. с M =7,7: *3* – H =0–70 км, *4* – H =71–650 км; *5* – сейсмические станции; *6* – зона аномального поглощения поперечных волн во внутреннем сегменте дуги Малых Антильских островов [Rial, 1976]

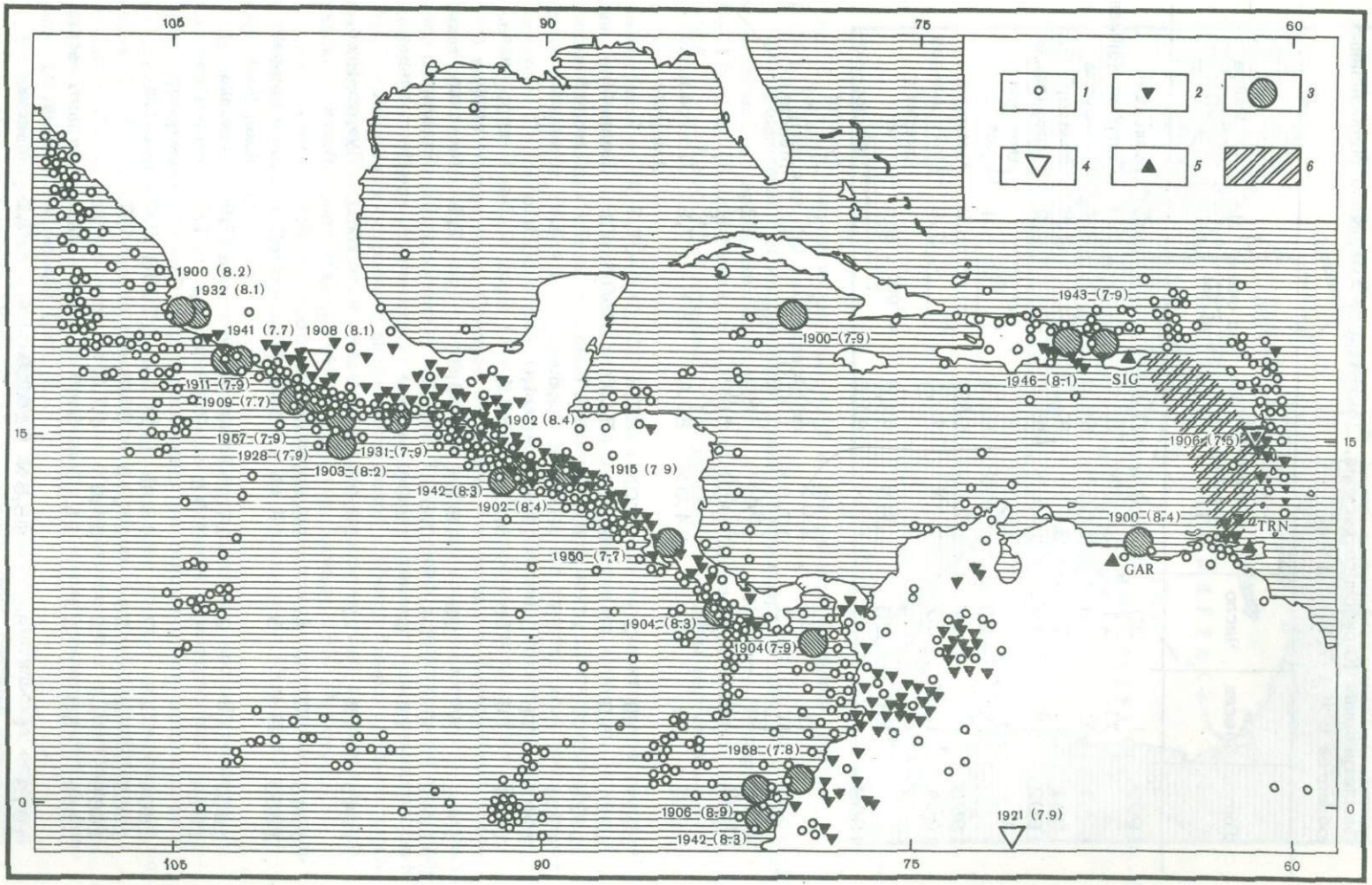

105
90
75
60
15
0
1
2
3
4
5
6
1900 (8.2)
1932 (8.1)
1941 (7.7)
1908 (8.1)
1911-(7.9)
1909-(7.7)
1957-(7.9)
1928-(7.9)
1931-(7.9)
1903-(8.2)
1902 (8.4)
1942-(8.3)
1902-(8.4)
1915 (7 9)
1950-(7.7)
1904-(8.3)
1904(7.9)
1958-(7.8)
1906-(8.9)
1942-(8.3)
1900-(7.9)
1943-(7.9)
1946-(8.1)
SIG
1906-(7.5)
1900-(8.4)
TRN
GAR
1921 (7.9)

Таблица 1

Землетрясения Карибского региона, Центральной Америки и сопредельных областей с $M \geqslant 7{,}7$ за XX в.

Год	Месяц	Число	Координаты эпицентра		Глубина очага, км	M	Район
			ϕ°	λ° W			
1900	I	20	20,0N	105,0		8,2	Мексика
	VI	21	20,0 N	80,0		7,9	Острова Кайман
	X	29	11,0 N	66,0		8,4	Венесуэла
1901	I	7	2,0S	82,0		7,8	Эквадор
1902	IV	19	14,0 N	91,0		8,2	Центральная Америка
	IX	23	16,0N	93,0		8,4	"
1903	I	14	15,0N	98,0		8,2	Мексика
1904	I	20	7,0N	79,0		7,9	Центральная Америка
	XII	20	8,5N	83,0		8,3	"
1906	I	31	1,0N	81,5		8,9	Эквадор–Колумбия
	IX	28	2,0 N	79,0	150	7,9	Эквадор
1907	IV	15	17,0 N	100,0		8,3	Мексика
1908	III	26	18,0N	99,0	80	8,1	"
1909	VII	30	17,0N	100,5		7,7	"
1911	VI	7	17,5 N	102,5		7,9	"
1915	IX	7	14,0 N	89,0	80	7,9	Центральная Америка
1917	XII	29	15,0N	97,0		7,7	"
1921	XII	18	2,5 S	71,0	650	7,9	Колумбия
1928	VI	17	16,3 N	96,7		7,9	Мексика
1931	I	15	16,1N	96,6		7,9	Мексика
1932	VI	3	19,8 N	104,0		8,1	"
1934	VII	18	8,1N	82,4		7,7	Центральная Америка
1941	IV	15	18,8 N	103,0		7,7	Мексика
1942	V	14	0,8S	81,5		8,3	Эквадор
	VIII	6	13,9 N	90,9		8,3	Центральная Америка
1943	VII	29	19,0 N	67,0		7,9	Пуэрто-Рико, Гаити
1946	VIII	4	18,9N	68,9		8,1	Гаити
1950	X	5	10,4N	85,2		7,7	Центральная Америка
1957	VII	28	17,0N	99,0		7,9	Мексика
1958	I	19	1,5 N	79,5		7,8	Колумбия–Эквадор
1964	VII	7	18,4N	100,4	100	7,7	Мексика
1965	VIII	23	16,5 N	95,8		7,7	"
1968	VIII	2	16,6N	97,7		7,4	"
1969	XII	25	15,8 N	59,7		7,2	Атлантический океан
1973	I	30	18,5 N	102,9		7,7	Мексика

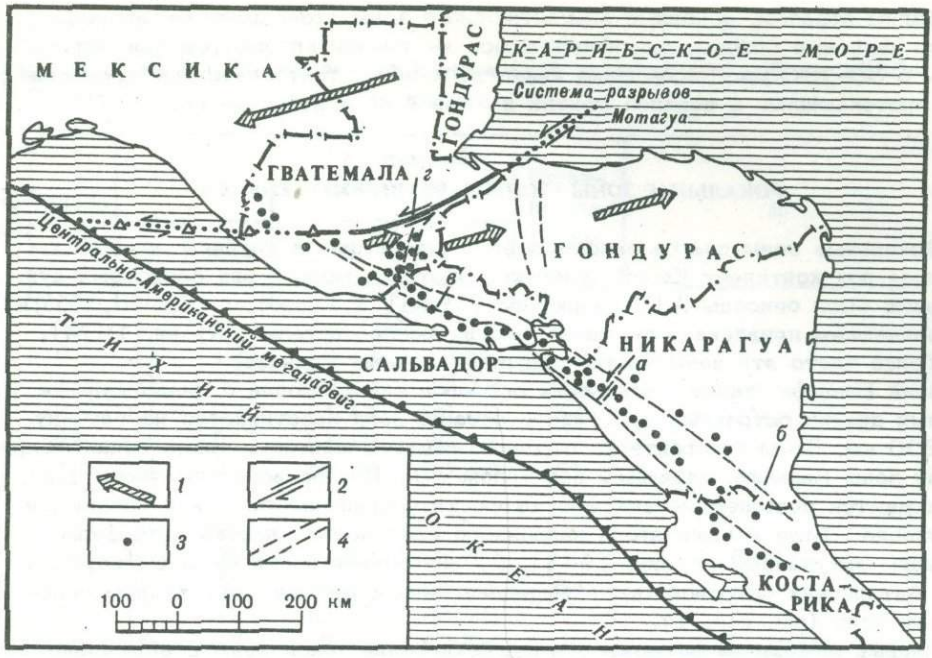


Рис. 2. Схема тектонических движений в Центральной Америке [Plafker, 1976] и подвижки при землетрясениях

1 – предполагаемые направления движения литосферных плит; *2* – движения по разломам во время землетрясений: а – 1972 г. (Манагуа, Никарагуа), б – 1973 г. (Коста-Рика), в – 1965 г. (Сан-Сальвадор) [Lomnitz, Shulz, 1966], г – 1976 г. (Гватемала); *3* – вулканы; *4* – зоны растяжения

землетрясений (H = 70–300, 300–700 км) уходят на значительное расстояние от побережья Карибского моря. На этом участке их, вероятно, можно рассматривать как ветвь обширной эпицентральной зоны, протягивающейся вдоль побережья Южной и Центральной Америки. На участке этой зоны, пересекающем Боливию и Венесуэлу, взаимное расположение фокальных зон очагов в пределах земной коры (H = 10–70 км) и промежуточных (H = 70–250 км) не вполне ясно. Следует отметить, что точность определений координат очагов землетрясений в этом районе невелика из-за малого числа и неудачного расположения сейсмических станций. Тем не менее существование зоны промежуточных очагов, связывающих фокальную зону промежуточных землетрясений Малых Антильских островов с аналогичной зоной в Южной Америке, по-видимому, несомненно. В пределах этой зоны выделяется локальная очень активная зона в районе г. Букараманга [Santo, 1969; Tryggvason, Lawson, 1970; Dewey, 1972].

Основная ветвь очагов промежуточных землетрясений протягивается вдоль побережья Южной и Центральной Америки до Гвадалахары (Мексика) на севере (см. рис. 1).

В северной части Карибской островной дуги очагов с промежуточными глубинами нет, но здесь происходят весьма сильные землетрясения на небольших глубинах (10–40 км). Характеристика сейсмичности района дана в работе Л. Альвареса и В.И. Бунэ [1977]. Эта зона хорошо прослеживается по серии слабых землетрясений к западу от о. Кайман в сторону Центральной Америки. Связь сейсмичности этой зоны с землетрясениями в Центральной Америке получила дальнейшее подтверждение во время землетрясения 4 февраля 1976 г. в Гватемале (рис. 2).

На востоке границей сейсмоактивной зоны Больших Антильских островов является разрыв Анегада [Rial, 1976]. Восточнее этого разрыва начинается фокальная зона Малых Антильских островов.

Таким образом, основные эпицентральные зоны этого региона образуют яркие активные полосы, протягивающиеся на тысячи километров при ширине зоны в 50–100 км. Несомненна связь этих зон с тектоническими процессами, протекающими в верхней мантии и земной коре этого региона.

ФОКАЛЬНЫЕ ЗОНЫ - ЗОНЫ ЗАВАРИЦКОГО-БЕНЬОФА

Фокальные зоны очагов землетрясений, уходящие на глубины до 300 км и более под континент Южной Америки, Охотское море и ряд островных дуг, впервые были описаны А.Н.Заварицким [1946], Г.Беньофом [Benioff, 1955] и в дальнейшем привлекали внимание многих исследователей [Кузин, 1974]. Наиболее часто эти зоны кратко называют зонами Беньофа.

Зона Беньофа Малых Антильских островов очень сходна с аналогичными зонами других островных дуг Тихого океана. Зона простирается на глубину до 200 км. Весьма характерно строение верхней мантии в таких зонах. В пределах зоны Беньофа, падающей под углом 30–60° под вогнутую часть дуги, наблюдаются повышенные значения скорости сейсмических волн и небольшое затухание. Выше и ниже этого наклонного слоя лежат участки литосферы с большим затуханием [Кузин, 1974]. Во внутренней части зоны Беньофа Малых Антильских островов также выделена зона с большим затуханием поперечных волн (см. рис. 1).

Первые намеки на возможность существования такой зоны с аномально большим затуханием поперечных волн были в работе П.Молнера и Д.Оливера [Molnar, Oliver, 1969]. Более надежные результаты получены Д.Риалом [Rial, 1976] на основании анализа записей 22 землетрясений в этом районе на сейсмических станциях CAR (Каракас, Венесуэла), SJG (Сан-Хуан, Пуэрто-Рико), TRN (Порт-оф-Спейн, Тринидад). Сравнивались записи амплитуд высокочастотных поперечных волн, пересекающих по разным направлениям внутреннюю часть дуги Малых Антильских островов (см. рис. 1). Эпицентральные расстояния варьировали в пределах 700–1300 км, глубины очагов землетрясений были 11–68 км (в большинстве случаев 40–60 км), по этим данным получены данные о скоростях и затухании поперечных волн типа S и S_n на глубинах до 120 км.

Большое затухание высокочастотных составляющих поперечных волн (период 1 с и менее) объясняется малой прочностью или частичным расплавлением пород в литосфере. Аппаратура, использованная для регистрации, имела наибольшие увеличения на $T = 1$ с, и резкое подавление амплитуд сейсмических волн на этом периоде объясняется только их аномально большим поглощением.

Зона высокого поглощения имеет размеры 700×200 км^2 (см. рис. 1) и мощность до 70 км. С внешней стороны дуги (в Атлантическом океане) зоны с малым поглощением нет. Существует ли в этом районе блок с повышенным поглощением волн S под зоной Беньофа – пока неясно.

Лучше изучена зона Беньофа под Центральной Америкой. На рис. 3 показан разрез этой зоны в районе г.Манагуа (Никарагуа). Разрез на рис. 3, *б* соответствует данным о землетрясениях за 1950–1972 гг. Координаты гипоцентров переопределены по методам, описанным в литературе [Douglas, 1967; Dewey, 1972]. На рис. 3, *в* изображен тот же разрез по данным международных сейсмологических каталогов и работы П.Молнера и Л.Сайкса [Molnar, Sykes, 1969]. В обоих случаях показаны землетрясения с $M \geqslant 4$, записанные 10 и более станциями, распределенными вокруг эпицентров в пределах угла 90° и более.

Более подробные данные о магнитудах этих землетрясений приведены в табл. 2 [Dewey, Algermissen, 1974]. Следует обратить внимание на существенное различие в магнитудах за 1951–1961 и 1962–1972 гг. За первые 11 лет произошло 16 землетрясений с $M \geqslant 6$, а в следующие 11 лет – только 3. По-видимому, вопрос о магнитудах землетрясений требует более тща-

Таблица 2

Землетрясения в районе Манагуа Центральной Америки с $M \geqslant 5$ за 1950–1972 гг.

Месяц	Число	Время		Координаты эпицентра		Глубина очага, км	M
		ч	мин	ϕ°N	λ°W		
				1951 г.			
V	6	21	42	10,54	85,56	53	
VII	30	16	51	10,22	85,58	22	
IX	28	12	07	11,44	86,55	54	6 (PAS)
IX	28	14	51	11,19	86,74		
XII	17	17	51	12,09	86,40	81	
				1952 г.			
II	26	15	39	11,51	86,40	60	6 (PAS)
III	2	16	53	11,36	86,21	64	
III	3	17	42	11,27	86,26		
XI	20	15	37	12,29	87,66	30	6 1/4 (PAS)
				1954 г.			
II	19	00	40	11,88	86,92	44	6,8 (Rothe)
II	19	21	34	11,64	87,01	8	6,5 (Rothe)
II	20	02	00	11,87	86,96	32	6 (Rothe)
II	21	01	29	11,59	86,61	56	
II	21	23	39	12,27	86,43	153	
V	3	17	13	11,89	86,25	149	6 (PAS)
XI	27	16	02	11,84	86,86	54	
				1955 г.			
III	10	03	38	11,95	86,76		
IV	4	19	24	12,68	87,05		6 1/4 (PAS)
IV	30	01	32	12,22	86,64		6 (PAS)
IV	30	01	43	12,18	86,55		
IV	30	09	15	12,23	86,63	43	
VIII	16	19	10	11,32	86,67	8	
X	13	21	51	11,83	86,75	35	
				1956 г.			
VIII	9	17	01	10,54	86,10	124	
X	24	14	42	11,54	86,55	26	7 1/4 (PAS)
X	25	05	21	11,53	86,44	44	6 1/4–6 1/2 (PAS)
X	27	15	33	11,72	86,44	52	5 1/2–6 (PAS)
XI	10	00	08	10,66	86,00	18	6,0 (PAS)
				1957 г.			
V	19	21	00	11,96	87,32	1	
				1958 г.			
XI	14	15	22	12,37	86,58		
XII	4	19	19	11,49	86,58	50	6 (Rothe)
				1959 г.			
IV	22	19	01	11,87	86,55	25	
IV	24	09	31	11,38	86,49	19	6 1/4–6 1/2 (PAS)

Таблица 2 (продолжение)

Месяц	Число	Время		Координаты эпицентра		Глубина очага, км	M
		ч	мин	ϕ°N	λ°W		
				1959 г.			
V	3	04	41	12,30	87,49	4	
VI	5	20	37	11,99	86,73		
VIII	15	24	56	12,73	86,77	190	
				1960 г.			
II	15	07	36	11,89	86,97		
VII	10	13	39	12,27	86,73	112	
				1961 г.			
III	20	06	16	11,39	86,42	48	
III	22	14	19	11,78	86,44	75	
V	23	16	44	12,58	87,37	92	6,3 (Rothe)
				1962 г.			
I	8	22	08	11,83	85,73		
I	30	08	34	12,50	87,65	47	
X	27	13	52	11,46	86,51	93	
				1963 г.			
V	9	15	03	12,49	86,85		5,5 (CGS)
VI	21	03	32	10,73	86,01	17	5,0 (CGS)
				1964 г.			
VII	30	05	16	11,11	86,34	36	5,7 (CGS)
XII	8	04	11	11,50	87,09	39	5,0 (CGS)
				1965 г.			
III	21	09	42	11,49	86,52	40	5,2 (CGS)
X	20	23	54	12,38	87,47	54	5,4 (CGS)
				1966 г.			
X	12	20	20	11,14	86,32	44	5,1 (CGS)
				1967 г.			
VIII	27	13	08	12,08	86,43	171	5,2 (CGS)
X	3	18	16	10,81	86,10	26	5,8 (CGS)
X	4	06	02	10,57	86,19	14	5,3 (CGS)
X	15	08	00	11,77	86,13	151	6,2 (CGS)
XII	6	02	53	12,34	87,43	58	5,3 (CGS)
				1968 г.			
III	24	17	13	12,02	86,78	44	5,1 (CGS)
				1969 г.			
III	10	08	15	12,28	87,53	31	5,3 (CGS)
III	14	08	47	12,65	86,97	169	5,6 (CGS)
V	13	14	16	11,29	86,55	34	5,6 (CGS)
VI	24	00	35	11,45	85,98	104	5,3 (CGS)

Таблица 2 (окончание)

Месяц	Число	Время		Координаты эпицентра		Глубина очага, км	M
		ч	мин	$\phi°N$	$\lambda°W$		
				1970 г.			
I	15	16	52	11,79	86,70	31	5,1 (CGS)
I	20	08	27	11,36	86,60	33	5,4 (CGS)
III	27	18	39	12,63	86,92	166	5,1 (CGS)
VIII	12	09	24	11,79	86,93	37	5,9 (m_bCGS) 6,3 (M_SCGS)
VIII	12	10	24	11,79	86,91	38	5,6 (m_bCGS) 5,5 (M_SCGS)
IX	29	04	42	11,40	85,64	180	5,4 (NOAA)
				1971 г.			
II	25	04	15	12,11	87,58	25	5,3 (NOAA)
VIII	24	08	09	11,44	86,56	50	5,1 (NOAA)
IX	28	05	47	9,80	86,30		5,0 (NOAA)
				1972 г.			
XII	23	06	29	12,15	86,27	5	5,6 (m_bNOAA) 6,2 (M_SNOAA)
XII	23	07	17	12,13	86,30		5,0 (NOAA)
XII	23	07	19	12,16	86,30		5,2 (NOAA)

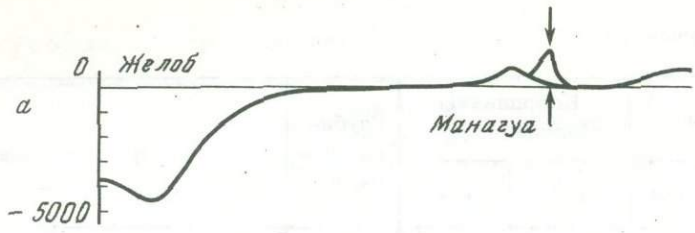
Примечание. Там, где магнитуды не указаны, они оцениваются по записям на станциях как $M \geqslant 5$.

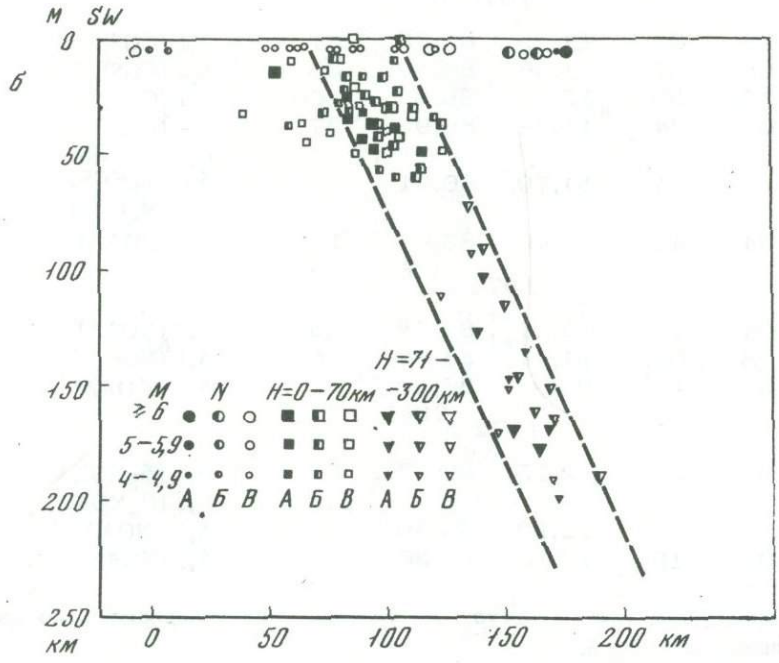
тельного анализа, так как методы определения магнитуд менялись. Пока же создается представление о существенном изменении сейсмического режима в этом районе. На первые 11 лет падают и наиболее сильные землетрясения с $M = 7\frac{1}{4}$ (1956 г.) и $M = 6{,}8$ (1954 г.). Более точные методы, использованные для определения координат очагов землетрясений, внесли существенные коррективы в представления о зоне Беньофа. Ширина зоны сужена до 30 км, выход зоны на поверхность Земли существенно смещен в сторону берега от оси глубоководного желоба. На характерное несовпадение выхода зоны над поверхностью с осью желоба указал И.П. Кузин [1974].

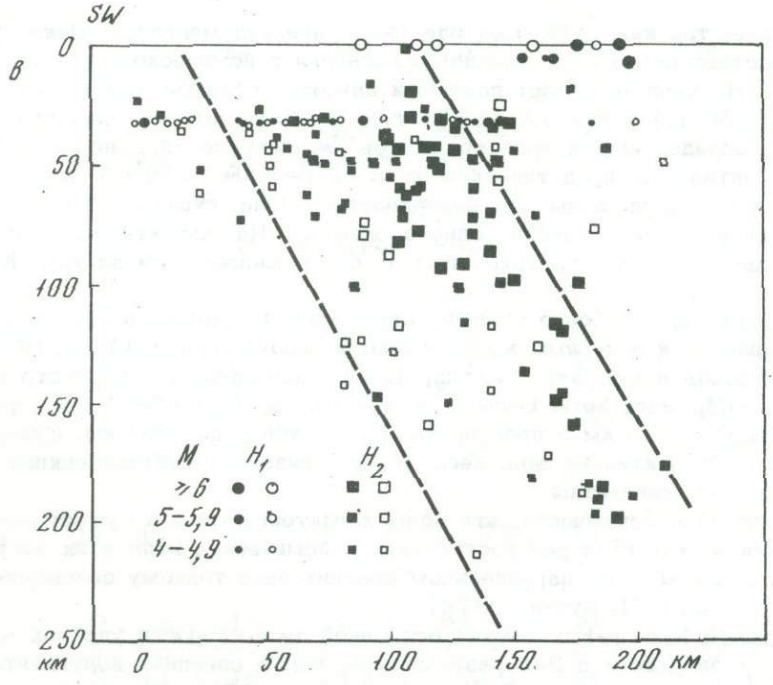
Следует заметить, что более точные определения координат в других зонах Беньофа привели к подобным же выводам: в районе Японии [Utsu, 1971], Курильских островов и Камчатки [Кузин, 1974; Болдырев, 1976], островной дуги Тонга-Кермадек зоны Беньофа имеют ширину всего 5-30 км, протяжение - порядка 1000 км и простираются на глубину до 250 км. Существование таких сейсмоактивных зон, несомненно, связано с тектоническими подвижками по этим контактам.

Помимо высокой сейсмичности, эти зоны характеризуются и существенными отличиями в скоростях распространения сейсмических волн и их затухании в более мощном слое, параллельном сравнительно тонкому сейсмоактивному слою [Utsu, 1971; Кузин, 1974].

В зоне Беньофа Курило-Камчатской островной дуги скорости упругих волн на 10% выше, а затухание в 2-3 раза меньше, чем в соседних континентальном и океаническом литосферных блоках [Болдырев, 1976]. Эти особенно-


0
Желоб
а
Манагуа
– 5000


м SW
0
б
50
100
150
200
250
км
0
50
100
150
200 км
H=71–
M N H=0–70км –300км
≥6
5–5,9
4–4,9
А Б В А Б В А Б В


SW
0
в
50
100
150
200
250
км
0
50
100
150
200 км
M H1 H2
≥6
5–5,9
4–4,9

сти зон Беньофа не могут рассматриваться как подтверждение представлений сторонников тектоники плит о "нырянии" океанической литосферы под континентальную.

О несостоятельности представлений о субдукции океанической литосферы в районе Японского глубоководного желоба говорят и результаты бурения в декабре 1977 г. с борта судна "Гломар Челленджер" [Deep, 1977]. Очевидно, что и зоны Беньофа, и особенности строения блоков литосферы, вмещающих эти зоны, могут быть объяснены и с других позиций [Пущаровский, 1972].

МЕХАНИЗМ ОЧАГОВ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ

Материалы об ориентации напряжений в очагах землетрясений Центральной Америки и Антильской островной дуги были систематизированы Л.М. Балакиной [Бунэ и др., 1975].

В Центральной Америке в очагах сильных поверхностных землетрясений (H = до 100 км) напряжения сжатия ориентированы преимущественно в азимутах северо-восток – юго-запад, средний угол с горизонтом $\varepsilon = 15^{\circ}$. Это же направление азимутов сохраняется и для промежуточных очагов на глубинах от 100 до 250 км, углы наклона к горизонту несколько увеличиваются. Таким образом, напряжения сжатия ориентированы вкрест полосы эпицентров, протянувшейся в Центральной Америке вдоль ее тихоокеанского побережья.

Следует отметить, что в Центральной Америке существует несколько типов землетрясений. В основном преобладают землетрясения, связанные с эпицентральной зоной, протянувшейся вдоль тихоокеанского побережья Южной и Центральной Америки, и приуроченные, вероятно, к выходам на поверхность зоны Беньофа (см. рис. 3). Однако на рис. 2, *б* показана группа мелкофокусных очагов (H = 4 км) под вулканической грядой (см. рис. 3). Механизм и поля напряжений для этих очагов существенно отличны от описанных выше. Здесь же происходят и землетрясения, принадлежащие Карибской эпицентральной зоне. Механизм этих землетрясений описан [Molnar, Sykes, 1969]. Позже в Центральной Америке произошли два разрушительных землетрясения, изучение которых существенно для понимания механизма землетрясений в этом районе. Это землетрясения 4 февраля 1976 г. в Гватемале [Plafker, 1976; Matumoto, Latham, 1976; Fiedler, 1977; Bucknam, 1977] и 23 декабря 1972 г. в Никарагуа [Dewey, Algermissen, 1974; Algermissen e.a., 1974]. Во время землетрясения 4 февраля 1976 г. (M = 7,5) отмечен левосторонний сдвиг по разлому Мотагуа. Зона разрывов протягивается на 150–200 км, причем она лежит на продолжении сейсмоактивной зоны на востоке к желобу Кайман и сливается, таким образом, с сейсмоактивным участком Северной ветви Карибской островной дуги. В работе [Molnar, Sykes, 1969] для ряда землетрясе-

---

Рис. 3. Разрез через земную кору и верхнюю мантию Центральной Америки [Dewey, Algermissen, 1974]

а – рельеф района Манагуа; *б, в* – расположение очагов землетрясений за 1950–1972 гг. в районе Манагуа: *б* – координаты переопределены с учетом данных о землетрясении 23 декабря 1972 г. в Манагуа, *в* – координаты по данным международных сейсмологических каталогов.

M – классификация очегов по магнитуде; N – координаты эпицентра при глубине очага 5 км; классификация по точности определения координат: А – на 90%-ном уровне значимости длина полуоси эллипса возможных ошибок менее 20 км, Б – 10–20 км, В – 20–30 км; H_1 – глубина очага назначалась и потом определялись координаты эпицентров; H_2 – одновременно определялись глубины и эпицентр землетрясения. Не залиты те гипоцентры, для которых после переопределения координат получены очень большие размеры эллипсов возможных ошибок. Эти гипоцентры не показаны на рис. 2а.

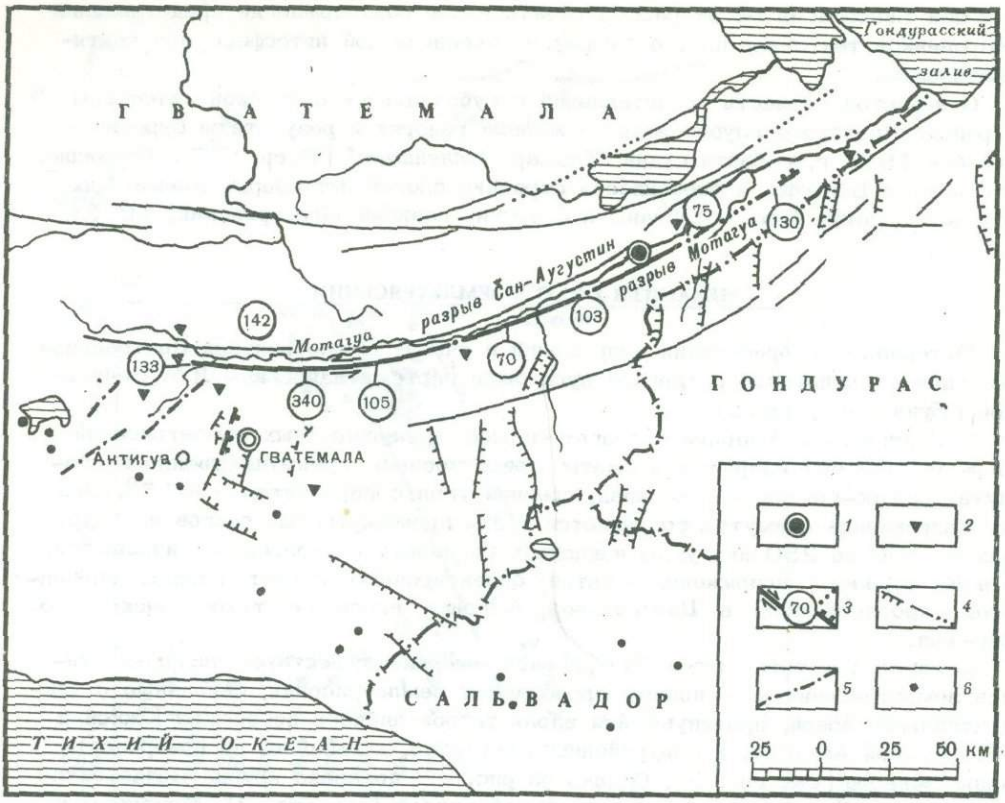


Рис. 4. Подвижки по разлому Мотагуа во время землетрясения 4 февраля 1976 г. [Plafker, 1976]

1 – эпицентр главного толчка; *2* – эпицентры наиболее сильных афтершоков; *3* – подвижки по разломам: стрелки – направление горизонтальных движений, штрихи направлены в сторону опустившегося блока, в кружках указаны амплитуды подвижек, см; *4* – разрывы с известными или предполагаемыми подвижками в позднем кайнозое; *5* – линеаменты, возможно связанные с разрывами; *6* – большие стратовулканы

ний в этом районе по сейсмологическим данным определены левосторонние сдвиги. Левосторонние сдвиги по разлому Мотагуа в среднем оцениваются в 108 см, максимальная подвижка 340 см. Вертикальные компоненты смещений менее 30% от горизонтальных (рис. 4). Землетрясение произошло в районе сочленения сейсмоактивных зон Центрально-Американской, протягивающейся вдоль тихоокеанского побережья, и Северной ветви Карибской дуги. Ранее этот участок Карибской дуги не был столь четко выражен. На рис. 2 точечной линией показано вероятное продолжение подвижек по системе разломов Мотагуа далее на восток в акватории Карибского моря. Вертикальные подвижки в средней части разлома направлены вниз (см. рис. 4), на остальных участках картина пока не вполне ясна.

Землетрясение в Никарагуа 23 декабря 1972 г. ($M = 6{,}2$) имело совершенно другой механизм. Во время этого землетрясения произошли левосторонние сдвиги (до 38 см) в северо-восточном направлении вдоль разлома протяженностью в 15 км, пересекающего Центрально-Американский рифт и связанную с ним цепочку вулканов (см. рис. 2). Результаты определений положения нодальных плоскостей этого землетрясения по записям первых вступлений длиннопериодных P-волн на телесейсмических расстояниях [Algermissen, e.a., 1974] находятся в хорошем соответствии с данными геологического обследования эпицентральной зоны [Brown e.a., 1973] и пространственным

распределением афтершоков основного толчка [Ward e.a., 1974]. Подвижки во время землетрясения произошли по разлому Тискана, активному на протяжении длительного времени [Brown e.a., 1973]. Эти последние и достаточно надежные данные свидетельствуют о сложности и многообразии тектонических процессов, с которыми связано возникновение очагов землетрясений в этом районе.

Сторонники гипотезы тектоники плит пытаются эту сложную картину объяснить простыми горизонтальными смещениями блоков литосферы (иногда очень маленьких); пример такой интерпретации приведен на рис. 2 [Plafker, 1976]. С этим вряд ли можно согласиться; очевидно, необходимо более тщательное изучение связи сейсмичности с тектоническими увеличениями в этом районе.

* * *

Закономерности в пространственном распределении очагов землетрясений в Карибском регионе очень ярко выражены, и их связь с тектоническими движениями блоков литосферы несомненна.

Данные о механизмах в очагах землетрясений Центральной Америки свидетельствуют о разнообразии тектонических процессов, вызывающих эти землетрясения. Объяснение тектонических причин концентрации очагов землетрясений в сравнительно узких сейсмоактивных зонах, протягивающихся на тысячи километров вдоль тихоокеанского побережья Центральной Америки, Антильской островной дуги и в северной части Южной Америки, предложено с позиций тектоники плит [Molnar, Oliver, 1969]. Слабым местом этой гипотезы являются представления о связи зон Беньофа с нырянием океанической литосферной плиты под плиту с более легкой континентальной литосферой.

Особенности строения литосферы в Карибском регионе изучены еще плохо. Данными о гравитационных аномалиях нельзя объяснить предложенные модели с ныряющими литосферными плитами в районе Антильской островной дуги [Артемьев, Бодин, 1978]. Мало материалов и о скоростных разрезах литосферы и верхней мантии в Карибском регионе для объяснения зон Беньофа субдукцией одной литосферной плиты под другую.

Возможно, что не все глубокие землетрясения связаны с зонами Беньофа. В Колумбии в районе г. Букараманга существует локальная зона (диаметр зоны около 20 км), по-видимому, вне зоны Беньофа.

Данные о механизмах землетрясений также не могут быть однозначно интерпретированы для объяснения землетрясений в зонах Беньофа субдукцией литосферных плит.

Постепенно накапливающиеся материалы глубокого бурения, геолого-тектонические и сейсмологические данные позволяют надеяться на появление в будущем более обоснованных гипотез для объяснения сейсмичности с тектонической активностью в этом регионе.

ABSTRACT

The distribution of earthquake foci in the region is described. There are very clearly pronounced Benioff zones in the Central America and the Lesser Antilles. But in this region there are very few data on the structure of the lithosphere and the mecanism of intermediate earthquakes. Therefore, it is difficult to evaluate the validity of the existing explanations of Benioff zones on the basis of plate tectonics conceptions.

On the other hand, left-lateral movements during shallow earthquakes in the northern part of the Antille island arc and the Guatemala earthquake of February 4, 1976, may be explained by horizontal displacements at plate edges.

ЛИТЕРАТУРА

Альварес Л., Бунэ В.И. Оценка сейсмической опасности для юго-восточной части Кубы. – Изв. АН СССР. Физика Земли, 1977, № 10.

Артемьев М.Е., Бодин Дж. Плотностные неоднородности мантии под системами глубоководных желобов, островных дуг и окраинных морей. – Изв. АН СССР. Физика Земли, 1968, № 2.

Болдырев С.А. О некоторых свойствах фокальной зоны. – В кн.: Сейсмичность и глубинное строение Сибири и Дальнего Востока. Владивосток, 1976.

Бунэ В.И., Балакина Л.М., Павлова Г.И. Сейсмичность Южной Америки. – В кн.: Тектоника, сейсмичность и геодинамика юго-восточного обрамления Тихого океана. Геодинамические исследования. М.: Сов. радио, 1975, № 1.

Заварицкий А.Н. Некоторые факты, которые надо учитывать при тектонических построениях. – Изв. АН СССР. Сер. геол., 1946, № 2.

Кузин И.П. Фокальная зона и строение верхней мантии в районе Восточной Камчатки. М.: Наука, 1974.

Пущаровский Ю.М. Введение в тектонику Тихоокеанского сегмента Земли. М.: Наука, 1972.

Algermissen S.T., Dewey J.W., Langer C.J., Drillinger W.H. The Managua, Nicaragua, earthquake of December 23, 1972: location, focal mechanism and intensity distribution. – Bull. Seismol., Soc. Amer., 1974, 64, N 4.

Barazangi M., Dorman J. World seismicity map of ESSA Coast and Geodetic Surwey epicenter data for 1961–1967. – Bull. Seismol. Soc. Amer., 1969, 59, N 1.

Benioff H. Seismic evidence for crustal structure and tectonic activity. – Geol. Soc. Amer. Spec. Pap., 1955, 62.

Brown R.D., Ward P.L.J., Plafker G. Geologic and seismologic aspects of the Managua, Nicaragua earthquakes of December 23, 1972. – Geol. Surv. Profess. Pap., 1973, N 838.

Bucknam R.C. Surface faulting and displacements of the 1976 Guatemele earthquake. – Earth. Inform. Bull., 1977, 9, N 2.

Deep sea drilling project, 1977, N 267.

Dewey J.W. Seismicity and tectonics of Western Venezuela. – Bull. Seismol. Soc. Amer., 1972, 62, N 6.

Dewey J.W., Algermissen S.T. Seismicity of the Middle America arc-trench system near Managua, Nicaragua. – Ibid., 1974, 64, N 4.

Douglas A. Joint epicenter determination. – Nature, 1967, 215.

Duda S.J. Secular seismic energy release in the Circum-Pacific Belt. – Tectonophysics, 1965, 2, N 5.

Fiedler B.G. Das Erdbeben von Guatemala vom 4. Februar 1976. – Geol. Rdsch., 1977, Bd. 66, H. 2.

Gutenberg B., Richter C.F. Seismicity of the Earth and associated phenomena. 2 ed. New Jersey, 1954.

Langer C.J., Hopper M.G., Algermissen S.T., Dewey J.W. Aftershocks of the Managua, Nicaragua, earthquake of December 23, 1972. – Bull. Seismol. Soc. Amer., 1974, 64, N 4.

Lomnitz C. Global tectonics and earthquake risk. Developments in geotectonics. Amsterdam: Elsevier, 1974, vol. 5.

Lomnitz C., Schulz R. The Son Salvador earthquake of May 3, 1965. – Bull. Seismol. Soc. Amer., 1966, 56, N 2.

Matumoto T., Latham G.V. Aftershocks of the Guatemalan earthquake of February 4, 1976. – Geophys. Res. Lett., 1976, 3, N 10.

Molnar P., Oliver J. Lateral variations of attenuation in the upper mantle and discontinuities in the lithosphere. – J. Geophys. Res., 1969, 74, N 10.

Molnar P., Sykes L.R. Tectonics or the Caribbean and Middle America regions from focal mechanism and Seismicity. – Bull. Geol. Soc. Amer., 1969, 80, N 9.

Plafker G. The Guatemalan earthquake of February 4, 1976. – Science, 1976, 193, N 4259.

Rial J.A. Seismic-wave transmission across the Caribbean plate: high attenuation on concave side of Lesser Antilles island arc. – Bull. Seismol. Soc. Amer., 1976, 66, N 6.

Rothe J.P. The seismicity of the Earth 1953–1965. UNESCO, Belgium (Paris), 1969.

Santo T. Characteristics of seismicity in South America. – Bull. Earthq. Res. Inst., 1969, 47, N 4.

Sykes L.R., Ewing M. The seismicity or the Caribbean region. – J. Geophys. Res., 1965, 70, N 20.

Tryggvason E., Lawson J.S. The intermediate earthquake source near Bucaramanga, Colombia. – Bull. Seismol. Soc. Amer., 1970, 60, N 1.

Utsu T. Seismological evidence for anomalous structure of island arcs with special reference to the Japanese region. – Rev. Geophys. and Space Phys., 1971, 9, N 4.

Ward P.L., Gibbs J., Harlow D., Aburto A.Q. Aftershocks of the Managua, Nicaragua earthquake and the tectonic significance of the Tiscapa Fault. – Bull. Seismol. Soc. Amer., 1974, 64, N 4.

С. А. Ушаков, А. И. Авдеев, Ю. И. Галушкин, Е. П. Дубинин

НАРУШЕНИЯ ИЗОСТАЗИИ ЛИТОСФЕРЫ КАРИБСКОГО РЕГИОНА И ГЕОДИНАМИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ ИХ ПРИРОДЫ

После первых гравиметрических исследований, когда в начале 30-х годов было установлено крупное нарушение изостазии, приуроченное к Пуэрториканскому желобу, Карибский регион становится объектом активного изучения различными геофизическими методами. В последние полтора десятилетия в таких исследованиях принимают активное участие и советские геофизики. Цель настоящей работы – геодинамический анализ природы нарушений изостазии, изучение связи этого явления с кинематикой и динамикой литосферных плит в пределах как самого Карибского региона, так и его обрамляющих территорий.

НАРУШЕНИЕ ИЗОСТАЗИИ

Поверхность литосферы Карибского региона характеризуется сложным и расчлененным рельефом, обусловленным разнообразными геодинамическими процессами, приуроченными преимущественно к границам плит и отдельных блоков литосферы. С севера Карибский бассейн ограничен цепью Больших Антильских островов и глубоководными впадинами Кайман и Пуэрто-Рико. Последняя вместе с островной цепью Малых Антильских островов ограничивает Карибскую котловину и с северо-востока. На юго-востоке расположены хребет Барбадос и впадина Тобаго (с глубинами, превышающими 2550 м). С юга и запада бассейн ограничен соответственно континентом Южной Америки и побережьем Центральной Америки. Бассейн Карибского моря разделен системой подводных хребтов и глубоководных желобов на ряд котловин.

Далеко не все участки Карибской плиты изучены равномерно. Значительный объем геолого-геофизической информации получен о котловине Гренада, хребте Авес и желобе Пуэрто-Рико. Наименее изучены хребты Беата и Никарагуа. Аномальное гравитационное поле (в редукции Фая) в котловинах Карибского бассейна, как правило, близко к нулю. Но в котловине Гренада оно преимущественно отрицательно и достигает по модулю 100 мгл, минимум Δg_{Φ} приурочен к депрессии в рельефе дна. Эта депрессия составляет единую сопряженную систему с подводным поднятием (хребтом) Авес, над которым Δg_{Φ} превышает +50 мгл (рис. 1). Южные участки хребта Авес и примыкающей с востока котловины Гренада отличаются от северных бо́льшими абсолютными значениями Δg_{Φ} и значительным перепадом рельефа ($\sim$3700 м). Подводный хребет Беата также выделяется зоной положительных аномалий в свободном воздухе. Величина этих аномалий возрастает с юга на север по мере уменьшения глубины дна. Максимум Δg_{Φ} в пределах хребта Беата, как правило, превышает +50 мгл, а над отдельными вершинами в его крайней северной части достигает +100 мгл.

Обширное подводное поднятие Никарагуа выделяется преимущественно зоной положительных аномалий Фая, не превышающих +70 млг. Исключение составляет о. Ямайка, расположенный на гребне подводного поднятия Никарагуа, над которым максимальные значения Δg_{Φ} более 150 мгл, они коррелируют с наибольшими высотами рельефа. Севернее о. Ямайка отмечается четко выра-

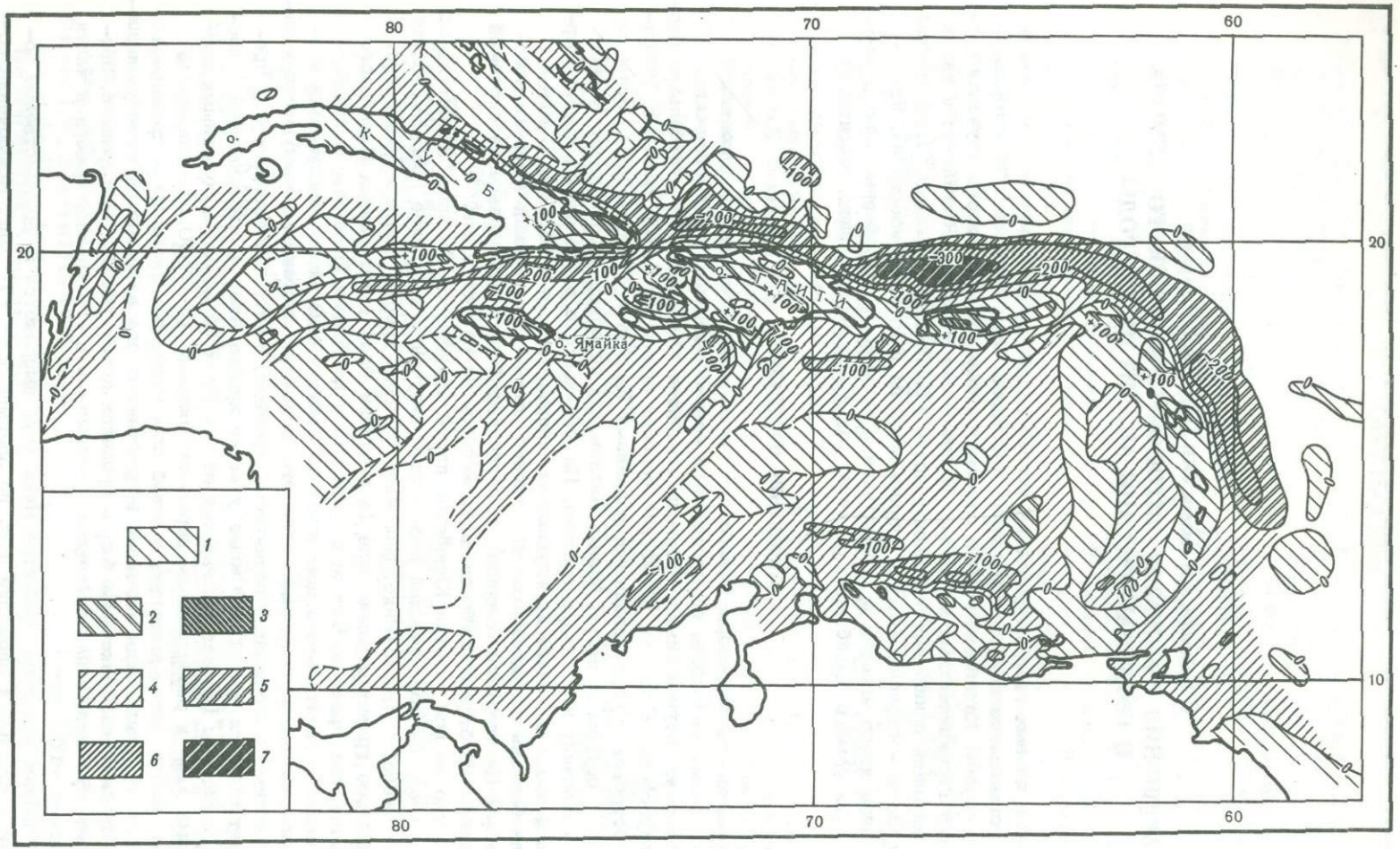


Рис. 1. Карта $\Delta g_ф$ Карибского региона [Авдеев, Ушаков, 1977а], мгл
1 – 0÷+100; 2 – +100÷+200; 3 – +200 и более; 4 – 0÷ -100; 5 – -100÷ -200; 6 – -200÷ -300; 7 – -300 и менее

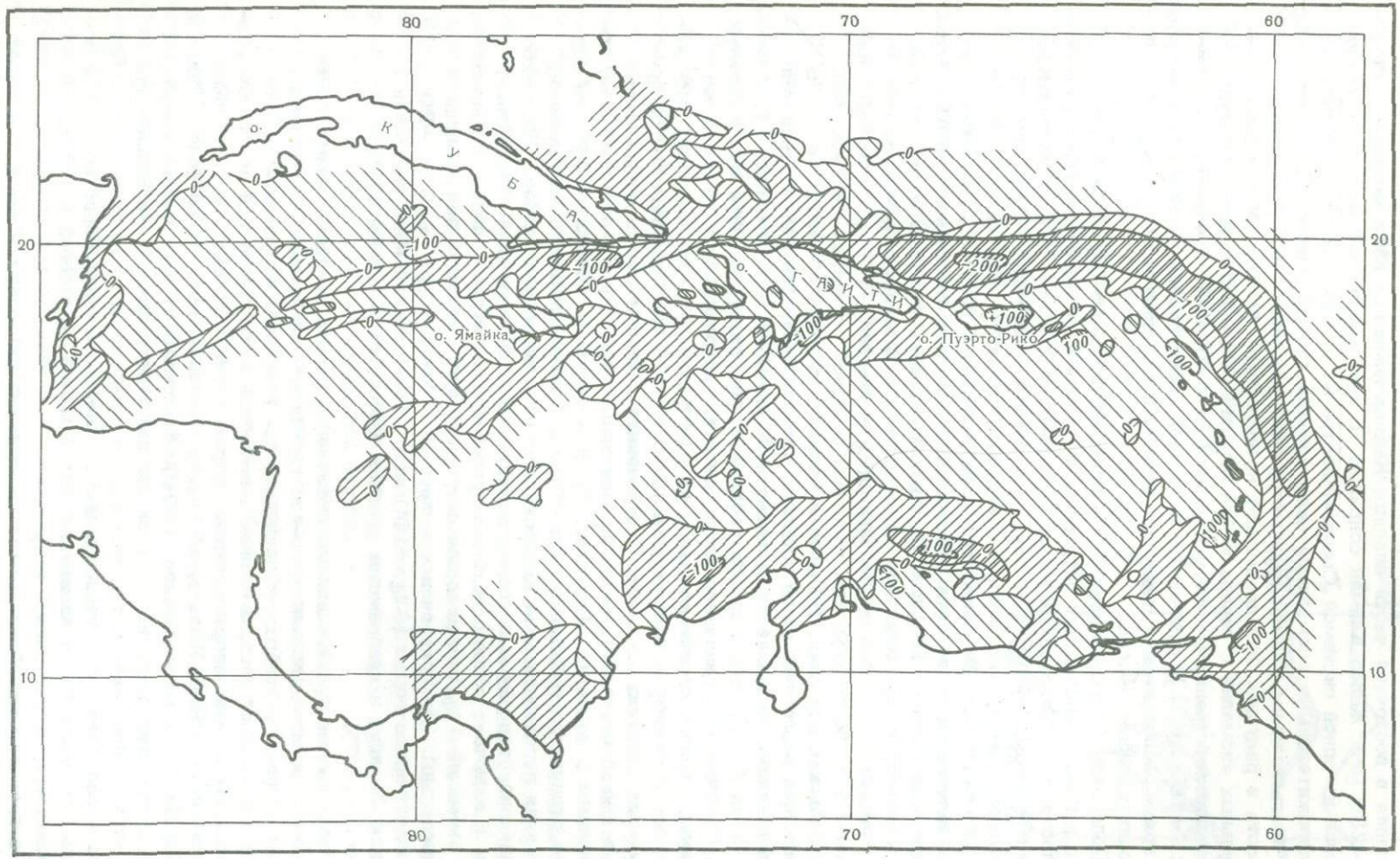


Рис. 2. Карта топографо-изостатических аномалий Карибского региона [Авдеев, Ушаков, 1977]
Условные обозначения см. на рис. 1

женная отрицательная аномалия $\Delta g_\Phi \approx -100$ мгл. Эта зона отрицательных значений Δg_Φ простирается в северо-западном направлении и соединяется с глубоким минимумом Δg_Φ, приуроченным к впадине Кайман. Отрицательные значения в восточной части впадины Кайман южнее о. Куба местами достигают -230 мгл. Желоб Кайман сопряжен с невулканической островной грядой Кайман и горной системой Сьерра-Маэстра на о. Куба, которые характеризуются положительными аномалиями силы тяжести, достигающими +150 мгл. Западная часть впадины Кайман гравиметрически изучена слабо. Аномалии силы тяжести в редукции Фая превышают по амплитуде 50 мгл. Узкая зона отрицательных аномалий с севера и юга ограничена положительными, приуроченными соответственно к хребту Кайман ($\Delta g \sim +50$ мгл) и поднятию Никарагуа ($\Delta g \sim +100$ мгл). В отличие от восточной части впадины Кайман, где островная гряда расположена к северу от желоба, в западной части подводный хребет находится южнее желоба.

Поле силы тяжести северного - северо-восточного обрамления Карибского моря в целом типично для островных дуг, хотя и обладает характерными особенностями. Глубоководный желоб Пуэрто-Рико характеризуется интенсивными отрицательными аномалиями Фая, достигающими величины -380 мгл. Над островной грядой, сопряженной с желобом, значение силы тяжести $\Delta g_\Phi = +200 \div +215$ мгл. Особенностью гравитационного поля над Большими Антиллами является наличие двух субширотно вытянутых зон минимумов Δg_Φ, ограничивающих систему Больших Антильских островов и с севера, и с юга. При этом амплитуда Δg_Φ северной депрессии в два раза интенсивнее амплитуды Δg_Φ южной; над последней значения Δg_Φ достигают -180 мгл, которые приурочены к наиболее глубоким участкам северной периферии Колумбийской и Венесуэльской котловин. Большие Антильские острова отделены от Малых Антильских разломной зоной Анегада, которая характеризуется отрицательными величинами аномалий силы тяжести $\Delta g_\Phi = -100$ мгл (см. рис. 1). В районе Малых Антильских островов наблюдается картина, типичная для островных дуг. Максимальные значения силы тяжести, приуроченные к северной части островной гряды, достигают здесь +150 ÷ +200 мгл. Эти значения сопряжены с зоной минимума амплитуд до -200 ÷ -250 мгл, наблюдаемой в примыкающих участках желоба. Приуроченная к желобу отрицательная зона Δg_Φ в южной его части осложнена локальным максимумом аномалий Фая, сопряженным с поднятием Барбадос. На фоне широкого минимума Δg_Φ это поднятие отличается небольшими (до +50 мгл) положительными аномалиями.

Южная переходная зона Карибского моря к востоку от залива Маракайбо характеризуется двумя поясами, вытянутыми в субширотном направлении; каждый включает сопряженные между собой зоны отрицательных и положительных аномалий Δg_Φ, типичных для островных дуг. Северный пояс сопряженных антиподальных зон приурочен к желобу Лос-Рокес ($\Delta g_\Phi \approx -150 \div -200$ мгл) и Подветренным горам ($\Delta g_\Phi \approx +100$ мгл). Более южный пояс приурочен к впадине Бонайре и прибрежным хребтам Венесуэлы [Авдеев, Ушаков, 1977а,б; Silver e.a., 1975].

Наблюдаемые гравитационные аномалии и рельеф дна дают возможность вычислить остаточные топографо-изостатические аномалии. Такие аномалии в общем случае могут быть обусловлены как реальным нарушением изостазии, так и аномальным распределением плотностей в литосфере при ее полном равновесии. Топографо-изостатические поправки для Карибского региона были рассчитаны [Авдеев, Ушаков, 1974] по методике, изложенной ранее [Ушаков, Исаев, 1969; Ушаков, Иванов, 1970]. В отличие от общепринятых моделей нами в качестве поверхности, разделяющей топографические и компенсационные массы, принималась так называемая поверхность свободной мантии. Как и следовало ожидать, в пределах центральной котловины Карибского моря величины аномалий Фая и изостатических близки между собой и (после учета регионального фона) близки к нулю.

По границам Карибской плиты почти везде наблюдаются зоны, где имеет место явное нарушение равновесия. К ним относятся, район восточного обрам-

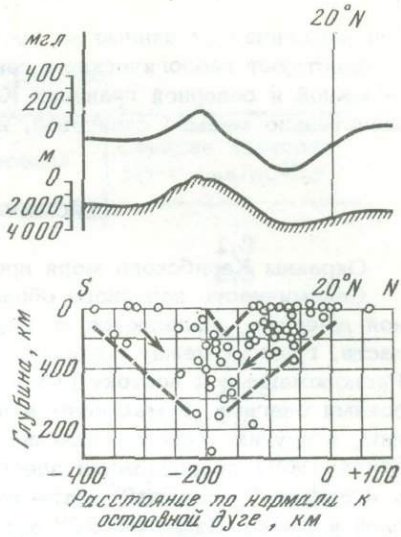


Рис. 3. Очаги землетрясений и гравитационное поле, свидетельствующие о сдавливании краев литосферных плит (Карибской и Северо-Американской) под о. Пуэрто-Рико

ления Карибского моря и Малые Антильские острова; район южной переходной зоны к востоку от залива Маракайбо; северное обрамление Карибского региона, а также его западное обрамление – Центрально-Американский регион. Все эти зоны отличаются сопряженными параллельными и линейно вытянутыми поясами положительных и отрицательных изостатических аномалий [Авдеев, Ушаков, 1974]. Так, для желоба и Малых Антильских островов характерно нарушение изостазии амплитудой до 150 мгл, типичное для островных дуг. В южной части глубоководный желоб исчезает и сменяется подводным поднятием с вершиной на о. Барбадос. Удовлетворительное совпадение наблюденных аномалий силы тяжести с вычисленными теоретически получается здесь при условии, что изостатически неуравновешенный глубоководный желоб засыпан мощной толщей осадков с плотностью 2,6 г/см^3 [Bowin, 1975].

Распределение изостатических аномалий южнее 15° с.ш. указывает на то, что сопряженные структуры Гренадского желоба и хребта Авес более уравновешены, чем молодая зона поддвига Малых Антилл, хотя на самом юге эти морфоструктуры явно далеки от изостазии (рис. 2).

Южное обрамление Карибского моря к востоку от залива Маракайбо характеризуется двумя, а на отдельных участках – даже тремя парами сопряженных между собой линейно вытянутых зон положительных и отрицательных изостатических аномалий. Северная зона представляет собой сопряженную структуру впадины Лос-Рокес и Подветренных островов. Величины изостатических аномалий над ними достигают по модулю 150 мгл [Авдеев, Ушаков, 1974]. Самая южная пара положительных и отрицательных изостатических аномалий приурочена к прибрежным горным цепям Южной Америки и низменности Льянос, по которой протекает р. Ориноко. Эта зона нарушений изостазии является континентальным продолжением пояса нарушения изостазии Малых Антилл. Между этими двумя четко выраженными парами зон нарушения изостазии намечается третья зона, которая простирается с востока на запад от залива Пария через впадину Карьяко до залива Маракайбо. Нам представляется, что эти сопряженные зоны нарушения изостазии обусловлены динамическим эффектом поддвига края одного блока литосферы под другой.

Помимо рассмотренных двух районов, имеется еще район северного обрамления Карибской плиты, где на основании изостатических аномалий также отмечаются зоны с поддвиговой компонентой движения по краям литосферных плит. Так, в западной части впадины Кайман изостатические аномалии и строение рельефа указывают на частичный поддвиг южного крыла океанической литосферы под северный борт поднятия Никарагуа. В то же время в восточной части впадины Кайман имеет место поддвиг океанической литосферы преимущественно под о. Куба и островную гряду Кайман.

Характер изостатических аномалий над системой Больших Антильских островов к востоку от южной оконечности о. Куба показывает, что поддвиг океанической литосферы под о. Гаити и о. Пуэрто-Рико происходит с двух сторон: с севера и юга (при этом с севера, насколько позволяют судить изостатические аномалии, поддвиговая компонента существенно больше, чем с юга).

Сейсмологические данные не противоречат этому выводу (рис. 3). Как свидетельствуют геологические и сейсмологические данные [Molnar, Sykes, 1969], на южной и северной границах Карибской плиты поддвиговая составляющая значительно меньше сдвиговой, которая здесь имеет место.

СЕЙСМИЧНОСТЬ И ТЕПЛОВОЙ ПОТОК

Окраины Карибского моря представляют собой сейсмически активные зоны.

Сейсмичность западного обрамления Карибской плиты, т.е. района Центральной Америки, разделяется по глубине очагов и механизмов в них на две области, границу между которыми можно провести по меридиану 81–82° з.д. Расположенный к востоку район Панамского перешейка характеризуется неглубокими очагами, и механизм в них соответствует в одних очагах – растяжению, в других – скольжению по разломам. Г. Молнар и Дж. Сайкс [Molnar, Sykes, 1969] предположили здесь восточную границу литосферной плиты Кокос, а в пункте 7° с.ш., 82° з.д. – тройное сочленение границ плит – Кокос, Карибской и Наска. Западнее 82° з.д., там, где в рельефе дна фиксируется Центрально-Американский желоб, четко устанавливается падение фокальных плоскостей на северо-восток, угол погружения изменяется от 30 до 50°, а максимальные глубины очагов достигают 250 м.

В районе впадины Кайман очаги землетрясений образуют несколько групп. Первая, наибольшая по числу очагов, находится на крайнем западе желоба и протягивается параллельно его простиранию, вдоль южного борта на восток от 87 до 83° з.д. Вторая зона очагов расположена между 81 и 82° з.д. и имеет субмеридиональное простирание. Несколько очагов образует зону, протягивающуюся к востоку вдоль южного края о. Куба. Небольшое количество очагов зафиксировано также вдоль северного края о. Ямайка, в районе залива Ганаве (западная часть о. Гаити). В основном это мелкофокусные (до 70 км) очаги [Erickson e.a., 1972]. Механизмы движения в очагах в западной части желоба Кайман свидетельствуют о преимущественном смещении вдоль простирания впадины, при котором северный борт разлома смещается к западу. Как было отмечено выше, в этой же части желоба Кайман имеет место и поддвиговая составляющая, направленная к северу под о. Куба.

Очаги землетрясений, расположенные в районе желоба Пуэрто-Рико и гряды Больших Антильских островов, позволяют наметить падение фокальной плоскости от оси желоба на юго-запад. Самые глубокие очаги расположены к западу от Пуэрто-Рико и под восточным краем о. Гаити, их глубина достигает 180 м [Molnar, Sykes, 1969].

В области желоба Муэртос (Доминиканского) существует поддвиг в северном направлении, на что указывают рельеф поверхности литосферы, аномалии силь. тяжести в топографо-изостатической редукции и направление погружения сейсмофокальной зоны. Угол падения этой зоны около 30°. Распределение очагов землетрясений в районе Малых Антилл типично для островных дуг. Здесь четко фиксируется погружение сейсмофокальной зоны с востока на запад под островную гряду и максимальные глубины очагов превышают 200 км. Сейсмические области южного обрамления Карибского моря можно разделить на несколько групп. Самая восточная является продолжением сейсмического пояса Малых Антилл между 63 и 66° з.д. Далее к западу имеют место лишь неглубокие очаги. И вплоть до 69° з.д. сейсмическая активность слабая. В районе Восточной Кордильеры и впадины Маракаибо эпицентральная зона протягивается преимущественно в субмеридиональном направлении, что совпадает с направлением поддвига, полученным из характера нарушения изостазии.

Важной характеристикой строения и динамики литосферы Карибского региона является тепловой поток через дно. В табл. 1 приведены средние значения теплового потока для различных участков Карибской плиты [Erickson e.a., 1972].

Для всех котловин Карибского моря средние значения теплового потока близки к значениям q в прилегающих районах Атлантики. Относительно повы-

Таблица 1

Распределение теплового потока в Карибском регионе

Район	Число измерений	Средние значения, 10^{-6} кал/см^2.с
Гренадская котловина		1,3
Венесуэльская котловина	26	1,3
Колумбийская котловина		1,3
Юкатанская котловина	12	1,3
Желоб Кайман	10	2,1
Хребет Кайман	3	1,38
Примыкающая область Атлантического океана	15	1,3

шенная средняя величина q через желоб Кайман обусловлена главным образом высокими значениями q в центральной области впадины – 81–83° з.д. ($q \sim 2{,}3 \cdot 10^{-6}$ кал/см^2·с). В восточном и западном районах желоба тепловой поток существенно ниже $q \sim (1{,}3 \div 1{,}6) \cdot 10^{-6}$ кал/см^2.с.

Большое количество работ посвящено исследованиям кристаллической структуры и осадочного чехла Карибского региона [Erickson e.a., 1972; Malin, Dillon, 1973; Silver e.a., 1975; Валяшко и др., 1976; Bunce e.a., 1974; Pinet, 1975; Westbrook, 1975; Kearey, 1974; и др.]. Сейсмическая структура земной коры большинства котловин Карибского моря имеет сходство со строением "нормальной" океанической коры, хотя в каждом случае имеются частные особенности, связанные с тектоникой того или иного района или характером осадконакопления в нем.

МГНОВЕННАЯ КИНЕМАТИКА ПЛИТ

Современная динамика Карибского региона в значительной степени обусловлена сложным относительным движением как самой Карибской литосферной плиты, так и примыкающих к ней плит: Южно-Американской, Северо-Американской, Кокосовой и Наска. Литосфера в пределах Карибского региона находится в состоянии всестороннего сжатия, что, в частности, подтверждается глобальной кинематической картиной движения плит в этом районе. Впервые кинематическая модель мгновенного относительного движения Карибской и прилегающих к ней плит была построена Т. Джорданом [Jordan, 1975]. Он рассматривал относительные движения пяти плит, используя величину скорости раздвижения литосферы в центре желоба Кайман – 2,2±1 см/год и 20 направлений относительного движения на границах с Кокосовой и Северо-Американской плитами. Т. Джордан включал в рассмотрение пять плит: Карибскую, Северо-Американскую, Южно-Американскую, Кокосовую и Наска. Однако движение плит, соседних с Карибской и определяющих ее вращение, во многом зависит от взаимодействия с такими плитами, как Африканская, Тихоокеанская, Евро-Азиатская и др. Поэтому более корректным был бы расчет полюсов вращения Карибской плиты относительно соседних с включением ее в глобальную модель кинематики. Такие расчеты для главных плит Земли: Тихоокеанской, Северо-Американской, Южно-Американской, Кокосовой, Наска, Карибской, Африканской, Евро-Азиатской, Индийской, Антарктической и Аравийской – были проведены нами по методике, изложенной в работе И. Минстера с соавторами [Minster e.a., 1974]. Из этой работы были использованы данные по скоростям раздвижения и направлениям относительных движений на границах плит. Помимо них, нами использовались также результаты последних исследований, уточняющих относительные движения плит на границах Аф-

Таблица 2

Данные по относительным движениям на границах Карибской плиты [Jordan, 1975], использованные в глобальной модели кинематики плит

ϕ°N	λ°E	Наблюденное значение	Ошибка	Вычисленное значение	Отклонение наблюденного значения от теоретического	Представительность данного
			Карибская – Северо-Американская			
			Скорость, см/год			
18,0	-81,5	2,2	1,0	1,4	0,8	0,52
			Азимут, град			
14,9	-60,5	С 86В	20	С 89В	-3	0,103
17,7	-61,6	С 90В	20	С 88В	2	0,091
19,1	-64,8	Ю 82В	20	С 86В	12	0,065
19,0	-67,3	С 78В	15	С 85В	-7	0,086
19,2	-67,9	С 66В	10	С 85В	-19	0,179
19,3	-70,3	С 71В	20	С 84В	-13	0,932
19,7	-75,0	С 86В	5	С 81В	5	0,248
19,7	-77,0	С 83В	5	С 80В	3	0,184
19,2	-80,0	С 79В	5	С 79В	0	0,144
18,9	-81,2	С 81В	10	С 78В	3	0,037
17,5	-83,0	С 79В	5	С 77В	2	0,183
16,9	-85,0	С 75В	5	С 76В	-1	0,252
17,0	-85,6	С 75В	20	С 76В	-1	0,017
16,8	-85,9	С 70В	20	С 76В	-6	0,018
16,4	-87,0	С 72В	5	С 75В	-3	0,354
			Карибская – Кокосовая			
			Азимут, град			
13,5	-89,3	С 23В	15	С 22В	1	0,088
12,5	-87,4	С 34В	10	С 23В	11	0,168
11,4	-86,2	С 32В	10	С 24В	8	0,148
9,6	-84,1	С 06В	15	С 26В	-20	0,054
8,9	-83,4	С 30В	10	С 27В	3	0,114

риканской и Северо-Американской плит [Rona, 1976], Африканской и Антарктической [Forsyth, 1975; Sclater e.a., 1976; Norton, 1976], Кокосовой, Наска, Тихоокеанской и Антарктической [Hey e.a., 1977] и некоторые другие работы. В качестве исходных начальных данных о движении Карибской плиты относительно соседних были использованы результаты, приведенные в табл. 2 [Jordan, 1975]. Рассчитанные нами полюсы вращения Карибской плиты относительно соседних (в глобальной модели 11 плит Земли) даны в табл. 3. В табл. 2 показаны также теоретические значения скорости и азимутов движений, вычисленные с помощью полученных векторов вращения. Сравнение теоретических и наблюденных значений показывает, что наибольшее различие имеют векторы скольжения в западной части желоба Пуэрто-Рико (19,2° с.ш., 67,9° з.д.) и в южной части Центрально-Американского желоба (9,6° с.ш., 84,1° з.д.). В целом же векторы скольжения, определенные по механизмам в очагах землетрясений и по простиранию разломов из топографии дна моря, удовлетворительно согласуются с вычисленными из глобальной модели. Полюсы вращения Карибской плиты, вычисленные нами в глобальной модели, получились сравнительно близкими к полюсам модели, включающей лишь пять соседних плит [Jordan, 1975].

Некоторое отличие установлено для полюса вращения Карибской плиты относительно Южно-Американской (движение последней в значительной степени

Таблица 3

Векторы угловой скорости вращения Карибской плиты относительно соседних, рассчитанные в глобальной модели мгновенной кинематики плит Земли

Пара плит*	Угловая скорость, град/10 млн. лет	Доверительный интервал	ϕ°N	Доверительный интервал	λ°E	Доверительный интервал	Угол наклона оси долготы, град
1	2	3	4	5	6	7	8
Северо-Американская-Карибская	1,3 (2,0)	1,3 (1,4)	-58,8 (50,0)	43,0 (36,0)	-58,0 (-64,0)	6,2 (18,0)	37,3 -
Кокосовая-Карибская	15,0 (14,1)	1,9 (2,8)	21,5 (25,0)	3,2 (6,0)	-114,4 (-118,0)	6,1 8,0	-37,2 -
Карибская-Южно-Американская	1,5 (1,6)	1,0 0,6	51,7 68,0	56,0 54,0	-53,7 (-29,0)	30 (114)	-3,6
Карибская-Наска	7,7 (8,6)	1,2 (3,0)	-49,4 -47,0	16,2 (18,0)	85,2 (84,0)	8,2 (30,0)	-32,3
Карибская-мантия	1,1 (0,6)	1,1	-53,9 (-25,0)	46,4	-122,9 (-128)	92	6,8

*Первая плита вращается относительно второй против часовой стрелки.

Примечание. В строке "Карибская-мантия" приведена угловая скорость вращения плиты, рассчитанная в глобальной модели "горячих пятен", предположительно связанной с мантией. В скобках даны значения, рассчитанные в модели пяти соседних плит [Jordan, 1975]. В столбцах 3, 5, 7 указаны интервалы, в пределах которых величины угловой скорости, широты и долготы полюсов могут быть обнаружены с вероятностью 95% (удвоенное стандартное отклонение). При этом возможные положения полюсов вращения на поверхности Земли ограничены так называемыми эллипсами вероятности. Координаты центров эллипсов, определяющих наиболее вероятное положение полюсов вращения, приведены в столбцах 4, 6, размеры полуосей эллипса - в столбцах 5, 7 и наклон оси долготы эллипса, отсчитываемый против часовой стрелки от направления на восток, - в столбце 8.

определяется взаимодействием с Африканской плитой). Существенно также уменьшение угловой скорости вращения Карибской плиты относительно Северо-Американской в нашей глобальной модели по сравнению со значениями, полученными из модели, включающей лишь пять соседних плит [Jordan, 1975]. В некоторой степени такое уменьшение явилось следствием учета в нашей модели новых данных по относительным движениям Наска-Тихоокеанской и Кокосовой плит [Hey e.a., 1977]. Скорость скольжения Северо-Американской плиты относительно Карибской в районе желоба Кайман, предсказываемая нашей глобальной моделью 11 плит, составляет 1,4 см/год (в модели пяти соседних плит она принята 2,1 см/год). Как наши расчеты полюсов вращения в глобальной модели, так и расчеты предшествующей модели [Jordan, 1975] показывают, что Карибская плита находится в состоянии сжатия: она движется в северном направлении к Северо-Американской плите со скоростью 0,3-0,4 см/год и одновременно скользит к востоку относительно нее со скоростью 1,4 см/год; Карибская плита также сближается и с Южно-Американской плитой со скоростью 0,2 см/год и скользит относительно последней к западу со скоростью 1,1 см/год. Относительные скорости движения Карибской плиты слабо меняются вдоль южной и северной ее границ, так как оба полюса достаточно удалены от границ. Приведенные данные по скоростям, относящиеся к

точкам 18° с.ш., 81,5° з.д. на северной и 10° с.ш., 65° з.д. на южной границах Карибской плиты, служат оценкой скорости практически по всей длине каждой из границ. Заметим, что скорость движения Карибской плиты в системе координат, связанной с "горячими пятнами" и предположительно неподвижной относительно мантии, составляет всего лишь 1,0 см/год.

В наших расчетах полюсы абсолютного движения считались также в глобальной модели, учитывающей все данные по абсолютному и относительному движению главных плит Земли. Это позволило корректно вычислить координаты каждого полюса вращения и их доверительные интервалы. Для Карибской плиты полюс вращения в системе "горячих пятен" приведен в табл. 3. Заметим, что малая скорость движения Карибской плиты в абсолютной системе координат, отмеченная еще У. Морганом [Morgan, 1972], дала повод высказать так называемую гипотезу якорей, по которой плита с преимущественно поддвиговыми границами должна быть почти фиксированной относительно верхней мантии. Однако пример Филиппинской плиты, имеющей, по нашим расчетам, угловую скорость вращения на порядок больше, чем у Карибской (в той же системе координат), говорит о том, что здесь пока многое остается неясным.

ДИНАМИКА ЛИТОСФЕРЫ НА ГРАНИЦАХ ПЛИТ

Как видно из анализа геолого-геофизических данных, а также общей глобальной кинематической модели относительно движения литосферных плит, Карибская плита испытывает значительное динамическое воздействие (скольжение, сжатие) со стороны окружающих ее плит, что очень четко проявляется на ее границах. Так, в пределах северного обрамления Карибской плиты одним из наиболее сложных в тектоническом отношении районов является глубоководная впадина Кайман. Как было отмечено, механизмы землетрясений свидетельствуют о наличии вдоль этой впадины левосторонних сдвиговых смещений. Результаты геолого-геофизических исследований свидетельствуют о том, что в западной части впадины, помимо сдвиговых смещений, имеет место также поддвиг одной литосферной плиты под другую. Отсутствие андезитового вулканизма в районах поддвига и наличие значительных сдвигов дают основание считать, что желоб Кайман представляет собой не что иное, как левосторонний трансформный разлом с поддвигом. Причем в пределах восточной части впадины (восточнее 81° з.д.) имеют место поддвиг Карибской плиты под Северо-Американскую и смещение последней к западу. Но в западной части впадины Кайман происходит поддвиг Северо-Американской плиты под Карибскую с левосторонним смещением. В центральной части впадины (81-83° з.д.) наблюдается срединное поднятие, где зона сейсмичности вытянута меридионально. Очень маленькая толщина осадков, высокий тепловой поток и характер изменения рельефа дна дают возможность предположить наличие в этом районе локального раздвига океанической литосферы, т.е. вторичного рифтогенеза. Эта зона растяжения образуется в результате того, что соседние блоки литосферы поддвигаются в различных направлениях (на север в западной части желоба Кайман и на юг под р. Куба в восточной части желоба) и одновременно подвержены левосторонним сдвигам. В зависимости от величин сдвига и поддвига геометрия рифтовой зоны, образованной в условиях сдвига и сжатия, должна довольно быстро изменяться со временем.

Левосторонний сдвиг со значительным поддвигом имеет место также в желобе Пуэрто-Рико, вдоль которого океаническая литосфера Атлантики погружается под Карибскую литосферу и Малые Антильские острова. Как свидетельствует анализ механизма очагов землетрясений, относительное движение краев плит происходит не строго вдоль желоба Пуэрто-Рико. В районе Больших Антильских островов главная компонента движения направлена вдоль желоба, а небольшая часть - ортогонально к нему. Именно эта особенность (косое погружение) приводит к резкому нарушению изостазии и сравнительно неглубокому расположению очагов землетрясений под Большими Антиллами.

Менее заметный по морфологии и сейсмичности Южно-Гаитянский разлом (желоб Муэртос) достаточно хорошо выявляется по гравитационным аномалиям. Вдоль этого желоба происходит погружение литосферы Карибского моря с юга под острова Пуэрто-Рико и Гаити. Наличие поддвига с юга и севера под о. Пуэрто-Рико дает возможность объяснить природу трансформного разлома Анегада, относящегося к классу выпуклая дуга – выпуклая дуга. Аномалии силы тяжести и рельеф поверхности позволяют трассировать Южно-Гаитянскую разломную зону к западу в двух направлениях: одно – вдоль озера Энрехимо на о. Гаити и впадины на юге залива Ганаве, а далее к западу, возможно, до глубоководного желоба Кайман; другое – по зоне нарушения равновесия южнее западной оконечности о. Гаити, вплоть до северного подножия о. Ямайка и далее к западу во впадину Кайман.

Таким образом, главной компонентой движения вдоль северной границы Карибской плиты в настоящее время является левосторонний сдвиг и в генеральном плане его можно рассматривать как левосторонний трансформный разлом (что отмечалось многими исследователями). Но, помимо сдвиговой составляющей, имеет место сжатие, которое приводит к поддвиганию более плотной океанической литосферы под континентальную. Поэтому данная разломная зона в действительности представляет собой серию разломов, главные из которых фиксируются глубоководными желобами Кайман и Пуэрто-Рико. Причем, как отмечалось, в районе восточной оконечности желоба Кайман имеет место поддвиг в северо-восточном направлении, в то время как в западной части желоба Пуэрто-Рико направление поддвига – с северо-востока на юго-запад. Такая кинематическая картина возможна только в том случае, если предположить между этими двумя границами наличие трансформного разлома, проходящего между островами Куба и Гаити.

Район Малых Антилл характеризуется активным поддвигом Атлантической литосферы под Карибскую плиту с раннего эоцена. С начала среднего эоцена обнаружены проявления кислого вулканизма. Северная половина Малых Антильских островов и сопряженного с ними глубоководного желоба характеризуется всеми признаками типичной зоны поддвига. Единственное осложнение здесь создает разломная зона Барракуда, протягивающаяся далее на юго-восток к экваториальной части Срединно-Атлантического хребта.

Южная половина Малых Антилл осложнена хребтом Барбадос. Как уже отмечалось, максимальная толщина осадков, слагающих этот хребет, близка к 20 км [Westbrook, 1975]. Консолидированные осадки смяты в крупные складки субмеридионального простирания. Начало этой складчатости относится к среднему эоцену. Осадки являются нескомпенсированным грузом на поверхности опускающейся литосферной плиты, так как гравитационный эффект осадков в три раза больше избыточной величины топографо-изостатической аномалии в районе хребта Барбадос. Поэтому можно предполагать, что литосфера под хребтом Барбадос находится в напряженном состоянии, обусловленном процессом поддвигания атлантической части Американской плиты под Карибскую. Динамическая модель образования хребта Барбадос сводится к смятию в складки и скучиванию толщи осадочного чехла континентального подножья Атлантики у северо-восточного окончания Южной Америки [Westbrook, 1975]. Нагромождение и складчатость осадков происходят в результате того, что при большой толще уплотненные осадки не могут погрузиться вместе с океанической литосферой и начинается процесс их сдирания с погружающейся плиты. Толща консолидированных осадков, которая образует хребет Барбадос, создает серьезное препятствие для дальнейшего погружения литосферы под Малые Антиллы, в результате чего появляется возможность плановой перестройки зоны поддвига.

Южная граница Карибской плиты традиционно проводится многими исследователями [Hess, Maxwell, 1953; Molnar, Sykes, 1969; Хаин, 1971] по разломам Эль-Пилар, Сан-Себастьян и Оса. Кроме того, как об этом свидетельствует анализ геоморфологических, сейсмических и сейсмологических исследований, эти разломы, вероятно, представляют единую зону, протягивающуюся

с востока на запад от 61 до 75° з.д. Вдоль всей этой пограничной зоны имеются сейсмологические и геологические данные, свидетельствующие о правостороннем сдвиге. Некоторые исследователи [Silver e.a., 1975] считают, что граница в районе от 75 до 66° з.д. проходит по сопряженным между собой некомпенсированным структурам желоба Лос-Рокос и невулканической островной гряды Малых Антилл, которые четко фиксируются в рельефе и аномальном гравитационном поле. Как уже отмечалось, перепад аномалий на востоке этой системы достигает 300 мгл, а на западе – 200 мгл. Западнее 68,6° з.д. желоб Лос-Рокос не имеет четкого выражения в рельефе дна и трассируется лишь по зоне минимума $\Delta g_{ф}$. Наиболее характерной морфоструктурой дна здесь является хребет Кюрасао, который также протягивается на восток севернее желоба Лос-Рокос. Сейсмические и сейсмоакустические данные свидетельствуют, что этот одводный хребет смят в складки и сложен осадочными толщами ($v_p < 4,1$ км/с) [Silver e.a., 1975] мощностью не менее 10-12 км. Можно считать, что происхождение хребта Кюрасао аналогично происхождению хребта Барбадос.

Е.А. Сильвер с соавторами предполагают, что активное тектоническое развитие южной окраины Карибской плиты происходило с мелового времени. Они рассматривают две фазы развития этой границы: первая начинается в меловое время и заканчивается в раннем палеогене; вторая охватывает весь кайнозой. Первая фаза связана с ранним раскрытием Северной и Южной Атлантики. Тектонические процессы второй фазы обусловлены в основном относительными движениями Карибской и Южно-Американской литосферных плит. Эта фаза характеризуется образованием серий поперечных разломов, секущих островную цепь Подветренных гор, рифтоподобных структур и интенсивной деформацией сжатия. Образование разломов, вероятно, имело место при вертикальных движениях блоков коры во время формирования островной цепи. Большинство разломов активно в настоящее время. Различная картина геофизических полей и морфологии дна океана к востоку и западу от о. Бонайре дает возможность предположить, что поднятие Бонайре представляет собой обособленный блок, расположенный между двумя большими плитами [Silver e.a., 1975]. На юге он ограничен разломными зонами Сан-Себастьян и Ока, на востоке – каньоном Лос-Рокес, а на западе – хребтом Кюрасао. Вращение этого блока по часовой стрелке можно объяснить неоднородной деформацией восточной части каньона Лос-Рокес, что может быть обусловлено двумя процессами: 1) смещением Западной Колумбии и блока Санта-Марта к северу относительно Южной Америки в результате относительного движения плит Наска и Южно-Американской и 2) движением Карибской плиты относительно Южно-Американской в восточном направлении.

Довольно трудно пока построить схему блоков близ границы плит Карибской и Наска. Здесь выделяется блок, ограниченный с юга валом Карнеги, а с запада и востока – Панамской зоной разломов и западной окраиной Южно-Африканской плиты соответственно. Хотя на основании карты сейсмичности этого района можно допустить некоторую независимость в перемещении блока, оно слабо отличается от движения плиты Наска, и на современном этапе исследований можно рассматривать данный блок как часть этой плиты. В районе Панамского перешейка полоса мелкофокусной сейсмической активности протягивается между 7 и 8° с.ш. Можно считать, что именно здесь проходит граница плит Наска и Карибской.

Анализируя особенности границы плит Наска и Карибской, отметим разломы на северной континентальной окраине Панамского перешейка, где так же, как и на южной, наблюдается мелкофокусная сейсмичность; по мнению некоторых исследователей, именно здесь проходит граница этих плит. Высказываются и другие предположения, в частности, что развитие такой деформации может быть связано с неустойчивостью тройного соединения плит Наска-Карибской-Кокосовой. В случае справедливости такого предположения новый разлом, который формируется к западу от Панамского (что подтверждается сейсмичностью юго-западнее Панамы), позволяет предполагать "перескок" активного

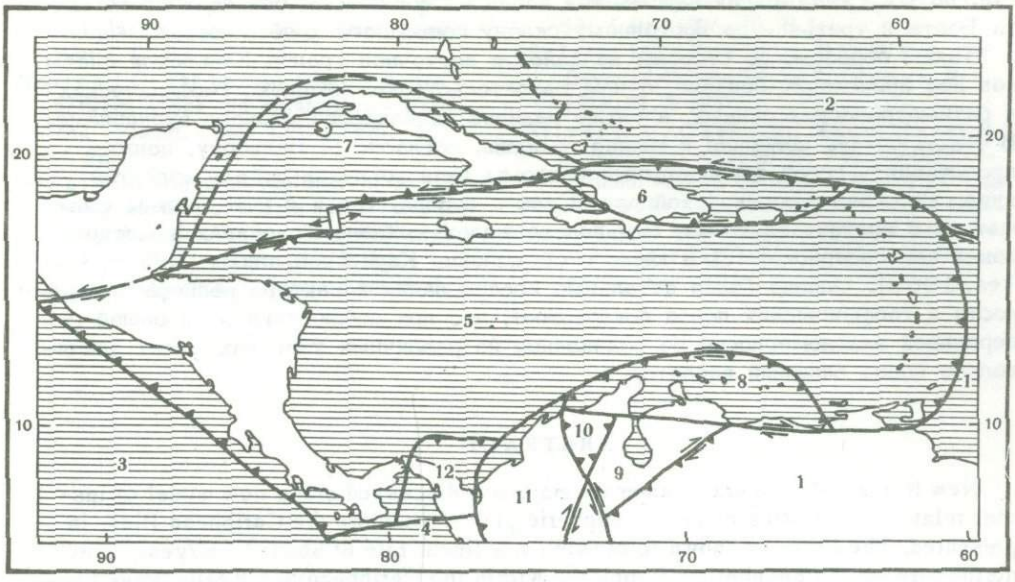


Рис. 4. Микроплиты Карибского региона

Плиты: 1 – Южно-Американская, 2 – Северо-Американская, 3 – Кокос, 4 – Наска, 5 – Карибская; микроплиты: 6 – Гаити, 7 – Кубинская (выделена предположительно), 8 – Кюрасао, 9 – Маракайбо, 10 – Кристобаль-Колон, 11 – Магдалена, 12 – Панамская (две последние выделены предположительно)

разлома на запад на расстояние около 200 км. Такой предполагаемый "скачок" активной разломной зоны, естественно, приводит к изменению местоположения границы плит Наска и Карибской [Jordan, 1975].

Северо-западная область Карибской плиты ограничена с юго-запада Центрально-Американским желобом, а с севера – системой разломов Куилко-Чихо-Полочик и почти параллельной ей системой Мотагуа. Изучение геоморфологии района по космоснимкам, полученным со спутника "Скайлаб", показало, что вся эта клинообразная область расчленена разломами, образованными под воздействием общего растяжения, действующего в направлении с востока на запад. Отдельные блоки испытывают незначительное вращение против часовой стрелки, вызванное тем, что Восточный Гондурас имеет северную компоненту смещения. Главным разломом, по которому происходит движение краев плит, здесь служит разлом Куилко-Чихоу-Полочик. Он активен, в настоящее время по нему происходит левостороннее скольжение. Вместе с другим разломом, являющимся его юго-западным ответвлением по направлению к Центрально-Американскому желобу, разлом Чихоу-Полочик можно рассматривать как северо-западный участок границы Карибской и Северо-Американской плит. Разлом Мотагуа, проходящий южнее и почти параллельно первому, имеет меньшую компоненту смещения, а западная часть его вовсе не активна. Оба разлома в восточной части по мере удаления от берега переходят непрерывно по простиранию во впадину Кайман.

Все изложенное позволяет утверждать, что в настоящее время можно дать только весьма обобщенную характеристику пространственного положения границ Карибской плиты (рис. 4). На многих участках краевой зоны происходят весьма сложные и дифференцированные движения. В пределах Больших Антилл и северного края Южно-Американского континента выделяется система блоков литосферы, каждый из которых испытывает самостоятельное движение. Кроме того, в пределах самой плиты на основании сейсмологических данных можно выделить несколько ослабленных зон литосферы, по которым происходят отдельные подвижки. Примером таких ослабленных зон является граница, протягивающаяся в меридиональном направлении у восточного побережья Никара-

гуа, по 82° з.д. Другая намечается вдоль восточного склона подводного хребта Беата и третья – по восточному склону подводного хребта Авес.

Таким образом, со стороны западной и восточной границ Карибской плиты под нее происходит поддвиг, о чем свидетельствуют комплекс геофизических и батиметрических данных, а также наличие андезит-риолитового вулканизма. В таком случае северная и южная границы, согласно Г. Вильсону, должны представлять собой трансформные разломы типа вогнутая дуга – вогнутая дуга, т.е. края Американской плиты как с севера, так и с юга должны смещаться с востока на запад. Это подтверждает механизм в очагах землетрясений как северного, так и южного обрамления Карибской плиты [Molnar, Sykes, 1969]. Однако более детальные исследования характера рельефа поверхности и геофизических полей показывают, что при соблюдении этой общей генеральной закономерности ее реализация на различных участках имеет значительно более сложный характер.

ABSTRACT

New free air and isostatic anomaly maps are discussed and a new model of instant relative kinematics of the lithospheric plates bounding the Caribbean Plate is presented. The latter is shown to slowly (at a linear rate of about 1 cm/year) move northwestward. Lithospheric microplates within the Caribbean Sea Region have been distinguished on the basis of combined geophysical evidence. The dynamics of the lithosphere on these microplates' margins has been described.

ЛИТЕРАТУРА

Авдеев А.И., Ушаков С.А. Изостазия Карибского региона. Гидрофизические исследования в центральной Атлантике. Севастополь, 1974.

Авдеев А.И., Ушаков С.А. Гравиметрическая карта в редукции Фая Карибского моря. М-б 1:4000 000. Севастополь, 1977а.

Авдеев А.И., Ушаков С.А. Гравиметрическая карта остаточных топографо-изостатических аномалий Карибского моря. М-б 1:4000 000. Севастополь, 1977б.

Валяшко Г.М., Ельцина Г.И., Литвин В.М. и др. Новые данные о строении глубоководных желобов Пуэрто-Рико и Кайман. – Вестн. МГУ, 1976, № 1.

Ушаков С.А., Иванов С.С. Изостатическое редуцирование и некоторые вопросы методики интерпретации гравитационных аномалий в переходных зонах. – В кн.: Морская геология и геофизика. Рига, 1970, вып. 1.

Ушаков С.А., Исаев Е.И. Поверхность "свободной" мантии под океаном. – Изв. вузов. Геол. и разв., 1969, №11.

Хаин В.Е. Региональная геотектоника. М.: Недра, 1971.

Bowin C.O. The Caribbean: gravity field and plate tectonics. – Bull. Geol. Soc. Amer. Spec. Pap., 1975, 169.

Bunce E.T., Phillips J.D., Chase R.L. Geophysical study of Antilles outer ridge, Puerto Riko Trench, and Northeast margin of Caribbean Sea. – Bull. Geol. Soc. Amer., 1974, 58, N 1.

Erickson A.J., Helsley C.E., Simmons G. Heaf flow and continuons seismic profiles in the Cayman Trough and Jukatan Basin. – Bull. Geol. Soc. Amer., 1972, 83.

Forsyth D.W. Fault plate solutions and tectonics of South Atlantic and Scottia Sea. – J. Geophys. Res., 1975, 80, N189.

Hess H.H., Maxwell J.C. Caribbean research project. – Bull. Geol. Soc. Amer., 1953, 64, N 1/6.

Hey R.N., Johnson G.L., Lowrie A. Recent plate motions in the Galapagos area. – Bull. Geol. Soc. Amer., 1977, 88, N 1385.

Jordan T.H. The present-day motion of the Caribbean Plate. – J. Geophys. Res., 1975, 80, N 32.

Kearey P. Gravity and seismic reflection investigation into the crustal structure of the Akes ridge, Eastern Caribbean. – Geophys. J. Roy. Astron. Soc., 1974, 38.

Malin P.E., Dillon W.P. Geophysical reconnaissance of the Western Cayman Ridge. – J. Geophys. Res., 1973, 78, N 31.

Minster I.B., Jordan T.H., Molnar P., Haines E. Numerical modelling of instantaneous plate tectonics. – Geophys. J. Roy. Astron. Soc., 1974, 36

Molnar P., Sykes J.P. Tectonics of the Caribbean and Middle American region from focal mechanism and seismicity. – Bull. Geol. Soc. Amer., 1969, 80.

Morgan W.J. Deep mantle convection plums and plate motions. – Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 1972, 56.

Norton J.O. The present relative motion between Africa and Antarctica. – Earth and Planet. Sci. Lett., 1976, 33, N 219.

Pinet P.R. Structural evolution of the Honduras continental margin and the sea floor south of the Western Cayman Trough. – Bull. Geol. Soc. Amer., 1975, 86.

Rona P.A. Asymmetric fracture zones and sea-floor spreading. – Earth and Planet. Sci. Lett., 1976, 30, N 1.

Sclater I.G., Bowin C., Hey R. e.a. The Bovet triple junction. – J. Geophys. Res., 1976, 81, N 1857.

Silver E.A., Case J.E., Macgillavry H.J. Geophysical study of the Venezuelan Borderland. – Bull. Geol. Soc. Amer., 1975, 86.

Westbrooks G.K. The structure of the crust and upper mantle in the region of Barbados and Lesser Antilles. – Geophys. J. Roy, Astron. Soc., 1975, 43.

Т. И. Фролова

СРАВНИТЕЛЬНАЯ ПЕТРОЛОГИЯ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПОРОД МАЛОЙ АНТИЛЬСКОЙ И ЮЖНО-САНДВИЧЕВОЙ ОСТРОВНЫХ ДУГ

Малая Антильская островная дуга представляет собою меридиональный отрезок Карибско-Антильской дуги, выдвинутый в сторону океана и соединяющий о. Пуэрто-Рико на севере и территорию Венесуэлы на юге.

Положение ее аналогично второй островной дуге, омываемой водами Атлантики, – Южно-Сандвичевой, соединяющей северную и южные ветви Южно-Антильской структуры. И в том, и в другом случае островные дуги являются наиболее молодыми частями сложно построенных Карибско-Антильского и Южно-Антильского регионов, во многом обнаруживающих черты сходства. Островные дуги расположены во фронтальных частях регионов. Для них характерны современный вулканизм и окаймляющие их со стороны океана глубоководные желоба (рис. 1).

Принципиальное сходство геологического положения Малой Антильской и Южно-Сандвичевых островных дуг делает особо плодотворным сравнение их вулканизма, позволяет связать петрологические особенности последнего с геотектоническими различиями и подойти, таким образом, к проблеме их генезиса.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ

Малые Антильские острова образуют выпуклую дугу, протянувшуюся на 900 км от континентального склона Южной Америки до желоба Анегада, отделяющего северный конец дуги от о. Пуэрто-Рико. Острова Малых Антилл по составу слагающих их пород и возрасту вулканических проявлений могут быть разделены на внешнюю дугу, так называемые известняковые Антиллы, и внутреннюю дугу – вулканические Антиллы. Эти дуги сходятся в южной части Малых Антилл, в то время как на севере, на широте островов Монсеррат и Антигуа, острова внешней и внутренней дуг отстоят друг от друга на 70 км.

Главная физиографическая черта Малых Антилл – поднятие, которое в южной их части, от Гренады до Гваделупы, представляет собой относительно узкий хребет, а в северной – довольно широкую платформу. Не менее замечательным является наличие двух хребтов – Барбадос на востоке и Авес на западе. Они отделены от Малой Антильской дуги соответственно желобами Тобаго и Гренада. В то время как хребет Барбадос – это скопление низкоскоростных осадков, находящихся в стадии изостатического подъема, хребет Авес протягивается вдоль всей длины дуги и, по современным представлениям [Tomblin, 1975; Fox, Heezen, 1975; и др.], представляет собой древнюю островную дугу, вулканическая деятельность которой затухла в раннетретичное время.

Имеющиеся геофизические данные по строению коры в восточной части Карибского региона недостаточны и подчас противоречивы. Достоверно установлено увеличение мощности океанической коры Атлантического океана по направлению на запад, к Малым Антиллам, от 12–15 до 25 км, а возможно, и более [Officer e.a., 1959; Fox, Heesen, 1975]. Под Антильской дугой максимальную толщину (17 км) имеет слой 6,3–6,5 км/с, перекрытый слоем 5,2–5,6 км/с, мощность которого непостоянна и варьирует от 0 до 4 км.

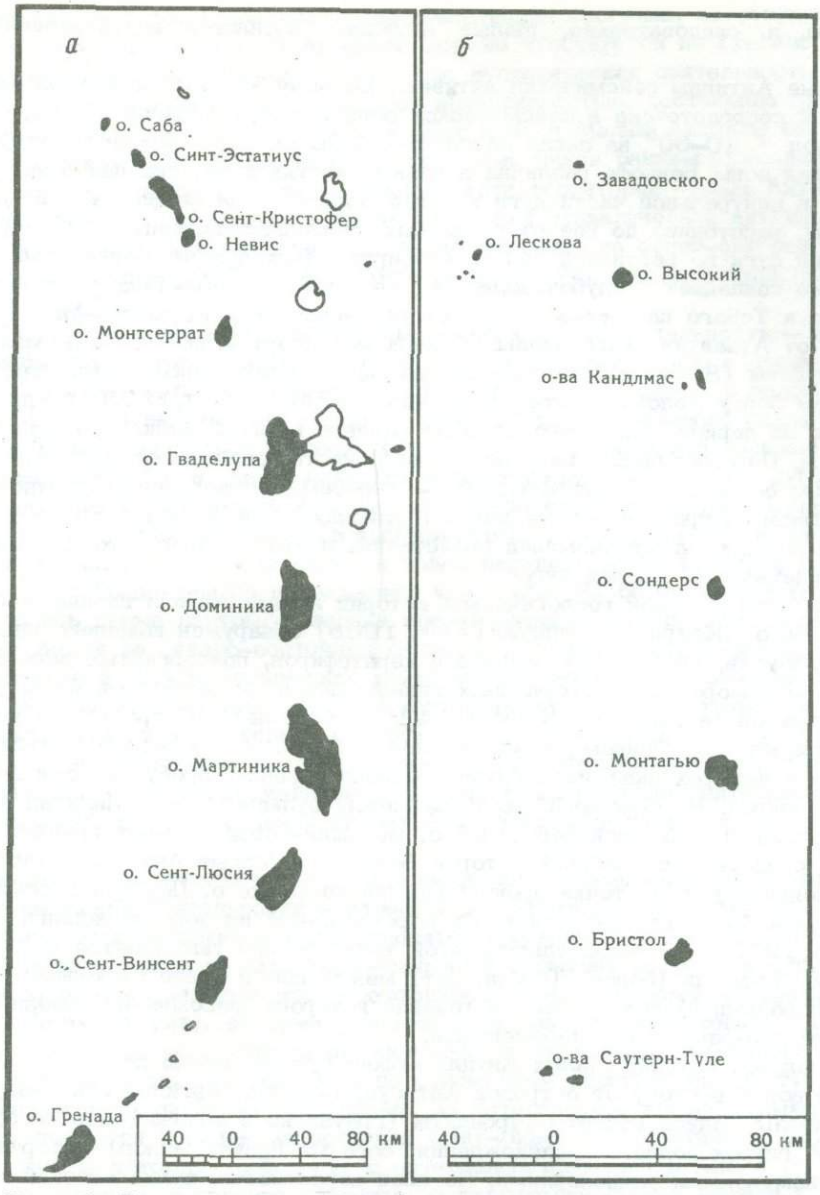


Рис. 1. Вулканические островные дуги
а – Малые Антильские и *б* – Южные Сандвичевы острова

Выше расположены низкоскоростные осадки (3,8–1,7 км/с) различной мощности, от 4 км до сотен метров. Известная мощность коры под хребтом Авес более 18 км, кровля мантии пока не достигнута. Тип строения коры аналогичен Малым Антиллам: под низкоскоростными осадками (2,0–4,8 км/с) мощностью 5 км расположен слой (6,1–6,4 км/с), который, очевидно, сложен кристаллическими породами [Fox, Heezen, 1975]. Находки гранитоидов позднемелового–палеоценового возраста на хр. Авес приводят к предположению о наличии под ним континентальной земной коры, так же как и под сходными с ним по строению Малыми Антиллами, желобом Гренада и Венесуэльской котловиной [Fox, Heesen, 1975]. Исследователи, придерживающиеся этой точки зрения, подчеркивают отличия земной коры Карибского региона в целом от океанической. Согласно другой точке зрения [Tomblin, 1975], земная кора к востоку от хр. Авес больше похожа на океаническую, чем на континен-

тальную, и, следовательно, Малые Антиллы являются внутриокеанической дугой.

Малые Антиллы сейсмически активны. Бо́льшая часть гипоцентров землетрясений сосредоточена в сейсмической зоне Беньофа шириной 50 км, падающей под < 40–60° на запад до глубины 200 км под островную дугу. Конфигурация зоны Беньофа различна в разных частях дуги: она наиболее круто падает в центральной части дуги и более полого – на ее флангах, и, таким образом, расстояние до нее от различных вулканических центров Малой Антильской дуги по вертикали сильно варьирует. Выход зоны Беньофа на морское дно совпадает с глубоководными желобами – Пуэрто-Рико на северо-востоке и Тобаго на юго-востоке, отграничивающими Карибско-Антильской регион от Атлантического океана. С желобом Пуэрто-Рико связаны максимальные глубины (8250 м). По нахождению мелководных карбонатных осадков в южном борту желоба П. Фокс и Б. Хизен [Fox, Heesen, 1975] предполагают, что за период с позднего мела до раннего миоцена желоб погрузился на 3500 м. Положительные аномалии силы тяжести, свойственные Малым Антильским островам, и отрицательные – желобам, соответствуют обычному распределению гравитационных полей в районах современных островных дуг. Слабая положительная аномалия свойственна и хребту Авес, что дополняет его сходство с островной дугой.

Известный отрезок геологической истории Малых Антилл начинается с мезозоя. На о. Дезирад Л. Финком [Fink, 1968] обнаружен комплекс спилитовых пиллоулав, кремнистых сланцев и кератофиров, подвергнутых зеленосланцевому метаморфизму и прорванных гипабиссальными диабазами и интрузией трондъемитов (абсолютный возраст 142±10 млн. лет). Возраст комплекса был определен Л. Финком не моложе поздней юры. Аналогичные породы обнаружены в четырех скважинах глубоководного бурения, пробуренных к востоку от о. Дезирад. На основании сходства между вулканитами о. Дезирад и доверхнемеловой подводной формацией о. Верджин-Горда Л. Финк пришел к выводу о сходстве мезозойской истории Больших и Малых Антилл. В последние годы появились иные точки зрения: юрский комплекс о. Дезирад рассматривается как блок океанической коры, перемещенный из зоны спрединга [Fox, Heezen, 1975]. В доказательство этой точки зрения указывается на большой интервал времени (более 70 млн. лет) между ним и более молодыми известными породами Малых Антилл, в течение которого, несомненно, имели место крупные горизонтальные перемещения.

О меловой истории Малых Антилл можно судить только по результатам драгировок к востоку от островов Антигуа, Барбуда, Ангилья и к северу от о. Сомбреро. Здесь подняты турбидиты (граувакки и аркозы) морского, достаточно глубоководного происхождения, богатые вулканическим материалом, с позднемеловыми радиоляриями. По всей вероятности, вулканический материал поступал из вулканических центров, расположенных западнее [Fox, Heezen, 1975]. Трудно сказать, были ли они расположены в пределах современных Малых Антилл или же в пределах хребта Авес, который в позднем мелу был областью поднятия и ареной вулканической деятельности.

Более полные сведения о геологической истории Малых Антилл начинаются с третичного времени. Если есть сомнения в существовании дугового хребта Малых Антилл в мелу, то нет сомнений, что уже в среднем–позднем эоцене существовал меридиональный хребет по линии островов Гренада–Гваделупа–Ангилья, где известны большие объемы наземных пирокластов. Кроме того, вулканически активным был хребет Авес, возвышавшийся в это время над уровнем моря. Вулканизм эоценового этапа был представлен андезитами и базальтами и завершился интрузиями кварцевых диоритов (острова Сан-Бартоломео и Сент-Мартин).

По всей вероятности, над водой были подняты в это время лишь отдельные вулканы, так как на ряде островов (Сан-Бартоломео, Мартиника, Гренадина, Антигуа и др.) вулканические породы переслаиваются и фациально замещаются окремнелыми рифогенными известняками и перемытыми флишоидными туфо-

генными толщами (о. Гренадина). Позднеэоценовая орогения, затронувшая бóльшую часть севера Южной Америки, хорошо чувствуется на Гренаде и слабо – в северной части Южных Антилл, где вулканическая деятельность продолжалась и в олигоцене, но с меньшей интенсивностью, постепенно затухая к началу миоцена. К этому времени хребет Авес и Малые Антиллы были вовлечены в прогибание. Большая мощность известняков ранне–среднемиоценового возраста, развитых на значительной части территории Малых Антилл, свидетельствует о длительном периоде затухания вулканической активности. Рифогенные известняки миоцена несогласно залегают на эоцен–олигоценовых вулканитах на островах Сомбреро, Ангилья, Сент–Мартин, Гваделупа, Дезирад [Tomblin, 1975].

В среднем миоцене вновь вспыхнула вулканическая деятельность – вначале излияниями базальтов, а затем и более дифференцированных по составу вулканитов (острова Мартиника, Санта–Лючия, Монтсеррат и Саба), в целом переместившаяся в северную часть Малых Антилл. После некоторого спада ее в конце миоцена, ознаменовавшегося тектоническими движениями Андской орогении, выразившейся в общем поднятии и последующем погружении дугового хребта, вулканическая активность Малых Антилл вновь возросла в конце миоцена и остается постоянной по своему характеру и местоположению до настоящего времени. В это время выросла новая активная ветвь вулканов к северо–западу от Гваделупы по направлению к о. Саба. На более южных островах образовались новые центры, с запада примыкавшие к старым домиоценовым. В то же время на северо–восточных островах (Мари–Галант, Дезирад, Гранд–Тер, Антигуа и др.) вулканическая деятельность, затухшая в домиоценовое время, больше не возобновилась, и в настоящее время эти острова слагают так называемые известняковые Антиллы и образуют внешнюю гряду вулканической островной дуги. В постмиоценовое время зафиксированы крупные вертикальные движения с погружением участков, вулканическая деятельность в пределах которых прекратилась: хребет Авес опустился за это время на 1000 м.

Бóльшая часть вулканического материала позднемиоцен–голоценового этапа вулканической деятельности – пирокласты, выброшенные крупными стратовулканами. Вулканические породы относятся преимущественно к типичной базальт–андезит–дацитовой известково–щелочной формации островных дуг. Значительные отличия наблюдаются в вулканизме южных островов (Гренада, Гренадина, Сент–Винсент), который является существенно базальтовым с некоторым щелочным уклоном. Можно предположить в настоящее время спад вулканической активности, так как, судя по отложениям пирокластов, доисторические извержения были более грандиозны. За историческое время самыми активными являются вулканы на островах Сент–Винсент и Мартиника, крупные извержения на которых происходят с интервалом примерно в век.

Таким образом, в течение кайнозоя на территории Малых Антилл и хребта Авес было три этапа вулканической активности, связанной с уже сформировавшейся островодужной структурой: в позднем мелу (хребет Авес, Малые Антиллы), в эоцене–олигоцене (хребет Авес, Малые Антиллы по линии Гренада–Гваделупа–Ангилья, известняковые Антиллы), в позднем миоцене – голоцене (вулканические Антиллы, преимущественно их северная часть).

Таким образом, последовательность магматической деятельности в пределах Малых Антилл очень сходна с таковой в древних геосинклиналях: контрастная спилито–кератофировая формация о. Дезирад, формирование которой предшествовало островодужному этапу развития, сменяется непрерывными известково–щелочными сериями разной степени дифференцированности. В то же время широкое развитие известняковых толщ свидетельствует о небольших глубинах бассейна, где были развиты цепи вулканических островов. Снос материала с них приводил к формированию флишевых турбидитов. Распределение центров активного вулканизма во времени и в пространстве было сложным. Вначале в мелу и эоцене, они перемещались на восток, в сторону океана, а затем, с позднего миоцена, – на запад, в сторону Карибского моря. Одновре-

менно наблюдается смещение активного вулканизма с юга на север, по простиранию дуги.

Значительно более скудны данные о геологическом строении Южно-Сандвичевых островов – одиночной островной дуги, смыкающей восточные окончания северного и южного хребтов Скотия. Острова представляют собой вулканические постройки центрального типа, частично активные в настоящее время. Наиболее активны сейчас северные острова, здесь же расположены и максимальные глубины желоба. Строение основания островов известно плохо. По данным Дж. Юинга с соавторами [Ewing e.a., 1971], в основании западной части цоколя островов, примыкающего к котловине моря Скотия, установлены два слоя со скоростями соответственно 4,0 и 5,6 км/с. Более глубокие слои неизвестны. Слой со скоростями 5,6 км/с неизвестен в котловине моря Скотия, за исключением подводного хребта между о. Южная Георгия и Южно-Оркнейскими островами [Allen, 1966] – геоморфологического и, очевидно, геологического аналога хребта Авес. Петрографическое сходство неокатанных, явно автохтонных, обильных обломков темных алевролитов и песчаников, поднятых с приостровного склона Южно-Сандвичевого желоба с аналогичными породами мезозойского складчатого комплекса о. Южная Георгия, позволяет предположить, что в строении подводного цоколя островов участвует тот же или сходный комплекс пород [Фролова, Рудник, 1974]. Что касается более поздней истории островов, можно лишь отметить, что их видимое основание сложено базальтами, судя по подушечной отдельности, сформированными в подводных условиях, и в настоящее время поднятыми над уровнем моря. Современный вулканизм также носит преимущественно базальтовый характер и лишь в южной части островов (о. Туле) известны андезиты и дациты. Наиболее древние вулканиты, по данным абсолютного возраста [Baker, 1968], соответствуют плиоцену (4 млн. лет).

Южно-Сандвичев желоб, окаймляющий островную дугу с востока, характеризуется расчлененностью рельефа, отсутствием аккумулятивных равнин, незначительной мощностью осадков, что свидетельствует об активности этой структуры, сопряженной с развивающейся островной дугой. Судя по эпицентрам многочисленных землетрясений, фокальная плоскость, морфологическим выражением которой на поверхности является желоб, падает на запад под Южные Сандвичевы острова, прослеживаясь на глубину в 170 км.

При сравнительном геологическом изучении Южно-Сандвичевой и Малой Антильской островных дуг обращают на себя внимание черты их сходства.

Помимо уже указывавшейся общности их положения во фронтальной части сложно построенных и в своих главных чертах однотипных регионов, отмечается сходство земной коры восточных частей Карибского моря и моря Скотия [Officer e.a., 1959] и примыкающей к островным дугам. Аналогом подводного хребта Авес в Карибском море, представляющем собою древнюю, ныне амагматичную островную дугу, в море Скотия является субмеридиональный вулканический подводный хребет, протягивающийся от о. Южная Георгия до Южных Оркнейских островов [Allen, 1966; Фролова, Рудник, 1974], со строением и плотностью земной коры, сходной с Южно-Сандвичевой дугой. Сходство дополняется миграцией вулканизма с запада на восток и с юга на север, что привело к наибольшей активности в настоящее время северо-восточных частей обеих дуг.

На фоне принципиального сходства условий образования Малой Антильской и Южно-Сандвичевой дуг между ними отмечается ряд существенных отличий. Некоторые из них были сформулированы П. Бэкером [Baker, 1968]. Так, в отличие от Малой Антильской, Южно-Сандвичева островная дуга является ординарной при меньшей площади ее надводной части (15% по сравнению с 46% надводной части Малой Антильской дуги) и соответственно меньших размерах островов. Так, самый крупный в пределах Южно-Сандвичевой дуги о. Монтэгю равен 200 км^2, а остров Мартиника на Малый Антиллах – 1075 км^2. Соответственно с этим в Южно-Сандвичевой дуге значительно бóльшая роль принадлежит вулканическим породам, сформировавшимся в подводных условиях.

П. Бэкер обратил внимание также на резкое преобладание базальтов в Южно-Сандвичевой дуге в отличие от весьма дифференцированного эксплозивного известково-щелочного вулканизма Малых Антилл.

К сказанному следует добавить, что широкое развитие рифогенных известняков и обломочных толщ на Малых Антиллах, формировавшихся в течение их третичной и четвертичной истории, свидетельствует о размывах и погружениях суши за этот отрезок времени при относительно небольших глубинах, господствовавших в бассейне осадконакопления, в то время как Южным Сандвичевым островам в целом, очевидно, свойственны поднятия, так как более древние породы представлены тонким обломочным и глинистым материалом.

К сожалению, неясность ранних этапов геологической истории Южно-Сандвичевой дуги *не позволяет сопоставить ее с таковой Малых Антилл. Трудно* сказать, что предшествовало плиоцен-четвертичному этапу ее развития, хотя не исключена возможность ее заложения на раздробленном мезозойском основании.

ВУЛКАНИЗМ

Из трех главных этапов вулканизма, установленных на Малых Антиллах, *только для двух последних: эоцен-олигоценового и миоцен-плиоценового* – может быть определен характер вулканической деятельности. Меловой же этап известен преимущественно по обломкам вулканических пород в аллохтонном залегании. Установленное для двух последних этапов смещение активного вулканизма с востока на запад выражено в наличии в пределах Малых Антилл двух разновозрастных дуг [Martin-Kaye, 1969]: внешней, где был широко развит эоцен-олигоценовый вулканизм и наиболее поздние проявления вулканизма датируются 8–10 млн. лет [Pelletier, 1976], и внутренней, миоцен-голоценовой, с наиболее ранними проявлениями вулканизма – 6–7 млн. лет, активной и в настоящее время. Как было указано ранее, эти две дуги, четко обособленные на севере, сливаются на юге; в районе о. Гренада и в южной части Малых Антилл обе дуги оказываются совмещенными в пределах одних и тех же островов, причем самые молодые вулканические центры расположены в их западных частях (острова Мартиника, Санта-Лючия и др.).

Продукты вулканизма внешней дуги, представленные базальтами, андезитами и в меньшей стелени дацитами, их туфами и брекчиями, на значительной части островов перекрыты верхнеолигоцен-нижнемиоценовыми мелководными известняками (известняковые Антиллы).

На основании данных по о. Мартиника [Westercamp, Mervoyer, 1976] вулканизм *внешней дуги начался трещинными подводными излияниями* афировых или редкопорфировых базальтовых, реже андезитовых пиллоу-лав, которые ассоциируют с гиалокластитами и вулканогенно-осадочными отложениями типа туффитов (комплекс основания Форт-Франс). Они сменялись наземными вулканическими извержениями базальтов и андезитов с более высокой степенью порфировости, поступавших в гомодромной последовательности из шлаковых конусов и более крупных вулканов центрального типа, завершаясь местами интрузиями афировых дацитов с тридимитом (комплекс основания Сент-Анн). Но о. Мартиника установлено несколько эпизодов вулканизма, каждый из которых начинался трещинными афировыми базальтами, однако объем последних сокращался во времени [Westercamp, Mervoyer, 1976].

По всей вероятности, вулканические породы эоцен-олигоценового этапа распространены не только в пределах внешней дуги, но частично слагают и основание внутренней.

Продукты вулканической деятельности позднемиоцен-голоценового этапа слагают западную часть островов Санта-Лючия и Мартиника и все острова внутренней дуги, расположенные севернее. Характер вулканической деятельности в этот период изучен гораздо лучше, что вполне понятно, принимая во внимание активную деятельность развитых здесь вулканов и катастрофические разрушения, связанные с ними. Это крупные полигенные стратовулканы с цент-

ральным кратером, прошедшие стадию кальдеры, осложненные многочисленными паразитическими центрами. Вулканические сооружения располагаются на вулканогенно-осадочном основании, нижняя часть которого сложена подводными потоками базальтов и андезитов, переслаивающимися с гиалокластитами и туффитами, а верхняя, сформированная в наземных условиях, – порфировыми базальтами и андезитами, переслаивающимися с пирокластическим материалом. Возраст пород основания на о. Мартинике 6,4–6 млн. лет [Westercamp, 1976].

После некоторого затишья вулканической деятельности и эрозии были заложены современные вулканические постройки, действующие (Мон-Пеле на о. Мартиника, Суфриер на о. Гваделупа, Шатобеле на о. Сент-Винсент) и потухшие (Питон-де-Карбе и Морн Павильон на о. Мартиника, Питон-де-Буйант на о. Гваделупа, Монт-Мизери на о. Сент-Китс, Суфриер на о. Санта-Лючия и др.). Формирование этой системы вулканов началось около 2–1,5 млн. лет назад и сопровождалось общим воздыманием внутренней дуги Малых Антилл [Westercamp, 1976]. Вулканы в целом развивались гомодромно, т.е. кислотность их продуктов нарастала во времени, но отдельные эпизоды их деятельности носили антидромный характер. Они отличаются весьма эксплозивным характером извержений (коэффициент эксплозивности достигает 95%), и в связи с этим окрестности вулканов на большие расстояния перекрыты продуктами эксплозий: пирокластическим материалом различного генезиса и степени цементации – отложениями палящих лавин, пемзовых потоков, лахаров, а также продуктами аэральных эксплозий – вулканическими бомбами, песком и пеплом, при цементации которых образуются вулканические туфы и брекчии. Как правило, эксплозии предшествуют излиянию лав и росту вулканических экструзивных куполов, которые формируются как в центральном кратере, так и в побочных паразитических центрах. Преимущественное развитие среди продуктов внутренней дуги имеют андезиты (SiO_2 = 60–63%), при подчиненном количестве базальтов и дацитов, и только на южных островах Гренада и Сент-Винсент преобладают базальты.

Вулканизм Южных Сандвичевых островов характеризуется значительно меньшей эксплозивностью по сравнению с вулканизмом Малых Антилл. Основание вулканических островов сложено потоками подводных базальтов, местами с подушечной отдельностью. В то же время сейчас они находятся выше уреза воды, что свидетельствует о современном поднятии островов. Базальты перекрыты агломерато-туфовой толщей наземного происхождения с подчиненными прослоями глыбовых лав. Пирокластические породы (как рыхлые, так и литифицированные) грубо стратифицированы, различной размерности – от тонких пепловых до грубых гравийных и агломератовых. Они имеют субаэральное происхождение, но отложения палящих лавин и пемзовых потоков, столь характерные для Малых Антилл, здесь неизвестны.

Известно только несколько больших стратовулканов на наиболее крупных островах типа вулкана Монт-Михаель на о. Сандерс. Однако роль лавового материала в строении последнего неизмеримо выше. Некоторые из вулканов Южно-Сандвичевой дуги прошли стадию кальдеры (например, остатками такого вулканического сооружения являются острова Виндикейшен и Кандлемас) [Фролова, Рудник, 1974]. Весьма обычны для них извержения из шлаковых относительно невысоких конусов (острова Высокий, Кандлемас, Монтэгю) в отличие от Малых Антилл, где шлаковые конусы характерны только для о. Гренада. В то же время на Южных Сандвичевых островах неизвестны экструзивные купола, столь широко распространенные на Малых Антиллах. Базальты слагают около 70% от общего объема [Baker, 1968], а андезиты и дациты встречаются в резко подчиненном количестве (о. Туле). Наиболее древние из известных вулканические породы Южно-Сандвичевой дуги (скала Фризеланд) имеют возраст 4 млн. лет, что соответствует плиоцену [Baker, 1968], а наиболее молодые определения дали 0,7 млн. лет (о. Лескова). На бо́льшей части островов вулканическая и фумарольная деятельность зафиксирована в историческое время. В отличие от вулканов Вест-Индии, для которых характерны редкие катастрофические извержения, разделенные периодами относи-

тельного покоя, вулканическая деятельность Южных Сандвичевых островов носит более спокойный, но в то же время более непрерывный характер.

Сравнение особенностей вулканизма Малой Антильской и Южно-Сандвичевой дуг однозначно показывает, что в Малых Антиллах имеет место зрелый, высоко эксплозивный вулканизм, поставляющий в настоящее время на поверхность в основном андезитовые и дацитовые лавы и явившийся итогом длительного развития вулканических процессов в пределах островной дуги, в то время как вулканизм Южно-Сандвичевой дуги, преимущественно базальтовый и относительно низко эксплозивный, сходен с ранним эоцен-олигоценовым вулканизмом внешней дуги Малых Антилл и существенно отличается от современного.

Однако в характере вулканизма обеих дуг есть общие черты: вулканическая деятельность в обоих случаях имеет гомодромный характер. Она начинается с подводных излияний базальтов, сменяясь во времени наземными извержениями с возрастанием роли андезитов, усложнением типов вулканических построек и увеличением роли эксплозий. Более древний в целом вулканизм Малых Антилл значительно дальше продвинулся по этому пути по сравнению с вулканизмом Южных Сандвичевых островов.

ПЕТРОЛОГИЯ

При всем разнообразии вулканических пород Малых Антилл выявляются устойчивые петрологические особенности, свойственные породам внешней и внутренней дуг.

Вулканические породы внешней дуги наиболее изучены на островах Санта-Лючия и Мартиника. Среди базальтов выделяются два структурных типа – афировые и порфировые. Во вкрапленниках последних преобладает и неизменно присутствует плагиоклаз, часто – клинопироксен и значительно реже – ортопироксен и оливин. Никогда во вкрапленниках нет магнетита, который участвует в сложении основной массы наряду с плагиоклазом и клинопироксеном.

Таблица 1

Химический состав вулканических пород внешней Малой Антильской дуги, % по весу

Окисел	034	Р.20Д	Р.20Г	Р.11В	035	037	026	020	МА75
SiO_2	49,40	50,38	47,66	52,35	53,40	55,20	57,60	60,20	66,30
TiO_2	0,46	0,99	0,65	0,65	0,79	0,64	0,58	1,22	0,41
Al_2O_3	18,95	18,73	17,10	15,35	17,60	17,25	17,30	15,40	15,10
Fe_2O_3	2,15	8,87	7,01	6,88	6,00	3,10	1,10	1,85	3,57
FeO	6,10		5,64	4,99	2,80	5,05	6,30	6,60	1,50
MnO	0,18	0,22	0,07	0,07	0,19	0,19	0,17	0,24	0,08
MgO	6,55	5,92	5,52	4,43	5,15	5,25	4,25	2,15	0,85
CaO	11,90	10,35	9,24	8,27	9,25	8,40	7,40	5,25	2,91
Na_2O	1,90	2,58	2,22	4,63	3,05	2,50	2,65	4,40	5,33
K_2O	0,50	0,54	0,81	1,13	0,60	1,05	1,45	1,10	1,28
P_2O_5	0,08	–	0,10	0,07	0,15	0,10	0,10	0,20	0,10
H_2O^+	0,80	1,41	1,91	0,60	0,35	0,85	0,85	1,15	2,13
H_2O^-	0,55		0,49	0,25	0,70	0,10	0,25	0,35	
Сумма	98,82	99,99	98,42	99,65	100,03	99,68	100,00	100,11	99,56

Примечание. 034 – оливин-двупироксеновый базальт, о. Мартиника [Westercamp, Mervoyer, 1976]; Р.20Д – оливин-клинопироксеновый базальт, о. Мартиника [Pelletier, 1976]; Р.20Г – оливин-ортопироксеновый базальт, о. Мартиника [Pelletier, 1976]; Р.11В – афировый базальт, о. Мартиника [Pelletier, 1976]; 035 – двупироксеновый андезито-базальт, о. Мартиника [Westercamp, Mervoyer, 1976]; 037 – двупироксеновый андезито-базальт с резорбированным оливином, о. Мартиника [Westercamp, Mervoyer, 1976]; 026 – ортопироксеновый стекловатый андезит, о. Мартиника [Westercamp, Mervoyer, 1976]; 020 – афировый андезит из дайки, о. Мартиника [Westercamp, Mervoyer, 1976]; МА75 – афировый дацит, о. Мартиника [Pelletier, 1976].

Таблица 2

Химический состав вулканических пород внутренней Малой Антильской

Окисел	1	2	3	4	5
SiO_2	48,50	52,0	48,71	60,43	53,00
TiO_2	0,81	0,63	1,08	0,49	0,77
Al_2O_3	17,30	19,22	18,40	17,90	18,15
Fe_2O_3	3,10	2,73	3,70	7,12	3,45
FeO	7,55	5,61	5,25		5,75
MnO	0,22	0,11	0,08	0,19	0,21
MgO	7,75	5,54	10,30	2,26	5,45
CaO	11,40	10,58	10,11	6,84	8,95
Na_2O	2,00	2,53	2,34	3,90	2,80
K_2O	0,35	0,76	0,43	0,99	0,55
H_2O^+	0,65	0,35	0,25	-	0,40
H_2O^-	-	-	-	-	0,20
P_2O_5	0,10	0,11	0,06	0,16	0,13
Сумма	99,73	100,17	100,71	99,98	99,81

Примечание. 1 – Оливин-клинопироксен-роговообманковый базальт, о. Гваделупа [Westercamp, Mervoyer, 1976]; 2 – оливиновый базальт, о. Монсеррат [Tyrrel, 1945]; 3 – плагиоклазовый базальт, о. Сент-Винсент [Tyrrel, 1945]; 4 – андезит, среднее из 15 анализов, Мон-Пеле, о. Мартиника [Smith, Roobol, 1976]; 5 – андезито-базальт двупироксеновый, о. Гваделупа [Westercamp, Mervoyer, 1976]; 6 – андезито-базальт двупироксеновый,

Андезиты отличаются темной окраской, часто имеют афировую или редко – порфировую структуру с плагиоклазом, сопровождаемым одним или двумя пироксенами во вкрапленниках. Характерны простота минеральных парагенезисов, отсутствие гидроксилсодержащих минералов и широкое развитие афировых структур, что свойственно толеитовым сериям базальтов. Принадлежность к последним подтверждается и особенностями химизма этих пород (табл. 1). Базальты относятся к насыщенным кремнеземом, преимущественно высокоглиноземистым разностям с относительно низким содержанием магния и щелочей; их производные обнаруживают тенденцию к накоплению железа, особенно заметную в андезито-базальтах и низкокремнеземистых андезитах (рис. 2). Как правило, в порфировых базальтах содержание глинозема выше, чем в афировых, что позволяет предположить зависимость содержаний этого окисла от аккумуляции плагиоклаза. Особенностью базальтов внешней дуги, так же как и вообще всех островодужных базальтов, является низкое содержание в них титана, а также обеднение хромом, никелем и некоторое обогащение ванадием [Pelletier, 1976] по сравнению с кларком этих элементов в кварцевых толеитах [Prinz, 1967]. Распределение редких земель (некоторое обогащение легкими лантаноидами по сравнению с океаническими толеитами) очень близко к таковому в континентальных толеитовых базальтах. По этим данным так же, как и по низкому отношению La/Sm и ряду других признаков [Pelletier, 1976], толеитовые серии внешней дуги Малых Антилл соответствуют толеитовым сериям островных дуг [Jakeš, White, 1971].

островной дуги, % по весу

6	7	8	9	10	11
55,20	59,80	62,60	63,00	63,50	66,60
0,73	0,60	0,50	0,56	0,49	0,51
17,60	18,30	18,10	15,70	16,05	16,30
3,85	3,50	4,00	4,20	3,70	1,85
4,95	3,80	0,70	2,20	1,90	2,15
0,17	0,20	0,10	0,10	0,10	0,07
4,50	2,40	2,30	1,80	1,60	1,35
8,20	6,80	7,30	4,95	5,00	4,85
2,80	3,90	2,70	3,65	3,35	2,20
1,00	0,60	1,40	1,65	1,45	2,00
0,90	-	-	0,95	2,00	0,95
0,35	-	-	1,15	0,65	0,95
0,10	0,10	0,10	0,11	0,15	0,12
100,35	100,00	99,80	100,02	99,64	99,90

о. Гваделупа [Westercamp, Mervoyer, 1976]; 7 – андезит, среднее из 12 анализов, о. Сент-Китс [Baker, 1968a]; 8 – андезит средний, о. Санта-Лючия [Tomblin, 1975]; 9 – дацит двупироксеновый с кварцем, о. Гваделупа [Westercamp, Mervoyer, 1976]; 10 – дацит двупироксен-роговообманковый, о. Гваделупа [Westercamp, Mervoyer, 1976]; 11 – дацит с кварцем, биотитом, гранатом (альмандином), о. Мартиника [Westercamp, Mervoyer, 1976].

Вулканические породы внутренней дуги Малых Антилл отличаются высокой вариабильностью состава, широким развитием андезитов с содержанием кремнезема 60–64% при подчиненном количестве базальтов и дацитов. Все вулканиты внутренней дуги характеризуются порфировыми структурами с обильными парагенезисами крупных по размеру вкрапленников. Для всех типов пород самым распространенным минералом вкрапленников является плагиоклаз. Базальты и андезито-базальты представлены лавами и шлаками с вкрапленниками высококальциевого плагиоклаза (битовнита, реже анортита), обычно зонального, содержащего многочисленные включения стекла, а также гиперстена (Fs 25–35) и реже авгита. Редко и в небольшом количестве эти парагенезисы дополняются оплавленным оливином (Fa 20–30), окруженным каймой ортопироксена, зелеными кристаллами роговой обманки и кварца (о. Мартиника), крупные размеры которых, намного превышающие размеры других минералов, и их резорбция наводят на мысль о том, что это ксенокристы. В основной массе местами появляется ортопироксен [Pelletier, 1976].

Андезиты в отличие от андезитов внешней дуги обычно светло окрашены. Наряду с широко распространенными плагиоклазами они содержат разнообразный ансамбль темноцветных вкрапленников – встречаются одно- и двупироксеновые андезиты, а также андезиты с оливином, бурой и зеленой роговой обманкой и иногда биотитом. Как правило, андезиты, содержащие оливин и зеленую роговую обманку, имеют стекловатую структуру; именно в этих породах, очевидно, сохранились неравновесные вкрапленники и ксенокристаллы. В более

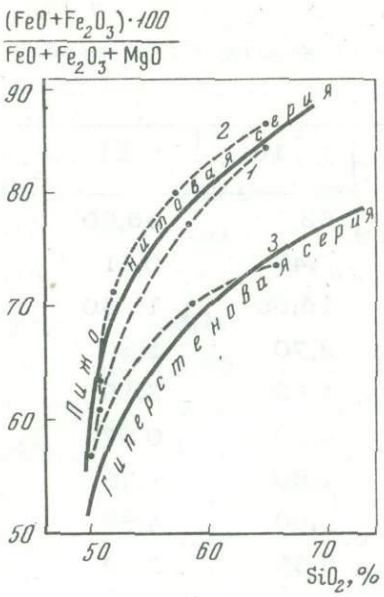


Рис. 2. Зависимость коэффициента железистости от содержания кремнезема в вулканических сериях Южно-Сандвичевой (1), внешней (2) и внутренней (3) Малых Антильских дуг

раскристаллизованных разностях эти минералы замещены агрегатом ортопироксена или плагиоклаза с пироксеном. В пемзах они отсутствуют. Характерной чертой андезитов является наличие во вкрапленниках рудного минерала, очевидно титаномагнетита.

В андезитовых пемзах на о. Мартиника, содержащих вкрапленники ортопироксена, роговой обманки и редкого кварца, был встречен гранат [Westercamp, Mervoyer, 1976].

Парагенезисы вкрапленников в дацитах состоят из плагиоклаза, бурой и зеленой роговой обманки, ортопироксена, биотита, кварца и титаномагнетита. В лавах о. Мартиника (Гро Иле) был обнаружен рассеянный гранат состава: 62% альмандина, 3% спессартита, 18% пиропа и 17% гроссуляра [Westercamp, 1976]. Некоторые кристаллы его достигали 1 см, содержали пойкилитовые включения апатита, циркона, плагиоклаза и стекла и реакционную кайму из плагиоклаза и биотита.

Все перечисленные выше особенности минерального состава и структуры не оставляют сомнения в отнесении главной массы вулканитов внутренней дуги к известково-щелочной (гиперстеновой, по Х. Куно [1964]) серии вулканических пород. Об этом свидетельствуют их порфировая структура, наличие гидроксилсодержащих минералов и титаномагнетита во вкрапленниках, высококальциевый состав плагиоклаза, наличие гиперстена в основной массе базальтов и андезито-базальтов.

Наряду с типичными известково-щелочными сериями встречаются и переходные к толеитовым, как правило слагающие основание крупных современных вулканических построек. Типично толеитовые базальты, среди которых встречаются обогащенные темноцветными минералами пикритовые разности, являются также продуктами современных ареальных извержений на о. Мартиника.

Особенности химизма вулканических пород внутренней дуги (табл. 2) заключаются в первую очередь в их высокой глиноземистости и низком содержании титана наряду с пересыщенностью их кремнеземом. В отличие от вулканитов внешней дуги, они характеризуются несколько меньшим отношением железа к магнию и повышенным содержанием кальция. Вся серия вулканитов внутренней дуги отличается низким содержанием щелочей при преобладании натрия во всех членах пород, вплоть до кремнекислых. Для серии в целом характерно незначительное накопление железа (см. рис. 2), и, таким образом, она является типичной известково-щелочной серией. Этой серии свойственны также более интенсивное накопление калия, чем толеитовой серии внешней дуги, сохранение высоких содержаний алюминия и кальция вплоть до кремнекислых ее членов, в то время как содержание железа и титана падает достаточно резко.

Соотношение типов пород меняется от одной вулканической постройки к другой, в связи с чем статистические максимумы содержаний кремнезема для отдельных островов варьируют от 60-64% до 46 и 55% (острова Гренада и Сент-Винсент). В базальтах о. Гренада появляется щелочная тенденция, отсутствующая на северных островах. Это может быть связано как с затуханием вулканической активности дуги в южной ее части, так и с большей жесткостью ее основания по сравнение с северными районами.

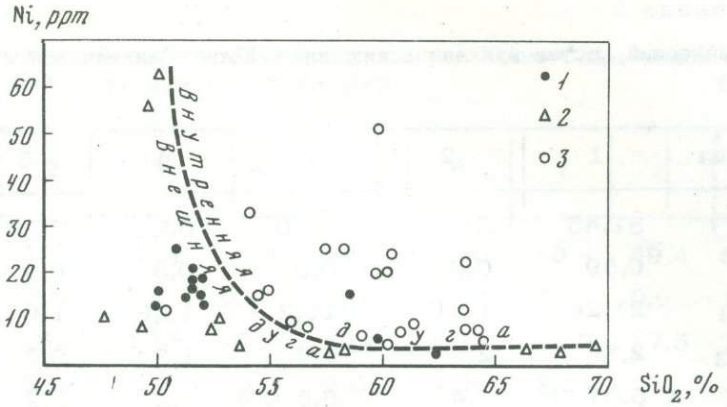


Рис. 3. Зависимость содержания никеля от содержаний кремнезема в вулканических породах Южно-Сандвичевой (*1*), внешней (*2*) и внутренней (*3*) Малых Антильских дуг

О. Сент-Винсент характеризуется отсутствием пород с содержанием кремнезема большим чем 59%. Непрерывный по кислотности ряд пород с статистическим максимумом, равным 55% SiO_2, позволяет предположить, что все они являются дифференциатами одного очага базальтовой магмы.

О. Санта-Лючия характеризуется однородным андезитовым составом лав, связанным, очевидно, с одним очагом, а пестрота вулканических пород на островах Доминика, Мартиника и Гваделупа свидетельствует о сложности и разнообразии очагов питания под ним.

Существенно отличаются вулканиты внутренней дуги Малых Антилл от вулканитов внешней по содержанию и поведению малых и редкоземельных элементов [Pelletier, 1976]. Так, они более бедны Cu, Zn, Fe, Sc, а содержания Ni и Cr убывают в направлении кремнекислого конца серий значительно медленнее, чем в толеитовой серии внешней дуги (рис. 3). Такое поведение хрома и никеля, как было показано А.В. Гущиным (1971), вообще свойственно

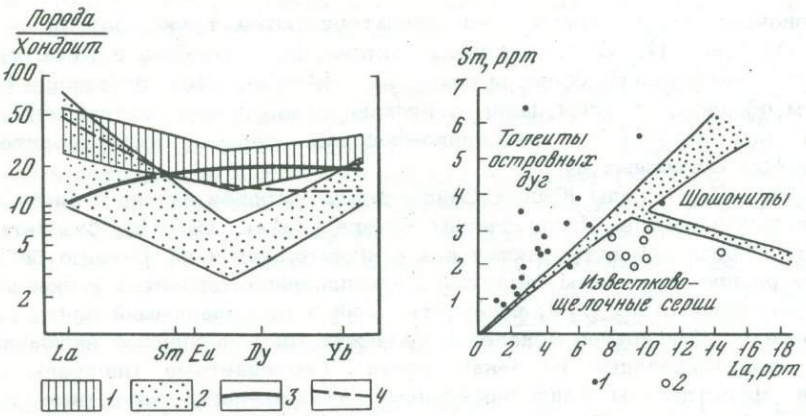


Рис. 4. Распределение редких земель

Серии: *1* – внешней и *2* – внутренней Малых Антильских дуг, нормализовано по отношению к хондриту; *3* – океанические толеитовые базальты; *4* – континентальные толеитовые базальты [Pelletier, 1976]

Рис. 5. Зависимость Sm от La в вулканических сериях внешней (*1*) и внутренней (*2*) Малых Антильских дуг [Pelletier, 1976]. Поля толеитов островных дуг, известково-шелочных серий и шошонитов выделены И. Якешем и А. Уайтом [Jakeŝ, White, 1971]

Таблица 3

Химический состав вулканических пород Южно-Сандвичевой дуги, % по весу

Окисел	1	2	3	4	5	6
SiO_2	51,45	51,2	60,0	65,4	73,7	48,34
TiO_2	0,59	0,8	0,9	0,8	0,3	1,47
Al_2O_3	21,20	18,1	16,2	13,8	13,7	13,45
Fe_2O_3	2,89	2,7	2,3	1,3	0,7	1,12
FeO	5,57	7,4	5,5	7,1	2,2	11,34
MgO	–	0,2	0,2	0,2	Не опр.	–
MnO	5,11	6,2	2,6	1,4	0,5	6,62
CaO	11,11	11,0	6,9	4,7	3,3	11,43
Na_2O	2,42	2,1	3,3	4,0	4,7	2,22
K_2O	0,27	0,3	0,8	1,1	0,7	0,19
H_2O^+	–	–	–	–	–	2,94
H_2O^-	–	–	–	–	–	0,30
P_2O_5	0,06	0,1	0,2	0,2	0,1	Сл.

Примечание: 1 – базальт, среднее из 9 анализов, о. Виндикейшен [Фролова, Рудник, 1974]; 2–5 – средние составы южносандвичевых вулканитов [Baker, 1968]: 2 – базальт, среднее из 10 анализов, 3 – андезит, среднее из 6 анализов, 4 – дацит, среднее из 2 анализов, 5 – кислая пемза подводного извержения; 6 – безоливиновый базальт, о. Кук [Tyrrel, 1945].

известково-щелочным сериям. Они характеризуются также дефицитом редких земель (рис. 4), за исключением лантана, по сравнению с толеитовой серией, при значительно более высоком лантан-самариевом отношении (рис. 5).

Таким образом, по всем данным, вулканические породы внутренней дуги Малых Антилл относятся к известково-щелочным сериям, столь характерным для развитых островных дуг.

Вулканические породы Южных Сандвичевых островов имеют преимущественно базальтовый состав. По подсчетам Бэкера [Baker, 1968b], базальты достигают 68%. Среди лав встречаются как афировые, так и порфировые базальты. Наиболее распространенным минералом вкрапленников является высококальциевый плагиоклаз (An_{65-92}), присутствующий и преобладающий почти во всех парагенезисах. Плагиоклаз зонален и содержит многочисленные включения стекла, ориентированные по зонам роста. Темноцветные минералы вкрапленников представлены клинопироксенами диопсид-авгитового ряда и оливинами (Fo_{70-80}). Ортопироксен во вкрапленниках редок. Основная масса сложена плагиоклазом (An_{50-65}), клинопироксеном (авгитом и субкальциевым авгитом), рудным минералом в различных количественных соотношениях.

В андезито-базальтах и андезитах количество темноцветных во вкрапленниках уменьшается при возрастании роли гиперстена [Tyrrel, 1945; Фролова, Рудник, 1974]. Характерной чертой минеральных парагенезисов является полное отсутствие гидроксилсодержащих темноцветных минералов (биотита, амфиболов) даже в самых кислых их разновидностях.

Таблица 4

Средний химический состав вулканических пород Южно-Сандвичевой и Малой Антильской островных дуг, % по весу

Оксисел	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO_2	51,2	60,0	65,4	50,4	58,1	67,0	49,4	59,4	64,6
TiO_2	0,8	1,0	0,8	0,6	0,4	0,3	0,5	0,6	0,4
Al_2O_3	18,1	15,3	13,8	17,4	16,0	15,4	18,9	17,5	16,5
Fe_2O_3	2,7	2,3	1,3	10,0	2,0	4,2	2,1	7,7	3,5
FeO	7,4	7,3	7,1	-	7,4	1,4	6,1		2,3
MnO	0,2	0,2	0,2	0,1	0,1	0,1	0,2	0,15	0,1
MgO	6,2	3,4	1,4	5,3	2,6	0,9	6,5	2,5	1,7
CaO	11,0	5,7	4,7	9,9	5,9	3,0	11,9	7,2	5,5
Na_2O	2,1	3,3	4,0	2,8	4,0	5,4	1,9	3,0	3,3
K_2O	0,3	0,6	1,1	0,7	0,9	1,2	0,5	1,4	1;6
P_2O_5	0;1	0,15	0,2	0,1	0,05	0,03	0,08	0,1	0,1

Примечание. 1-3, 4-6, 7-9 - соответственно базальт, андезит и дацит: 1-3 - Южно-Сандвичевой дуги, 4-6 - внешней Малой Антильской дуги, 7-9 - внутренней Малой Антильской дуги.

По химическому составу вулканиты Южно-Сандвичевой дуги относятся к толеитовой серии пород, пересыщенной кремнеземом (табл. 3). По сравнению со среднемировым кварцевым толеитом базальты обогащены Al_2O_3 и CaO и обеднены TiO_2, железом, магнием и щелочами. Характерной чертой, сближающей их с океаническими толеитами, является низкое содержание K_2O, в то же время они беднее этих последних фемическими компонентами, особенно магнием и титаном. Для вулканических серий Южных Сандвичевых островов характерен толеитовый тренд эволюции с накоплением железа, содержание которого даже в дацитах достигает более 8% (табл. 3, 4). Андезиты же Южных Сандвичевых островов по высокому содержанию железа (9, 10%) относятся к исландитам. Вулканические центры Южно-Сандвичевой дуги находятся на разных стадиях эволюции, поэтому не исключена возможность, что на южных островах (о. Туле), где развиты андезиты и дациты, формируется известково-щелочная серия. На о. Виндикейшен развита серия анортозитовых базальтов с крайне высоким содержанием глинозема (до 22%), которая, однако, сохраняет толеитовую тенденцию эволюции с накоплением железа [Фролова, Рудник, 1974].

Вулканические породы Южных Сандвичевых островов обнаруживают сходство с таковыми внешней (древней) дуги Малых Антилл, с которыми они, как было показано выше, сходны также и по характеру вулканической деятельности. Однако и от этих последних они несколько отличаются в сторону большей "примитивности" - содержат больше магния и кальция и меньше щелочей, особенно калия. По содержанию малых элементов - Cr, Ni, Co, Ba, Sr - они также близки к породам внешней дуги Малых Антилл. Как те, так и другие относятся к сериям толеитовых базальтов островных дуг.

ПРОИСХОЖДЕНИЕ ВУЛКАНИЧЕСКИХ СЕРИЙ МАЛОЙ АНТИЛЬСКОЙ И ЮЖНО-САНДВИЧЕВОЙ ОСТРОВНЫХ ДУГ И НЕКОТОРЫЕ ВЫВОДЫ

Все три рассмотренные выше серии характеризуются высокой глиноземистостью и низким содержанием титана, что наиболее четко проявлено в базальтовых их членах. Это свидетельствует о том, что область магмообразования, свойственная им, характеризовалась флюидами высокой степени окисленности [Фролова и др., 1977]. Подобная же обстановка, судя по устойчивости указанных петрохимических признаков, характерна и для других островных дуг.

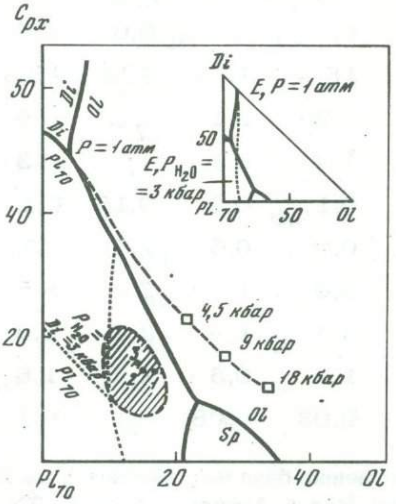


Рис. 6. Средние составы базальтов Южно-Сандвичевой (*1*), внешней (*2*) и внутренней (*3*) Малых Антильских островных дуг на плоскости плагиоклаз An_{70} – оливин – клинопироксен упрощенной базальтовой системы $An-Ab-Ol-Cpx$

Справа от котектической линии $Ol-Pl$ при $P = 1$ атм пунктиром соединены тройные эвтектики при 4,5, 9 и 18 кбар. Заштриховано поле составов базальтов различных островных дуг мира

Базальтовый состав исходной магмы для серий внешней Малой Антильской и Южно-Сандвичевой дуг очевиден, так как именно базальты в них резко преобладают. Что же касается преимущественно андезитовой серии внутренней Малой Антильской дуги, то ряд общих минералогических и петрохимических черт, свойственных их андезитам и базальтам, сходное поведение в них малых элементов, в частности хрома и никеля, убедительно свидетельствуют об их генетической общности, а закономерная эволюция составов породообразующих минералов и пород в целом – от базальтов к андезитам и далее к дацитам – не оставляет сомнения в базальтовом составе исходной магмы и для этой серии.

Таким образом, сравнение исходных магм рассмотренных серий сводится к сравнению их базальтовых членов. К сожалению, небольшое число анализов, особенно по Южно-Сандвичевой дуге, не всегда снабженных петрографической характеристикой, и невозможность вследствие этого исключить из рассмотрения кумуляты снижают точность исследований, однако и по имеющимся материалам видно, что соотношения главных компонентов – оливина, плагиоклаза, пироксена – в базальтах малоантильских и южносандвичевых серий почти тождественны. Это свидетельствует о близости условий их генерации, определяющей эти соотношения (рис. 6). Нанесение средних составов базальтов на сечение $Pl\,(An_{70})-Ol-Cpx$ экспериментально изученной системы $Cpx-Ol-An-Ab$ [Шерер, Йодер, 1971] показывает, что их положение определяется двумя факторами: повышенным давлением водного флюида, сдвигающего фигуративные точки влево от сухой котектики $Pl-Ol$, и высоким общим давлением (порядка 9 кбар, что соответствует 35–40 км), сдвигающим их вниз к ребру $Pl-Ol$ от тройной эвтектики $Cpx-Ol\,Pl$ при 1 атм.

Сравнение исследованных составов с составами базальтов других островных дуг показывает их удивительную выдержанность и, следовательно, близость физико-химических параметров области магмогенерации.

Предполагаемые глубины свидетельствуют о размещении областей магмообразования под островными дугами либо в области мантии, либо в самых

низах земной коры в зависимости от мощности последней. Этот вопрос остается открытым и для исследованных нами дуг Атлантики, если учесть проблематичность данных о мощности коры под ними.

Однако дальнейшая эволюция выплавленных в сходных условиях магм, явившихся родоначальными для эволюции вулканических серий внешней и внутренних Малой Антильской и Южно-Сандвичевых дуг, расходится. Эти серии существенно отличаются по режиму летучих компонентов, общему содержанию щелочей, типу щелочности, степени взаимодействия с вмещающими магматические очаги породами и т.д.

Выше было показано, что по всем параметрам (геологическим и петрологическим) вулканические серии внешней Малой Антильской и Южно-Сандвичевой островных дуг определяются как толеитовые, а серии внутренней Малой Антильской дуги – как известково-щелочные. Для первых характерны значительно менее эксплозивный вулканизм, преобладание базальтов, отсутствие гидроксилсодержащих минералов в парагенезисах, преимущественно афировый тип пород, накопление железа в процессе эволюции. Для вторых – бурные эксплозии, широкое развитие андезитов и дацитов, обильно порфировые структуры, присутствие гидроксилсодержащих минералов, слабое изменение отношения железа к магнию в процессе дифференциации (см. табл. 4, рис. 2).

Все перечисленные признаки так же, как и многие другие, отличающие известково-щелочные серии от толеитовых, как бы нарастают от южносандвичевых вулканитов к вулканитам внешней, а затем внутренней дуги Малых Антильских островов. Это позволяет расположить все эти серии в единый эволюционный ряд, показывающий изменение вулканических серий островных дуг от толеитовых к известково-щелочным по мере увеличения степени зрелости и длительности формирования структуры. И хотя в данном случае эволюция во времени может быть доказана только для двух последних серий Малой Антильской островной дуги, нахождение Южно-Сандвичевой дуги на ранней стадии развития однозначно вытекает из особенностей ее геологического строения, в частности – из отсутствия сформированного гранитно-метаморфического слоя, молодого абсолютного возраста вулканитов, характера вулканических сооружений.

Таким образом, рассмотрение особенностей отдельных членов выделенного эволюционного ряда позволяет установить специфику формирования вулканических серий островных дуг на разных этапах их развития.

Прежде всего обратимся к режиму летучих компонентов, свойственному каждой серии. Для южносандвичевой толеитовой серии, фиксирующей самые ранние этапы формирования островной дуги, весьма характерна так называемая анортозитовая тенденция дифференциации с выделением и последующей аккумулящией обильных кристаллов плагиоклаза [Фролова, Рудник, 1974], что свидетельствует о раннем отделении флюида, связанном с доинтрателлурическим этапом магматической эволюции. Возможно, что с этим же связана и низкая щелочность базальтов, по содержанию калия приближающихся к океаническим толеитам. Однако сам интрателлурический этап, связанный с жизнью промежуточных очагов, по-видимому, отнюдь не всегда был свойствен поднимающейся исходной магме; именно этим объясняется обилие афировых пород на Южно-Сандвичевых островах. В этом случае слабая эксплозивность извержений объясняется, вероятно, свободным и быстрым подъемом магмы из области генерации в обстановке растяжения. Таким образом, промежуточные очаги не очень характерны для этого этапа и преобладает быстрый подъем обособившейся магмы на поверхность, с чем и связаны ее относительно слабая дифференциация и незначительное количество кремнекислых членов.

Учитывая преимущественно плагиоклазовый состав вкрапленников и отсутствие среди последних гидроксилсодержащих минералов и магнетита, для вулканических серий внешней (древней) дуги Малых Антилл также можно предположить раннее отделение летучих компонентов. Однако и здесь афировые разности – результат застывания перегретой магмы – преобладают. Следовательно, быстрый подъем магмы из области генерации, который может быть объяснен как следствие режима растяжения, господствующего в этот период на

Малых Антиллах, является ведущим при формировании и этой серии, хотя степень дифференциации исходных магм по сравнению с южносандвичевыми возрастает.

Следует отметить, что характерное для обеих серий накопление железа в кремнекислых их членах свидетельствует о том, что дифференциация без какого бы то ни было существенного взаимодействия с вмещающими породами является главным фактором их эволюции. В южносандвичевой серии накопление железа выражено более резко, с образованием железистых исландитов и дацитов – типичных базальтовых дифференциатов.

По-иному представляется формирование известково-щелочной серии внутренней Малой Антильской дуги. Обильно порфировые структуры, разнообразные парагенезисы, в том числе с гидроксилсодержащими минералами и магнетитом, свидетельствуют о сохранении и накоплении водного флюида в период интрателлурической кристаллизации. Несколько генераций вкрапленников являются следствием неоднократной кристаллизации в системе промежуточных очагов, расположенных на разных уровнях, по мере подъема исходной магмы к поверхности. По всей вероятности, очаги под крупными вулканическими постройками развивались самостоятельно, чем и объясняются различия в вулканизме отдельных вулканических центров.

Длительность, многоэтапность кристаллизации, наличие системы промежуточных очагов в прогретой земной коре облегчали взаимодействие магм с с материалом последней, что приводило к появлению больших объемов андезитов и более кислых дифференциатов.

Устойчивость железо-магниевого отношения в базальтах внешней дуги также не характерна для процесса чистой дифференциации базальтовых магм и связывается либо с процессами их взаимодействия с материалами земной коры, либо с высоким окислительным потенциалом расплава [Осборн, 1964]. Вполне вероятным и закономерным представляется также совместное действие этих двух факторов, которые могут быть взаимосвязанными. Материал коры, судя по получавшимся в результате взаимодействия с нею магматическим продуктам, должен был быть богат кремнеземом и алюминием (появление гранатов в высокоглиноземистых дацитах о. Мартиника), а также калием, содержание которого значительно возрастает в кремнекислых вулканитах, т.е. следует допустить наличие под вулканической дугой гранитно-метаморфического слоя. Это предположение подтверждается геофизическими данными о прерывистом слое в коре со скоростями 5,4–5,6 км/с. Остается неясным, сформировался ли он в результате предшествующего развития островной дуги или же представляет собой реликты раздробленного континентального основания.

Предположение о взаимодействии исходных магм Малой Антильской дуги с материалом континентальной земной коры делает понятным высокие отношения Sr^{87}/Sr^{86}, определенные для пород внутренней Малой Антильской дуги [Pushkar e. a., 1973], которые в кислых породах островов Санта-Лючия и Доминика достигают 0,7037–0,7092 и не могут быть объяснены простой дифференциацией.

В геодинамическом плане длительное остаивание промежуточных очагов в земной коре может быть связано с пульсационным режимом растяжения – сжатия при преобладании последнего.

Близкие условия генерации исходных магм всех рассмотренных выше серий, как малоантильских, так и южносандвичевых, несмотря на различия в глубинах, до которых прослеживается под этими структурами зона Беньофа, и на изменение ее конфигурации, а также несмотря на различные расстояния зон активного вулканизма от желоба, а следовательно – по вертикали и от зоны Беньофа, свидетельствуют о том, что последняя не является областью магмогенерации. Аналогичные выводы получены при анализе положения Курильской островной дуги относительно зоны Беньофа. Скорее всего, связь здесь значительно более сложная и зона Беньофа играет роль генератора флюидов и энергии, вызывающие магмообразование при их подъеме к поверхности.

В заключение отметим, что установленная эволюция магматизма в процессе развития островных дуг от толеитового к известково-щелочному так же, как и закономерная смена подводных условий формирования вулканитов наземными, чрезвычайно напоминают эволюцию магматизма в геосинклиналях прошлого. Сходство дополняется накоплением мощных толщ турбидитов в прогибах, разделяющих зоны активного вулканизма, наличием вертикальных движений значительной амплитуды и находками альпинотипных гипербазитов [Хаин, 1970; Рудник, Фролова, 1973] в сопряженных с островными дугами глубоководных желобах.

ABSTRACT

The comparative petrological study of volcanic series shows the evolution from the South Sandvich and the Lesser Antilles external arc tholeiitic series to the Lesser Antilles internal arc series of calc-alkaline volcanic rocks. These series coincide with increasing of island arcs maturity and duration of forming. Tholeiitic series are characterized by low explosive volcanic activity, predominance of basaltic rocks, absence of hornblende and biotite in mineral paragenesis, aphyric structures of rocks, accumulation of iron in the process of magmatic evolution. Calc-alkaline series are characterised by heavy explosions, predominance of andesitic rocks, porphyric structures of rocks, widespread hornblende in mineral paragenesis, constancy of iron-magnesian ratio.

Similarity of parent magma composition indicate the similarity of thermodynamic parameter of magmageneration. The mentioned difference of volcanic rock series are connected with different conditions of magmatic evolution, which depend on geodynamic regime.

ЛИТЕРАТУРА

Гущин А.В. Содержания хрома и никеля – индикаторы генезиса вулканических пород. – Сов. геол., 1971, № 12.

Куно Х. Серии изверженных пород. – В кн.: Химия земной коры. М.: Изд-во АН СССР, 1964, т. 2.

Осборн Е.Ф. Экспериментальное исследование давления кислорода, содержания воды и порядка кристаллизации базальтов и андезитов. – В кн.: Химия земной коры. М.: Изд-во АН СССР, 1964, т. 2.

Рудник Г.Б., Фролова Т.И. О находках ультрабазитов в Южно-Сандвичевом желобе. – ДАН СССР, 1973, 211, № 3.

Фролова Т.И., Бурикова И.А., Фролов В.Т., Гущин А.В. Особенности базальтового вулканизма Малой Курильской гряды. – Бюл. МОИП. Отд-ние геол., 1977, 52, № 4.

Фролова Т.И., Рудник Г.Б. Об анортозитовой тенденции дифференциации в вулканических породах ранних стадий развития островных дуг (на примере Южно-Сандвичевой островной дуги). – Вестн. МГУ, 1974, № 4.

Хаин В.Е. Региональная геотектоника. М.: Наука, 1970. Т. 1.

Шерер Д.Ф., Йодер Х.С. Система альбит – анортит – форстерит при давлении 1 атм. – В кн.: Экспериментальная петрология и минералогия. М.: Наука, 1971.

Allen A. Seismic refraction investigations in the Scotia Sea. – Brit. Antarct. Surv. Sci. Rept. 1966, N 55.

Baker P.F. Comparative volcanology and petrology of the Atlantic island arcs. – Bull. Volc., 1968, 32, fasc. 1.

Ewing I.Y., Ludwig W.Y., Ewing M., Eittrem S.L. Structure of the Scotia Sea and Falcland Plateau. – J. Geophys. Res., 1971, 76, N 29.

Fink L.K.J. Geology of the Guadeloupe region, Lesser Antilles island arc: Unpubl. Ph. D. Univ. Miami, 1968.

Fox P.J., Heezen B.C. Geology of the Caribbean crust. – In: The ocean basin and margins. The Gulf of Mexico and Caribbean. New York; London: Plenum Press, 1975, vol. III.

Jakeš I.B., White A.I.R. Composition of Islands Arcs and Continental Growth. – Earth Planet. Sci. Lett., 1971, 12.

Martin-Kaye P.H.A. A summary of the geology of the Lesser Antilles. – Overseas Geol. and Miner. Resour., 1969, N 10.

Officer C.B., Ewing J.I., Hennon J.F. e. a. Geophysical investigations in the Eastern Caribbean. Summary of 1955 and 1956 cruises. – Phys. Chem. Earth, 1959, 3.

Pelletier B. Contribution à l'étude du volcanisme d'arcs insulaire, en Martinique. – Bull. Bur. rech. géol. et minieres. Sect. IV, (deuxième série), 1976, N 4.

Prinz M. Geochemistry of basaltic rocks: trace elements. – In: Basalts. The Polder-

vaart treatise on rocks of basaltic composition. New York etc., 1967, vol. 1.

Pushkar P., Steuber A.M., Tomblin I.F., Julian G.M. Strontium isotopic ratios in volcanic Rocks from St. Vincent and St. Lucia, Lesser Antilles. – J. Geophys. Res., 1973, 78, N 8.

Smith A.K., Roobol M.J. Petrologic studies of Mont Pele, Martinique. – Bull. Bur. rech. géol. et minieres, Sec. IV, (deuxième serie), 1976, N 4.

Tomblin J.E. The Lesser Antilles and Aves Ridge. – In: The ocean basins and margins. The Gulf of Mexico and Caribbean. New York; London: Plenum Press, 1975, vol. III.

Tyrrel G.W. Report on rocks from West Antarctica and the Scotia Arc. – Discov. Rept, 1945, 23.

Westercamp D. Pétrologie de la dacite à grenat de Gros Ilet, Martinique, Petites Antilles Francaise. – Bull. Bur. rech. géol. et minieres. Sect. IV, (deuxième série), 1976, N 4.

Westercamp D., Mervoyer B. Les séries volcaniques de la Martinique et de la Guadeloupe. – Ibid., 1976, N 4.

В. К. Ротман

ОБЩИЕ ЧЕРТЫ РАЗВИТИЯ ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ТИХОГО ОКЕАНА И КАРИБСКОГО БАССЕЙНА И НЕКОТОРЫЕ ТЕКТОНИЧЕСКИЕ СЛЕДСТВИЯ

Для западной части Тихоокеанского подвижного пояса, так же как и для Карибского бассейна, характерно присутствие островных дуг со свойственными им активным вулканизмом, высокой сейсмичностью и морфоструктурными особенностями. Однако островные дуги на западе Тихого океана являются относительно молодыми структурами – они образовались лишь в неогене или в самом конце палеогена [Ротман, 1975]. Зарождение Малой Антильской дуги в Карибском бассейне также относится к кайнозою, вероятно к эоцену [Tomblin, 1975]. Таким образом, вопрос заключается в том, имеется ли аналогия в "додуговом" развитии интересующих нас регионов.

Автором было показано [Ротман, 1975], что образованию островных дуг в северо-западной части Тихоокеанского подвижного пояса предшествовало разделение Корякско-Камчатско-Курильского региона на две структурно-формационные зоны. Одна из них, охватывавшая северные и западные районы южной части Корякского нагорья и самые западные районы Камчатки, характеризовалась терригенным осадконакоплением с сеномана по сенон включительно и почти полностью была лишена проявлений интрузивного магматизма. В конце мела здесь местами происходило угленакопление. Другая зона, включавшая в себя примыкающую к Берингову морю южную часть Корякского нагорья (так называемый Олюторский прогиб), бóльшую часть Камчатки, Восточные горы Сахалина и Курильские острова, отличалась исключительно сильным проявлением базальтового вулканизма в подводных условиях, вследствие чего накопившиеся здесь в сеноне, дании и большей части палеогена мощные (до 10 км) толщи в значительной степени сложены вулканогенно-осадочными и вулканическими породами. Достоверных данных о досенонской истории этой зоны нет.

Граница между указанными структурно-формационными зонами прослеживается четко. Вулканогенно-осадочные породы залегают вблизи нее на более древних образованиях согласно и с постепенными переходами, хотя в ряде мест отмечаются тектонические контакты, в том числе и надвиги. Вдоль границы структурно-формационных зон расположены небольшие интрузивные массивы гипербазитов и габброидов, отличающихся повышенной щелочностью в пределах Камчатки. Резкая смена по латерали осадочных пород вулканогенными, наличие цепочки гипербазитовых и базитовых интрузивов, а также некоторые геофизические данные позволяют предполагать, что границей между структурно-формационными зонами служит протяженный глубинный разлом. Эта граница была названа автором "базальтовой линией" [Ротман, 1975]. Позднемеловые вулканогенные образования ассоциируют с базит-гипербазитовыми интрузивными комплексами также и в районах, удаленных от "базальтовой линии" в сторону Берингова моря и Тихого океана. Вследствие сходства вулканогенных и интрузивных комплексов южной части Корякского нагорья, большей части Камчатки, Малых Курильских островов, северо-восточной части Хоккайдо и восточных районов Сахалина эти регионы были объединены в Периокеанический пояс [Ротман, 1975].

Анализ геологической литературы показывает, что распространение Периокеанического пояса не ограничивается перечисленными районами. Базальто-

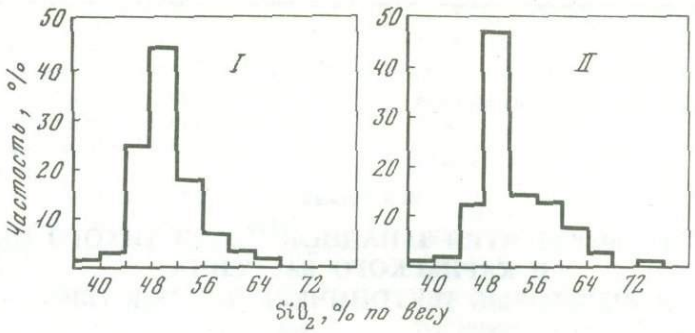


Рис. 1. Распределение вулканических пород по содержанию SiO_2
I – Перискеанический пояс (720 анализов [Ротман, Марковский, 1976]); II – Карибский бассейн (117 анализов [Соколов, 1975; Bence e.a., 1975; Donnely e.a., 1973; Glover, 1971; Jolly, 1971; Lidiak, 1965; Pichler e.a., 1974; Seiders, 1971]

вый вулканизм в подводных условиях происходил в конце мела в ряде более южных притихоокеанских районов Азии, а также в Океании, в связи с чем мощные толщи вулканогенно-осадочных пород базальтового состава позднемелового возраста, ассоциирующие с комплексами базитовых и гипербазитовых интрузий, окаймляют западную окраину Тихого океана вплоть до Соломоновых островов и ограничены четкой "базальтовой линией". Развитие Периокеанического пояса продолжалось и в палеогене, вплоть до эоцена. В северной его части, соответствующей Корякскому нагорью и Камчатке, с течением времени происходило сокращение области активного вулканизма, так что в палеогене вулканические процессы сосредоточились в узкой притихоокеанской полосе. Вследствие этого в строении Периокеанического пояса здесь наблюдается зональность: наиболее древние (позднемеловые) вулканиты сосредоточены около "базальтовой линии", а наиболее молодые (палеогеновые) – у океана. Хотя среди вулканитов Периокеанического пояса преобладают базальты, в подчиненном количестве здесь присутствуют также породы с более высоким содержанием SiO_2: трахиандезиты, андезиты, трахиты, дациты, плагиолипариты (рис. 1), что существенно отличает Периокеанический пояс от срединно-океанических хребтов. С другой стороны, присутствие ультраосновных вулканитов типа меймечитов и пикритов подчеркивает отличие пояса от островных дуг. Петрохимический состав пород Периокеанического пояса своеобразен. Среди базальтов выделяются как кварцевые толеитовые, так и щелочные базальты, нередко перемежающиеся в единых разрезах. В ряде случаев устанавливается существование петрохимической зональности, так как щелочные базальты сосредоточены преимущественно у "базальтовой линии", а кварцевые толеиты – у океана [Ротман, Марковский, 1976]. Следует особо подчеркнуть присутствие среди щелочных пород разновидностей с высоким содержанием K_2O, в том числе трахитов и сиенитов. Эта особенность четко отличает породы Периокеанического пояса от пород островных дуг. Так, на рис. 2 отчетливо выявляется различие трендов позднемеловых вулканических пород Малой Курильской гряды, относящейся к Периокеаническому поясу, и неогеновых известково-щелочных вулканитов Большой Курильской островной дуги. Быстрое накопление щелочей, особенно K_2O, в ходе дифференциации в породах Малых Курил приводит к появлению высокощелочных пород типа трахитов и сиенитов, а не липаритов или дацитов, как в комплексах островных дуг. Такая "трахитовая" тенденция вообще характерна для пород Периокеанического пояса, особенно в районах, расположенных вблизи "базальтовой линии". Петрохимическая эволюция пород Периокеанического пояса во времени, как это установлено на Камчатке [Марковский и др., 1974], заключается в приближении их состава к известково-щелочным сериям островных дуг.

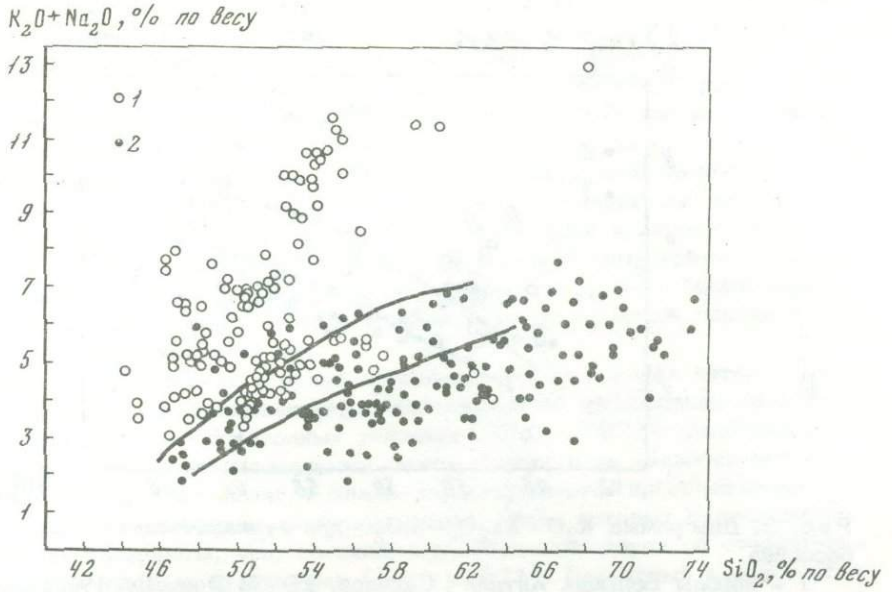


Рис. 2. Диаграмма $K_2O + Na_2O - SiO_2$ для верхнемеловых вулканических пород Малой Курильской дуги (*1*) и неогеновых пород Большой Курильской дуги (*2*). Линиями разграничены поля щелочных высокоглиноземных и толеитовых пород, по Х. Куно

Так, в Срединном хребте Камчатки, представляющем собой удаленную от океана зону Периокеанического пояса, в верхней части верхнемеловых разрезов появляются двупироксеновые андезито-базальты [Марковский и др., 1974], т.е. происходит уменьшение содержания в породах щелочей (в первую очередь K_2O), MgO и увеличение содержания Al_2O_3 и SiO_2. Однако количество этих пород относительно невелико. Аналогичная тенденция характерна и для зоны Восточного хребта Камчатки, где заключительные фазы позднемелового вулканизма также характеризуются андезито-дацитовым составом пород. В притихоокеанской зоне Камчатских полуостровов, где среди позднемеловых вулканитов преобладают толеитовые базальты, в более молодых (палеогеновых) породах отмечается увеличение содержания CaO, Al_2O_3 и K_2O, вследствие чего среди них начинают преобладать высокоглиноземистые кварцевые толеиты, давшие небольшое количество средних и кислых дифференциатов, что знаменовало зарождение тенденций, свойственных вулканическим породам островных дуг [Марковский и др., 1974].

Анализ литологии вулканогенно-осадочных комплексов Периокеанического пояса позволяет выявить их специфику по сравнению с островными дугами. В нижней части верхнемеловых толщ преобладают мелкообломочные вулканомиктовые породы с хорошо выраженной градационной слоистостью, иногда ассоциирующие с кремнями. Вверх по разрезу обычно появляются более крупнообломочные породы вплоть до грубообломочных и глыбовых вулканических брекчий, которые тесно связаны с лавами, иногда обладающими подушечной или шаровой отдельностью. По латерали и по разрезу брекчии часто переходят в мелкообломочные градационно-слоистые вулканомиктовые породы. Эти черты строения верхнемеловых вулканогенно-осадочных толщ объясняются участием в переносе и отложении вулканического обломочного материала турбидных потоков, подводных пирокластических потоков, обвалов и оползней [Ротман, 1975].

Для верхней части разрезов верхнемеловых комплексов показательно присутствие прослоев туфоконгломератов, что связано, по-видимому, с изменением физико-географической обстановки вулканизма – уменьшением глубины, на

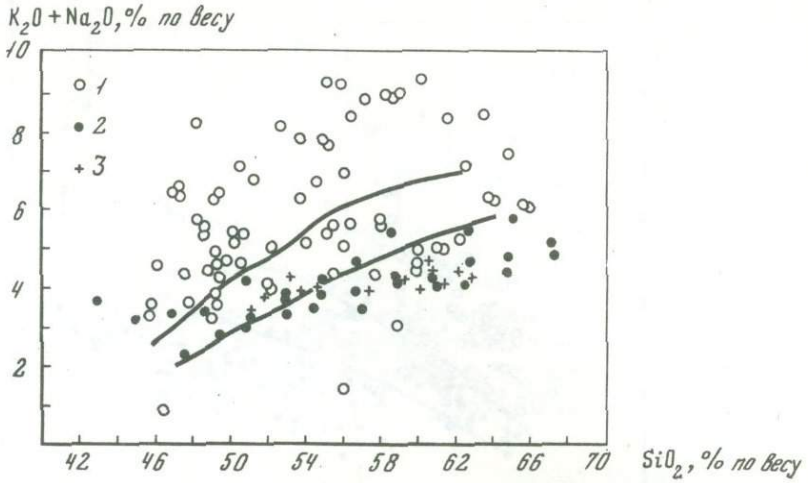


Рис. 3. Диаграмма $K_2O + Na_2O - SiO_2$ для вулканических пород Карибского бассейна

1 – породы Больших Антилл [Соколов, 1975; Donnelly, 1966; Glover, 1971; Jolly, 1971; Lidian, 1965; Seiders, 1971]; *2* – средние составы пород Малых Антильских островов [Brown e.a., 1977]; 3 – составы пород островов Гренада, Доминика, Сент-Китс и Малых Антильских [Brown e.a., 1977]. Остальные условные обозначения см. на рис. 2

которой происходили извержения, перемещение и отложение вулканического материала, и переход к мелководным условиям вулканизма [Ротман, 1975]. Суммируя все сказанное, следует подчеркнуть, что по целому ряду петрографических, петрохимических и литологических признаков вулканогенно-осадочные комплексы Периокеанического пояса отличаются от комплексов островных дуг, хотя между ними и намечаются переходы. Это свидетельствует о том, что Периокеанический пояс относится к особому типу геоструктур – окраинно-океаническим геосинклиналям, которые отвечают "додуговому" этапу развития переходной зоны между Тихим океаном и континентами Азии и Австралии [Ротман, Марковский, 1976].

Обратимся теперь к Карибскому бассейну. Расположенные здесь Малые Антильские острова представляют собой типичную вулканическую островную дугу, которая зародилась и начала развиваться с эоцена, сохраняя активность до настоящего времени [Tomblin, 1975]. По составу вулканических пород она близка к большой Курильской дуге и характеризуется в целом низкокалиевым известково-щелочным составом вулканитов (рис. 3). Лишь породы о. Гренада представлены недосыщенными кремнеземом базальтами с повышенным содержанием щелочей [Brown e.a., 1977].

Большие Антильские острова, т.е. Ямайка, Куба, Гаити, Пуэрто-Рико, и Виргинские острова существенно отличаются от Малых Антилл. На них нет действующих вулканов; более того, активный вулканизм прекратился здесь еще в середине палеогена. История вулканизма восточной группы Больших Антильских островов была рассмотрена Т. Доннелли с соавторами [Donnelly e.a., 1971].

Наиболее древние вулканические породы этого района представлены серией Уотер-Айленд на Виргинских островах, состоящей из потоков лав и небольшого количества прослоев обломочного вулканического материала неэксплозивного происхождения. Среди вулканитов преобладают кварцевые кератофиры и спилиты. Предполагается, что извержения происходили в глубоководных условиях. Возраст серии Уотер-Айленд – мезозойский, доальбский. Она перекрыта с угловым несогласием толщей вулканических брекчий Луизенхой общей мощностью свыше 2000 м. Бóльшую часть обломков в брекчиях составляют

так называемые авгитовые андезиты. Т. Доннели [Donnelly, 1966] отметил химическое сходство их со спилитами, а некоторых наиболее кислых пород – с кератофирами. Изменение структуры и текстуры пород по сравнению с серией Уотер-Айленд (в частности, появление порфировых структур) рассматривается как свидетельство изменения условий извержения на более мелководные [Donnelly, 1972]. Вероятным аналогом толщи Луизенхой на о. Пуэрто-Рико является мощная альб-сеноманская вулканогенная толща, залегающая стратиграфически ниже свиты Роблес [Donnelly e.a., 1971]. "Авгитовые андезиты" ее сходны с вулканитами толщи Луизенхой. Свита Роблес и вероятный ее аналог толща Рио-Ороковис, относящиеся к альб-сантонскому времени, сложены лавами (большей частью подушечными), внешне сходными с более древними "авгитовыми андезитами", а также вулканогенно-осадочными породами, образованными из обломков этих лав.

На основании присутствия в вулканогенно-осадочных породах четкой градационной слоистости высказывается предположение об образовании свит Роблес и Рио-Ороковис в глубоководных условиях [Glover, 1971]. Залегающие на Пуэрто-Рико стратиграфически выше свиты Роблес и ее аналогов свиты Карибланко, Ахиоте, Маравиллас и Коамо характеризуются преобладанием грубообломочных вулканогенно-осадочных пород, среди которых существенную роль играют конгломераты, что, по-видимому, свидетельствует об относительно мелководных условиях вулканизма [Glover, 1971]. Вероятный возраст этих пород – сантонский-маастрихтский.

Среди более молодых (палеогеновых) вулканических пород Пуэрто-Рико преобладают андезиты и дациты, извергавшиеся большей частью в субаэральных условиях [Glover, 1971]. Общая мощность разреза вулканических и вулканогенно-осадочных пород на Пуэрто-Рико 6-8 тыс. м.

Преобладающая часть вулканитов Пуэрто-Рико, по петрохимическим данным, отличается от известково-щелочных пород островных дуг. На рис. 3 приведена диаграмма $Na_2O + K_2O - SO_2$, на которой отчетливо различаются породы вулканов Малых Антильских островов [Brown e.a., 1977] и меловые вулканиты Пуэрто-Рико [Glover, 1971; Jolly, 1971; Lidiah, 1965; Seider, 1971]. Бóльшая часть пород Пуэрто-Рико должна быть отнесена, по классификации Х. Куно, к щелочному типу. Для них характерна "трахитовая" тенденция дифференциации, что приближает их к вулканитам Малых Курильских островов (см. рис. 2). Этот щелочной характер альб-сантонских пород Пуэрто-Рико был впервые отмечен П. Меттсоном [Mattson, 1966], который подчеркнул их отличие от более молодых пород острова (маастрихт-эоценовых), принадлежащих к известково-щелочному типу. Показательно высокое содержание K_2O в некоторых верхнемеловых породах (главным образом относящихся к свите Роблес) Пуэрто-Рико. Оно иногда превышает 6% по весу в породах, которые можно отнести по содержанию SiO_2 к трахиандезитам [Jolly, 1971]. По этому показателю они также близки к породам Малой Курильской дуги.

Таким образом, меловые вулканические породы Пуэрто-Рико обнаруживают петрохимическое сходство с породами Периокеанического пояса. Если справедливо предположение, что наиболее молодые вулканиты острова относятся к известково-щелочному типу, то эволюция состава пород Пуэрто-Рико аналогична петрохимической эволюции в приближенных к "базальтовой линии" зонах Периокеанического пояса, особенно, если принять во внимание относительно небольшой объем известково-щелочных вулканитов на Пуэрто-Рико [Mattson, 1966]. Вулканогенно-осадочные комплексы Пуэрто-Рико имеют большое литологическое сходство с аналогичными комплексами Периокеанического пояса: в них широко проявлена градационная слоистость, вулканические брекчии часто переслаиваются с мелкообломочными вулканомиктовыми породами, присутствуют прослои туфоконгломератов. Бóльшая часть вулканического материала была отложена турбидными потоками, подводными пирокластическими потоками и оползнями или выпала из нагруженных тонкообломочным материалом подводных аналогов эруптивных туч [Glover, 1971]. Так же, как и в Пери-

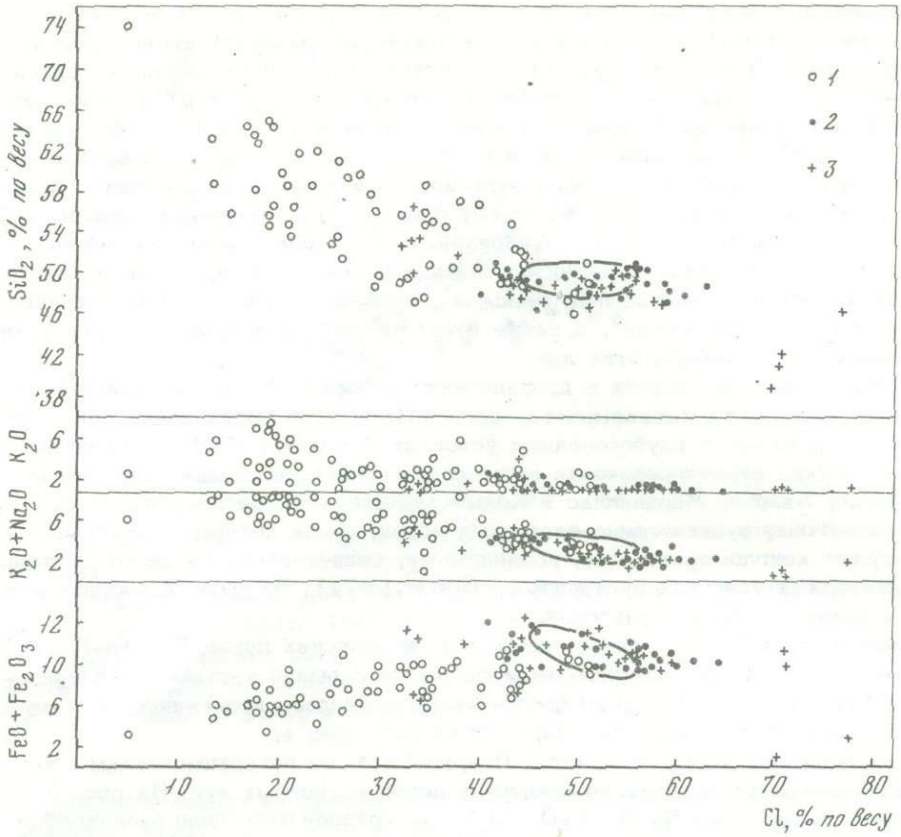


Рис. 4. Диаграммы Cl– окислы (по А. Полдерваарту и А. Паркеру) для вулканических пород Карибского пояса

1 – породы островов Куба [Соколова, 1975] и Пуэрто-Рико [Glover, 1971; Jolly, 1971; Lidiak, 1965; Seiders, 1971]; *2* – породы дна Карибского моря [Bence e.a., 1975; Donnelly e.a., 1973]; 3 – породы комплекса Никойя и его аналогов [Pichler e.a., 1974]. Жирной линией обведено поле базальтов Срединно-Атлантического хребта

океаническом поясе, со временем глубоководные условия вулканизма сменились мелководными [Glover, 1971; Mattson, 1966].

Вулканические породы западной части Больших Антилл изучены значительно хуже, хотя они имеют широкое распространение на Кубе, Гаити и Ямайке [Khudoley, Meyerhoff, 1971]. На Кубе вулканизм начался в раннемеловое время и продолжался вплоть до эоцена [Pardo, 1975], причем вулканическая область была ограничена четкой "базальтовой линией", к северу от которой располагалась область миогеосинклинального карбонатонакопления. Судя по имеющимся ограниченным данным [Pardo, 1975], среди вулканических пород Кубы преобладают базальты. Наиболее молодые из них относятся к свите Эль-Кобре; по петрохимическим особенностям [Соколова, 1975] они не отличаются от пород Пуэрто-Рико и образуют с ними на диаграммах Cl-окислы" единые поля (рис. 4). Вулканиты переслаиваются с вулканогенно-осадочными породами, содержащими морскую фауну, что свидетельствует о том, что извержения происходили в морских условиях, причем если вначале (вплоть до сантона) – в глубоководной обстановке, то затем (в кампане, маастрихте и эоцене (?)) – в обстановке мелкого моря с вулканическими островами [Pardo, 1975].

Не менее интенсивным был синхронный вулканизм на островах Гаити [Bowin, 1975] и Ямайка [Arden, 1975], однако данные о составе соответствующих пород практически отсутствуют.

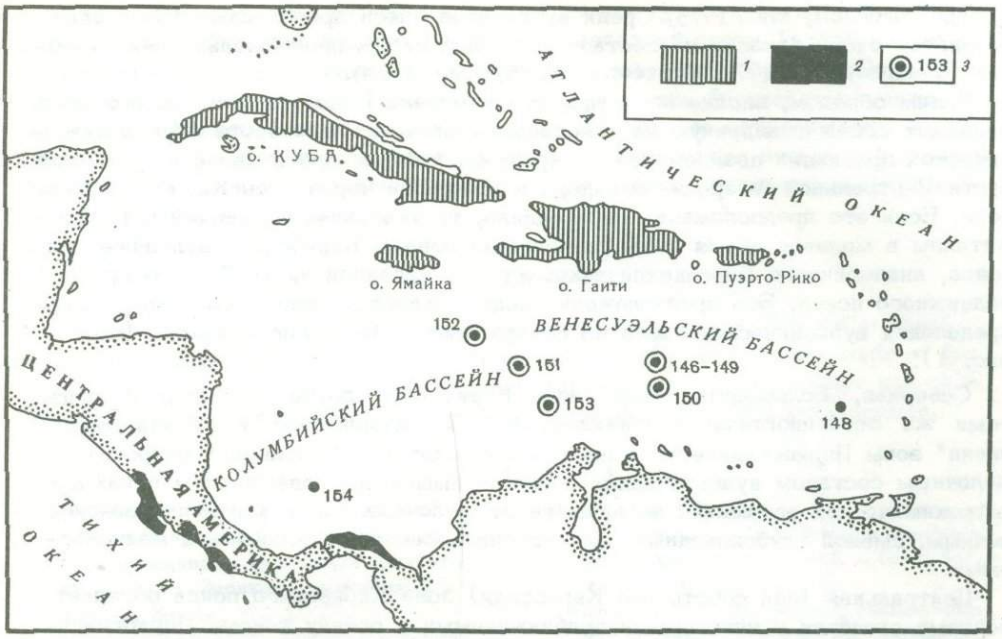


Рис. 5. Распространение меловых вулканических комплексов в Карибском бассейне в южной части Центральной Америки

1 – вулканические комплексы Больших Антильских островов; *2* – комплекс Никойя и его аналоги [Pichler e.a., 1974]; *3* – местоположение скважин глубоководного бурения, пересекших верхнемеловые базальты на дне Карибского моря [Bence e.a., 1975]

Проявления вулканизма в меловое время не ограничивались областью Больших Антилл. Соответствующие вулканические и вулканогенно-осадочные породы широко распространены в южной части Центральной Америки, будучи представлены комплексом Никойя и его аналогами (рис. 5). Комплекс Никойя, выходящий в Коста-Рике [Hennigsen, Weyl, 1967], сложен преимущественно базальтовыми лавами, иногда обладающими подушечной отдельностью, и связанными с ними кремнистыми породами. Высказываются предположения, что этот комплекс образовался в позднемеловое время на дне океана.

По петрохимическим особенностям базальты комплекса относятся главным образом к толеитовому типу и близки к базальтам срединно-океанических хребтов (см. рис. 5). Наряду с ними присутствуют также щелочные базальты и пикриты. Аналоги комплекса Никойя распространены в Панаме, Колумбии и Эквадоре [Pichler e.a., 1974; Pichler, Weyl, 1975] и повсеместно представлены базальтами, излившимися в подводных условиях и обладающими сходными петрохимическими чертами (см. рис. 5).

Большой интерес представляет петрохимическая эволюция состава вулканических пород юга Центральной Америки во времени, прослеженная на примере Коста-Рики [Pichler, Weyl, 1975]. Комплекс Никойя здесь сменяется так называемыми нижнетретичными вулканическими породами, которые также извергались в морских условиях. Они отличаются от комплекса Никойя более высоким содержанием SiO_2, Al_2O_3 и щелочей (особенно K_2O) и значительно более низким содержанием MgO. Этим знаменуется начало перехода к известково-щелочному вулканизму четвертичного времени, который отличается преобладанием андезитов и большими масштабами проявления игнимбритов.

В последнее время получены сведения о том, что позднемеловые вулканические породы слагают значительную часть дна Карибского моря. Судя по данным глубоководного бурения по проекту DSDP, этот район в позднем мелу был одной из наиболее крупных фанерозойских вулканических провинций

в мире [Donnelly e.a., 1973]. Среди вулканитов здесь преобладают толеитовые базальты, очень близкие по составу к базальтам срединно-океанических хребтов [Donnelly e.a., 1973; Bence e.a., 1975] (см. рис. 4).

Таким образом, вполне вероятно, что комплекс Никойя и его аналоги представляют собой выведенную на поверхность юго-западную часть единой вулканической провинции позднемелового времени, которая протягивалась от южной части Центральной Америки, Эквадора и Колумбии через весь Карибской бассейн. Если это предположение справедливо, то указанная провинция и Большие Антиллы в меловое время были различными зонами Карибского вулканического пояса, аналогичного Периокеаническому поясу западной части Тихоокеанского подвижного пояса. Это предположение подтверждается одинаковым типом распределения вулканических пород по содержанию SiO_2 в обоих поясах (см. рис. 1).

Северная, Большеантильская, зона Карибского пояса характеризовалась теми же особенностями вулканизма, что и находящиеся у "базальтовой линии" зоны Периокеанического пояса на Камчатке и Курильских островах: щелочным составом вулканических пород, повышенным содержанием в них K_2O, петрохимической эволюцией во времени от щелочных пород к известково-щелочным, сменой глубоководных вулканогенно-осадочных ассоциаций мелководными.

Центральная (или собственно Карибская) зона Карибского пояса обладает чертами сходства с некоторыми приближенными к океану зонами Периокеанического пояса, в которых преобладают толеитовые базальты. Однако в отличие от последних, толеитовые базальты Карибского бассейна относятся к срединно-океаническому типу (см. рис. 4), тогда как базальты Периокеанического пояса по ряду характеристик отличаются от них [Марковский и др., 1974].

Зональность Карибского пояса хорошо иллюстрируется диаграммами Cl – окислы (см. рис. 4), на которых вулканиты Больших Антилл, с одной стороны, и Карибского бассейна вместе с южной частью Центральной Америки, Колумбией и Эквадором – с другой, образуют поля, частично перекрывающие друг друга, но в общем обособленные.

Естественно были бы предположить, что в южной части Карибского вулканического пояса находится зона, аналогичная Большеантильской в первую очередь по составу вулканических пород. Однако ограниченное количество данных по этому району не позволяет ни подтвердить, ни отвергнуть это предположение.

Единичные анализы [Santamaria, Schubert, 1974], выполненные из вулканитов нидерландских Подветренных Антилл (острова Кюрасао, Аруба, Бонайре), говорят, скорее, о том, что распространенные здесь долериты близки к толеитовым базальтам Карибского бассейна, а андезиты не имеют щелочных тенденций.

Различие между Карибским и Периокеаническим поясами состоит в том, что первый начал развиваться, по-видимому, в конце юрского – начале мелового периода, а второй – в конце мелового. Соответственно и образование системы островных дуг в западной части Тихоокеанского подвижного пояса произошло позднее, чем в Карибском бассейне. Однако, если даже не учитывать условность большинства определений возраста вулканических комплексов, особенно в Карибском бассейне, обращает на себя внимание, что в западной части Тихоокеанского подвижного пояса широко распространены базальтовые вулканогенно-осадочные толщи позднеюрско-раннемелового возраста, как бы окаймляющие вулканогенно-осадочные комплексы Периокеанического пояса [Donnely, 1966] и местами тесно связанные с ними (например, на Сахалине). Возможно, что обособление Периокеанического пояса объясняется миграцией геосинклинальных процессов в сторону океана в западной части Тихоокеанского подвижного пояса [Пущаровский, 1972], которая не была свойственна Карибскому бассейну, "зажатому" между континентальными блоками Северной и Южной Америки.

Таким образом, мы приходим к выводу, что в геологической истории Карибского бассейна, так же как и в истории западной части Тихоокеанского подвижного пояса, выделяется специфический "додуговой" этап развития. Возникновение островной дуги Малых Антилл и, вероятно "перемычки" между Северной и Южной Америкой, равно, как и образование островных дуг в западной части Тихого океана, соответствует принципиально иному этапу развития этих регионов и свидетельствует о существенной тектономагматической их перестройке в кайнозое.

ABSTRACT

On the basis of comparison between sedimentary-volcanic rocks of Caribbean basin and western part of Pacific mobile belt the conclusion has been made on the similarity of "prearc" stage of development for both regions. This stage was characterized by existence of volcanic belts uncompatible with later arcstructures.

ЛИТЕРАТУРА

Марковский Б.А., Ротман В.К., Тарасов Б.М. Эволюция геосинклинального вулканизма Восточной Камчатки. – В кн.: Эволюция вулканизма в истории Земли. М., 1974.

Пущаровский Ю.М. Тектоника континентальных окраин Тихого океана. – В кн.: Геология и геофизика моря. Геофизические исследования земной коры. М.: Наука, 1972.

Ротман В.К. Палеовулканизм островных дуг северо-западной части Тихого океана и некоторые аспекты "новой глобальной тектоники". – Труды ВСЕГЕИ. Нов. сер., 1975, 234.

Ротман В.К., Марковский Б.А. Окраинно-океанические базальтовые вулканические пояса – специфический тип притихоокеанских геосинклиналей. – ДАН СССР, 1976, 231, № 3.

Соколова Е.А. Марганценосные вулканогенно-осадочные формации разных стадий геосинклинального процесса. – В кн.: Проблемы литологии и геохимии осадочных пород и руд. М.: Наука, 1975.

Arden D.D. Geology of Jamaica and the Nicaragua Rise. – In: The Ocean basins and margins. The Gulf of Mexico and Caribbean. New York; London: Plenum Press, 1975, vol. 3.

Bence A.E., Papike J.J., Ayuso R.A. Petrology of submarine basalts from the Central Caribbean: DSDP Leg 15. – J. Geophys. Res., 1975, 80, N 35.

Bowin C. The geology of Hispaniola. – In: The Ocean basins and margins. The Gulf of Mexico and Caribbean. New York; London: Plenum Press, 1975, vol. 3.

Brown G.M., Holland J.G., Sigurdsson H. e.a. Geochemistry of the Lesser Antilles volcanic island arc. – Geochim. et cosmochim. acta, 1977, 41, N 6.

Donnelly T.W. Geology of St. Thomas and St. John, U.S. Virgin Islands. Caribbean geological investigations. – Geol. Soc. Amer. Mem., 1966, N 98.

Donnelly T.W. Deep-water, shallow-water and subaerial island arc volcanism: an example from the Virgin Islands. – Ibid., 1972 (1973), N 132.

Donnelly T.W., Kay R., Rogers J.J.W. Chemical petrology of Caribbean basalts and dolerites; Leg 15. Deep sea drilling project. – Trans. Amer. Geophys. Union, 1973, 54, N 11.

Donnelly T.W., Rogers J.J.W., Pushkar P., Armstrong R. Chemical evolution of the igneous rocks of the eastern West Indies: an investigation of thorium, uranium, and potassium distributions, and lead and strontium isotopic ratios. – Geol. Soc. Amer. Mem., 1971, N 130.

Glover L. Geology of the Coamo area Puerto Rico, and its relation to the volcanic arc-trench association. – Geol. Surv. Profess. Pap., 1971, N 636.

Henningsen D., Weyl R. Ozeanische Kruste im Nicoya Komplex von Costa Rica (Mittelamerika). – Geol. Rndsch., 1967, Bd. 57, H. 1.

Jolly W.T. Potassium-rich igneous rocks from Puerto-Rico. – Bull. Geol. Soc. Amer., 1971, 82, N 2.

Khudoley K.M., Meyerhoff A.A. Paleogeography and geological history of Greater Antilles. – Geol. Soc. Amer. Mem., 1971, N 129.

Lidiak E.G. Petrology of andesitic, spilitic and keratophyric flow rock, north-central Puerto-Rico. – Bull. Geol. Soc. Amer., 1965, 76, N 1.

Mattson P.H. Geological characteristics of Puerto Rico. – Can. Geol. Surv., 1966, paper 66–15.

Pardo G. Geology of Cuba. – In: The ocean basins and margins. The Gulf of Mexico and Caribbean. New York: London: Plenum Press, 1975, vol. 3.

Pichler H., Stibane F.R., Weyl R. Basischer Magmatismus und Krustenbau im südlichen Mittelamerika, Kolumbien und Ecuador. – Neues Jahrb. Geol. und Paläontol., 1974, N 2.

Pichler H., Weyl R. Magmatism and crustal evolution in Costa Rica (Central America). – Geol. Rdsch., 1975, Bd. 64, H. 2.

Santamaria F., Schubert C. Geochemistry and geochronology of the Southern Caribbean-Northern Venezuela Plate boundary. – Bull. Geol. Soc. Amer., 1974, 85, N 7.

Seiders V.M. Cretaceous and lower Tertiary stratigraphy of the Gurabo and El Jungue Quadrangles, Puerto Rico. – Geol. Surv. Bull., 1971, N 1294 F.

Tomblin F. The Lesser Antilles and Aves Ridge. – In: The Ocean basins and margins. – The Gulf of Mexico and Caribbean. New York; London; Plenum Press, 1975, vol. 3.

А.Г.Рябухин

СТРУКТУРА МЕКСИКАНО-КАРИБСКОГО РЕГИОНА ПО ДАННЫМ КОСМИЧЕСКИХ СЪЕМОК

Мексикано-Карибский регион, или Американское Средиземноморье, представляет собой одну из наиболее сложных и сохраняющих высокую тектоническую активность областей Земли. Географическое положение предопределило большую сложность и мозаичность его внутренней структуры. Регион расположен между двумя американскими континентами, основу которых составляют древние платформы. На западе лишь узкий перешеек Центральной Америки отделяет его от абиссальных глубин Тихого океана, на востоке неглубокие проливы Карибского моря и Мексиканского залива соединяются с Атлантическим океаном. Межконтинентальное и межокеаническое положение региона, наличие в его пределах в той или иной степени раздробленных окраинных частей платформ, подвижных областей различного типа и возраста сделало его важным объектом для изучения проблемы эволюции земной коры.

Одной из характерных черт структуры региона является существование многочисленных крупных разломов разного направления, возраста и характера смещения. Наши наблюдения и обзор литературного материала показали, что простирание и положение крупных структурных элементов Мексикано-Карибского региона определяются глубинными разломами, которые образуют определенные системы нескольких направлений. Наиболее выдержанной является система разломов северо-западного простирания, совпадающая с простиранием Кубинско-Северо-Гаитянского мегантиклинория (330°); устойчивы в этом отношении разломы субширотного северо-восточного (кайманского) направления (85°). Местами отчетливо выделяются системы меридиональных и широтных разломов. Большинство из этих разломов, выделяемых на акватории, находит свое продолжение на берегу.

В данной работе проведен анализ разломной тектоники региона с помощью космической съемки. Опыт нашей работы с космическими снимками [Кац и др., 1976] и обзор многочисленных публикаций, посвященных применению дистанционных съемок для целей геологии [Геологические исследования..., 1975; Fisher e.a.; и др.], показывают, что наибольший объем информации (около 70%) представляют собой сведения о разломах. В качестве первичного материала использовались отдельные телевизионные изображения, полученные с американского спутника "Ландсат" и других технологических спутников, масштаба от 1:4 500 000 до 1:1 000 000; космофотоизображения с американских космических аппаратов "Аполлон" и "Скайлаб" масштаба 1:1 000 000 и крупнее, фотомонтажи и фотокарты различных масштабов, а также радиолокационные снимки на район Центральной Америки. Разномасштабный ряд снимков позволил нам изучать структуры разного порядка. Мелкомасштабные телевизионные изображения (масштаб 1:4 560 000) дали возможность определить положение основных региональных структур в целом и выяснить их пространственное соотношение. Космические изображения более крупных масштабов (1:1 000 000) позволили подробней осветить строение их внутренней структуры. При интерпретации космических изображений для идентификации различных фотоаномалий использовались тектонические построения В.Е. Хаина [1971, 1975], Ю.М. Пущаровского [1967], В.А. Левченко, А.Г. Рябухи-

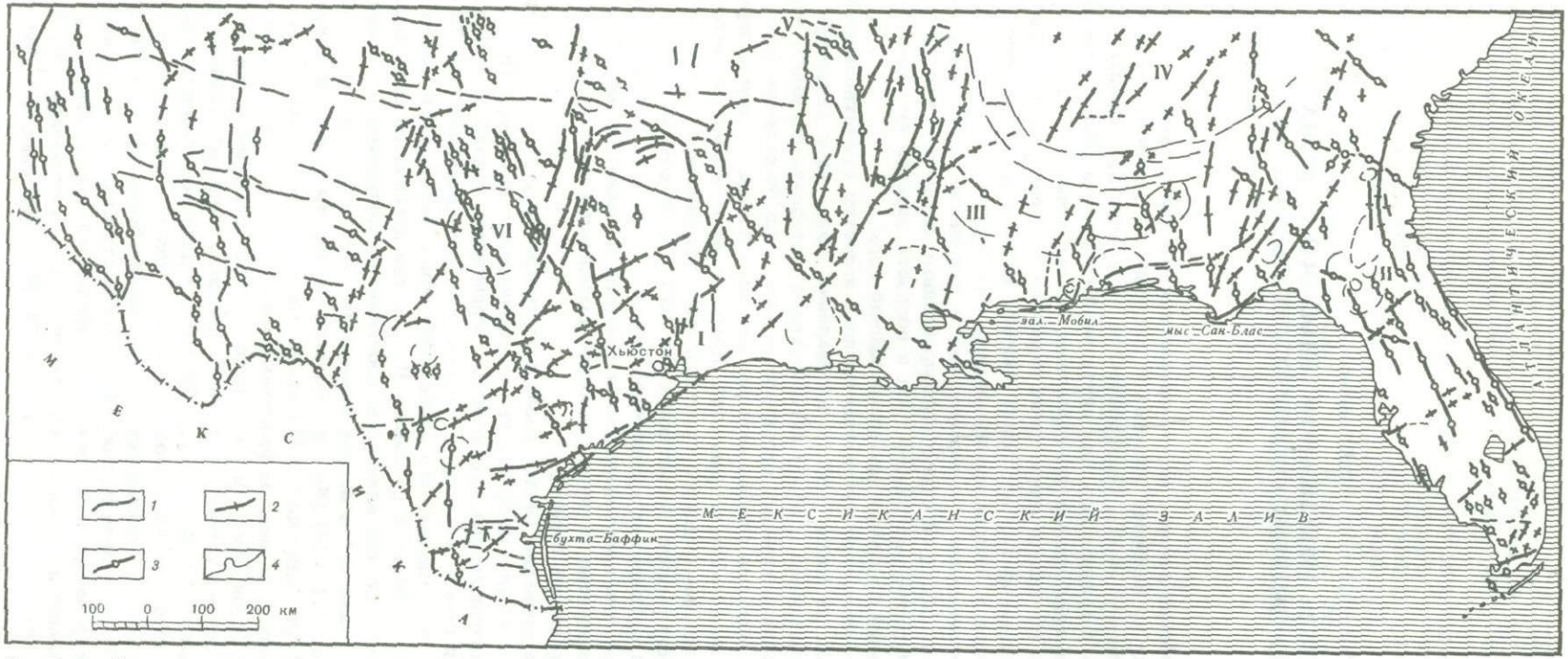


Рис. 1. Схема разломной тектоники побережья Мексиканского залива и прилегающих областей, составленная по данным дешифрирования космических изображений, полученных с технологического спутника "ERTS-1"

Разломы: *1* – субширотного простирания, *2* – северо-восточного простирания, *3* – северо-западного простирания; *4* – криволинейные фотоаномалии. I – Галф-Кост; II – Флоридское поднятие; III – грабен Миссисипи; IV – Аппалачская складчатая система; V – складчатая система Уачиты; VI – свод Бенд

на [1971], В.А. Левченко с соавторами [1977], В.Л. Чеховича [1965], А.Г. Рябухина [1971, 1974], также был использован ряд оригинальных карт, изданных геологическими службами США и стран Карибского региона.

На фотомонтаже телевизионных изображений территории США масштаба 1:4 560 000 в пределах южных штатов, прилегающих к Мексиканскому заливу, по фототону и рисунку изображения можно выделить основные тектонические структуры. Впадина Галф-Кост и Флоридское поднятие ограчены системой линейных фотоаномалий. Складчатые сооружения Аппалачей и Уачиты подчеркнуты линейно-струйчатым рисунком изображения. Четко фиксируются фототоновые аномалии, отвечающие положению Миссипского грабена и Атлантической береговой равнины [Portrait USA, 1976]. Интерпретация этого изображения дает сложную систему линеаментов (рис. 1). Разберем некоторые из них.

Аппалачская складчатая система уверенно прослеживается до г. Монтгомери (штат Алабама), что согласуется с данными бурения [Кинг, 1961]. Затем она срезается серией концентрических дуговых фотоаномалий. Как известно, юго-западное продолжение Аппалачей и детали его сочленения с Уачитой, скрытые под мощным чехлом мезозойско-кайнозойских отложений, во многом еще не определены. Сопоставление дуговых фотоаномалий с геологической картой [King, Beikman, 1974] показывает, что они совпадают в плане со стратиграфическими границами мезозойских и кайнозойских отложений. Но флексурообразное поведение отражающих горизонтов [King, Beikman, 1974] позволяет предполагать наличие тектонического контакта. В последние годы появилось много работ, где зона сопряжения южных Аппалачей и Уачиты рассматривается с позиции тектоники плит [Walper Rowett, 1972; Keller, Cebull, 1973; и др.]. Считается, что соотношение Аппалачей и Уачиты происходит по трансформному разлому, смещение по которому начало проявляться в позднем докембрии или раннем палеозое [Cebull e.a., 1976]. Вместе с тем аппалачские направления по космоснимкам прослеживаются далеко на юго-запад, вплоть до устья Миссисипи и далее, по сейсмическим данным, на акватории, параллельно береговой линии в районе Хьюстона [Dorman e.a., 1972].

Интересная система субмеридиональных линеаментов ограничивает грабен Миссисипи. Очевидно, это самые древние направления, ибо этот суперлинеамент прослеживается далеко на север в теле древней Американской платформы до озера Верхнего. Существование древнего докембрийского рифта в долине Миссисипи обосновано в работе Л.Д. Эрвина и К.Р. Макгиниса [Ervin, McGinnis, 1975]. В Мексиканском заливе этому направлению соответствует субмеридиональное ограничение впадины Сигсби, залива и банки Кампече, Теуантепекского перешейка. В.Е. Хаин [1975] показал, что с этими разломами связано формирование двух крупных рифтовых зон, расположенных по обе стороны от Юкатанской плиты. Одна из них включает впадину Сигсби, залив Кампече и Теуантепекский перешеек. Другая протягивается от дельты Миссисипи к Дарьенскому заливу.

Западное ограничение впадины Галф-Кост мы наблюдаем по зоне разломов Талько-Мексия, огибающих свод Бенд. Зона представляет собой систему грабенов, кулисообразно подставляющих друг друга. Главные перемещения по этим разломам произошли в олигоцене-миоцене, продолжались в антропогене, вплоть до современной эпохи [Хаин, 1971]. Этим объясняется их четкое проявление на космоснимках. Система субширотных линеаментов, прослеживаемых на схеме (см. рис. 1), отвечает известной системе субширотных сквозных разломов Северной Америки, в частности разлому 34° [Хаин, 1971; Фаворская и др., 1974]. Линеаменты северо-западного (330°) простирания наиболее четко прослеживаются на Флориде и в Техасе. Система линеаментов северо-западного простирания западней Хьюстона известна на берегу и прослеживается, по геофизическим данным, далеко в море. Она ограничивает техасские грабены северо-западного простирания [Wertz, 1970]. Некоторые криволинейные элементы, наблюдаемые вдоль береговой равнины, соответствуют известным сводовым поднятиям береговой равнины Мексиканского залива [King, 1969].

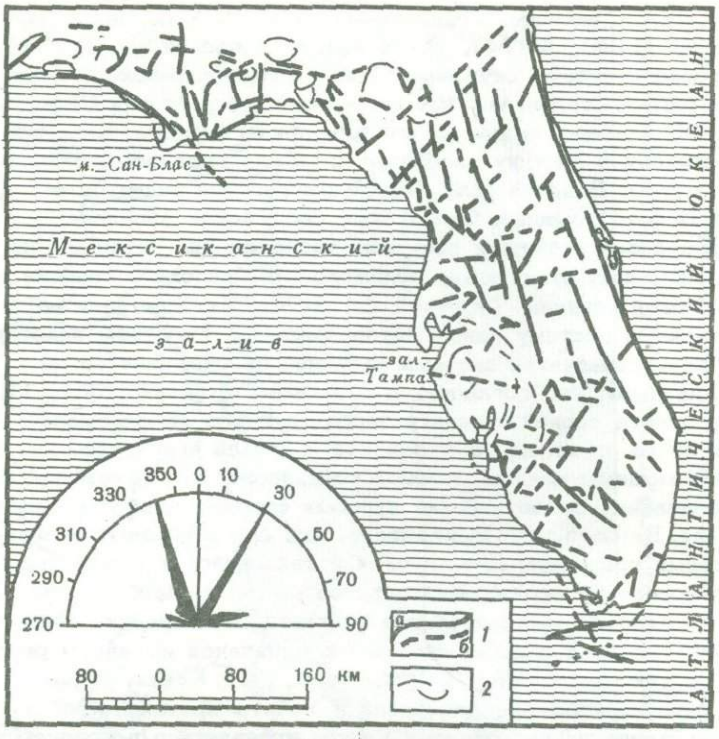


Рис. 2. Схема разломной тектоники Флоридского поднятия, составленная по данным дешифрирования космических изображений, полученных с технологического спутника "ERTS-1"

1 – разломы: *а* – достоверные, *б* – предполагаемые; *2* – криволинейные фотоаномалии

Более детальные изображения позволяют нам подробнее рассмотреть структуру Мексиканского побережья. Например, анализ изображения Флориды (масштаб около 1:3 000 000) дал возможность выделить три основные системы разломов (рис. 2). Наиболее протяженные разломы имеют северо-западное простирание (340-330°) и определяют современные контуры п-ова Флорида. В море им соответствуют границы Флоридского эскарпа и зоны разломов, выделенные нами ранее в пределах Флоридского пролива [Левченко, Рябухин, 1971]. Разломы северо-восточного направления (30°) наиболее четко прослеживаются на севере полуострова и отвечают простиранию диагональных, северо-восточных разломов Флоридского поднятия. Далее на северо-восток разломы этого направления ограничивают Атлантическую береговую равнину. Интересна система субширотных северо-восточных линеаментов (80°). Система разломов подобного простирания, по данным гравиметрии, прослеживается на западном шельфе Флориды [Левченко и др., 1977]. Можно предполагать, что по этой системе происходит ступенчатое погружение палеозойского фундамента Флориды с северо-запада на юго-восток. Общая глубина погружения фундамента оценивается в 11 км [Хаин, 1971]. Это погружение отмечается и в современном рельефе, ибо на снимках масштаба 1:1 000 000 видно, как увеличиваются южнее этих линеаментов площади, занятые болотами и озерами [ERTS..., 1976]. Вероятно, это погружение неравномерное и южнее бухты Тампа выявляемая криволинейная аномалия может соответствовать положительной структуре приподнятого блока фундамента, подобной структурам зон краевых поднятий Багамской плиты.

На северной Флориде подобная фотоаномалия оконтуривает свод Окала, где домезозойские породы встречены на глубине менее 1200 м. Природа мелких кольцевых фотоаномалий, отмечаемых вдоль субширотного линеамента, просле-

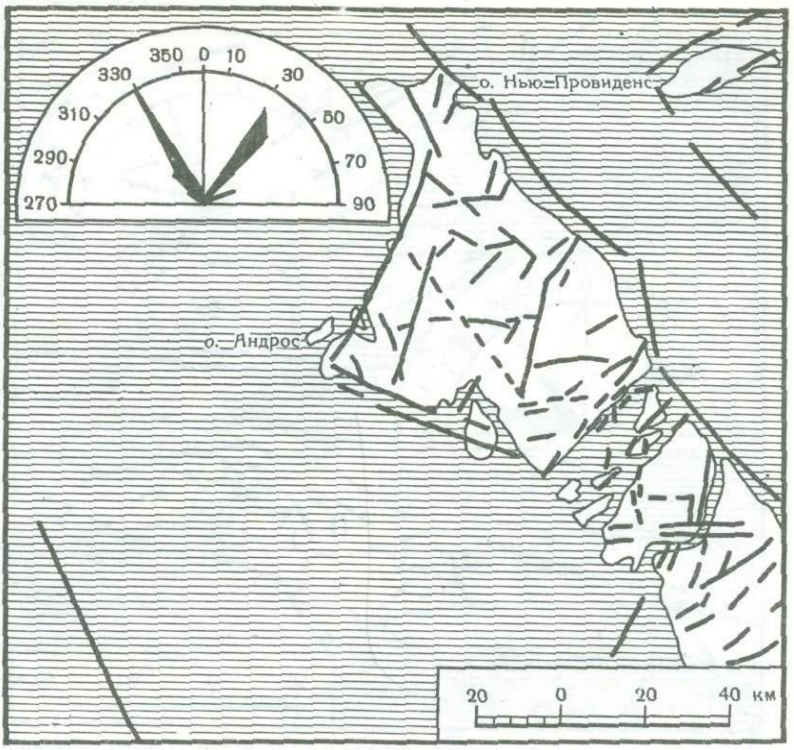


Рис. 3. Схема разломной тектоники Большой Багамской банки, составленная по данным дешифрирования космического изображения, полученного с технологического спутника "ERTS-1"

Условные обозначения см. на рис. 2

живаемого севернее м. Сан-Блас, неясна. По всей видимости, они могут отвечать мелким приразломным поднятиям осадочного чехла. Западнее, в районе бухты Мобил, превалирующей является также система разломов северо-западного простирания (345°). Эти разломы прослеживаются в море [Левченко и др., 1977] и контролируют положение грабена бухты Мобил.

Восточнее Флориды, на Багамской банке, большей частью покрытой морем, острова, мелкие островки и скалы разделяются подводными каналами и проливами. Продольные долины имеют общее простирание с северо-запада на юго-восток, поперечные короткие долины соединяют продольные долины с океаном. Положение эти подводных каналов и определяет систему линеаментов, выявленных по космическим изображениям (рис. 3). Продольные разломы имеют северо-западное простирание (330°), поперечные - северо-восточное (30°). Подобная система линеаментов была прослежена нами на юго-западной подводной окраине Багамской плиты в зоне Старого Багамского канала и на архипелаге Камагуэй [Рябухин, 1974]. Рассмотренные примеры охватывают в основном равнинные пространства побережья Мексиканского залива. Известно, что геологическая информативность космических изображений равнинных территорий значительно ниже. Особенно это относится к хорошо освоенным районам, где на формирование фотоизображения влияют антропогенные факторы [Кац и др., 1976].

Для складчатых сооружений Центральной Америки, Больших Антилл и Береговых цепей Венесуэлы геологическая информативность космических снимков значительно выше. Это обусловлено контрастностью рельефа (максимальные отметки превышают 2500 м), значительной амплитудой сводово-глыбового воздымания отдельных районов Антильско-Карибской области на заключительном этапе своего развития. Амплитуда подобного воздымания документирована

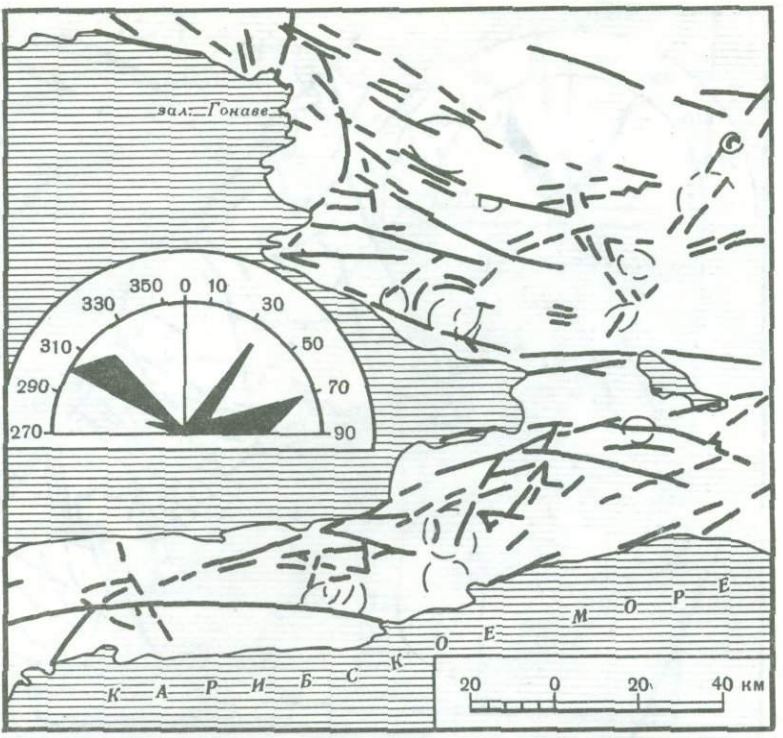


Рис. 4. Схема разломной тектоники западной части о. Гаити, составленная *по данным дешифрирования космического изображения, полученного с технологического спутника* "ERTS-1"

Условные обозначения см. на рис. 2

лестницей поверхностей выравнивания, достигающей на восточной Кубе высоты 1000 м [Чехович, 1965]. На космическом снимке западной части о. Гаити, обнимающем районы Центральной и Южной Кордильер и залива Ганаве, по фототону и текстуре изображения выделяются основные литолого-стратиграфические комплексы региона [ERTS...,1976]. На схеме разломной тектоники этого региона четко вырисовываются границы грабена Энрикильо, который является юго-восточной ветвью желоба Кайман (рис. 4). Северная граница грабена отделяет блок, для которого характерны северо-западные простирания (310-320°) разломов, т.е. эти простирания отвечают направлению восточной части Кубинского мегантиклинория. Однако линеаменты здесь несколько смещены к югу вдоль зоны поперечных разломов Наветренного пролива. Для южного блока характерна субширотная система разломов северо-восточной зоны разломов желоба Кайман, ограничивающей с севера южную ветвь сегмента Больших Антилл. Интересная система разломов северо-восточного простирания (40°) отмечается в восточной части снимка. Она прослеживается фрагментарно от г. Эпш на северо-востоке до г. Жакмель на юго-западе. Вдоль этой линии на космоснимке проявляется серия мелких кольцевых фотоаномалий, природа которых неясна. Направление этой зоны разломов отвечает простиранию хребта Беата, разделяющего Венесуэльскую и Колумбийскую котловины Карибского моря.

По территории Кубы были проанализированы два снимка. Один из них сделан с борта космического корабля "Аполлон-9", имеет приблизительный масштаб 1:800 000 и охватывает юго-западную подводную часть Багамского архипелага, акваторию Старого Багамского канала и ряд островов архипелага Сабана-Камагуэй [This island Earth, 1970]. В геологическом отношении снимок освещает строение Предкубинского краевого прогиба. Пожалуй, наиболее интересную информацию представляет собой система линеаментов, выявлен-

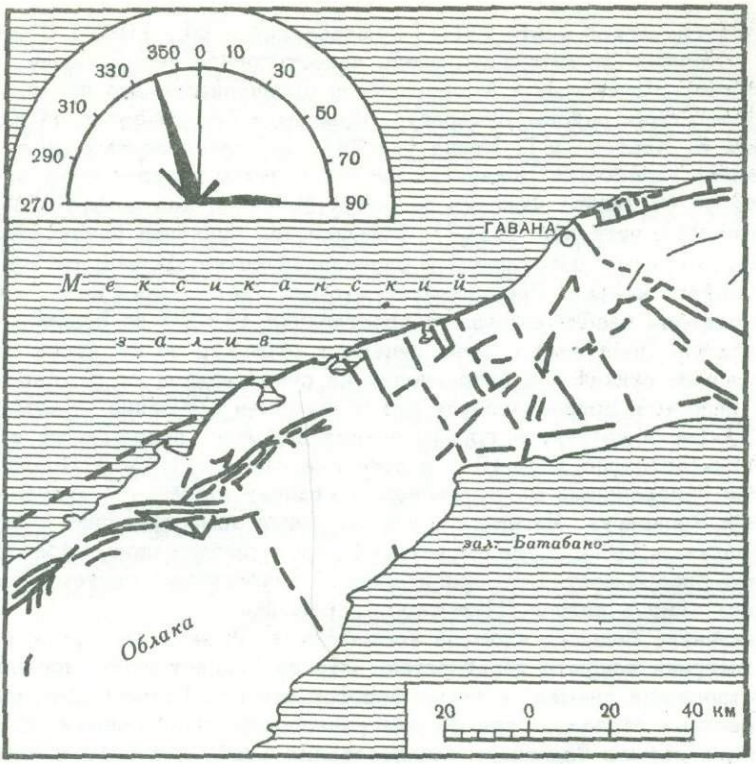


Рис. 5. Схема разломной тектоники западной Кубы, составленная по данным дешифрирования космического изображения, полученного с технологического спутника "ERTS-1"

Условные обозначения см. на рис. 2

ная по космофотоснимку. Часть этих линеаментов совпадает с разломами, выявленными нами ранее геофизическими методами [Рябухин, 1971]. На космофотоснимке видно также, что Багамский архипелаг рассечен глубокими и узкими проливами субмеридиональной северо-восточной ориентировки. Хотя эти эти проливы в современном виде созданы при преобладающем воздействии экзогенных факторов, они, весьма вероятно, предопределены разломной тектоникой. Проявление линеаментов в рельефе дна указывает на интенсивность неотектонических движений региона.

Второй снимок сделан с американского технологического спутника "Ландсат", покрывает территорию западной и центральной Кубы, от о. Инес-де-Сото до Бока-Харуко. В геологическом отношении снимок охватывает эвгеосинклинальную зону Кубинской геосинклинали; к сожалению, облачность не позволила расшифровать его юго-западную часть. Интерпретация этого изображения дала возможность выявить несколько систем линеаментов (рис. 5). Наиболее протяженная из них система северо-западного простирания (340°), которая рассекает весь остров. По результатам морских исследований она прослеживается в заливе Батабано, но наиболее ярко на северном шельфе Кубы и определяет его блоковую структуру [Левченко, Рябухин, 1971]. Далее на северо-запад подобная система ограничивает западный эскарп Флориды и по космоснимкам прослеживается на побережье Мексиканского залива в районе бухты Мобиль. На северо-востоке, в районе Гаваны-Бока-Харуко, четко видна мелкоблоковая структура этой зоны, которая, как известно, находится во фронтальной части Главного Кубинского надвига. В западной части снимка уверенно дешифрируется антиклинорий Пинар-дель-Рио, который рассекается Западно-Кубинским сдвигом северо-западного простирания (310°), показан-

¼ 8 1023

ным на тектонической карте Кубы [Пущаровский и др., 1967]. Рисунок изображения позволяет предполагать здесь левостороннее перемещение.

По районам Центральной Америки было проанализировано несколько снимков, охватывающих районы Никарагуа, Панамы и северо-западной Колумбии. По данным В. Картера и Г. Итона [1975], на телевизионных многозональных изображениях территории Никарагуа наиболее четко прослеживается зона грабена Манагуа от залива Фонсека до озера Манагуа, контролирующаяся цепочкой голоценовых вулканов (310°). Большинство вулканов различается по темному тону, округлым очертаниям и радиальной сетке трещин, расходящейся от центрального конуса. Представляет интерес также узкий пояс линейных структур северо- северо-западного простирания (335°) на северном берегу озера Манагуа. Продолжение этих линейных структур на юг через озеро пересекает линию вулканов в направлении на северо-запад от г. Манагуа. По линии этих разломов предполагается правостороннее смещение [Картер, Итон, 1975]. Третья и четвертая группы четких линейных линеаментов имеют северо-северо-восточное (25-45°) и северо-восточное (50-60°) простирания и являются поперечными по отношению к грабену Манагуа и вулканическим структурам Никарагуа. Интересно, что во время землетрясения, разрушившего г. Манагуа в 1972 г. на территории города наблюдалось образование трещин северо-северо-восточной ориентировки. Аналогичные системы разломов прослежены нами в районе Панамского перешейка.

К сожалению, большая площадь космических снимков на территории Центральной Америки покрыта облачностью. Это затрудняет использование результатов космической съемки, а также аэрофотосъемки. Высокоэффективным для данного региона оказалось применение радиолокационной съемки. Известно, что этот вид съемки благодаря использованию сантиметрового диапазона длин волн позволяет получить изображение поверхности сквозь облачный покров. В работе Ч. Макдональда [McDonald, 1969] проиллюстрированы результаты геологического картирования территории восточной Панамы и северо-западной Колумбии. Съемкой была покрыта территория площадью 17000 км^2. На основании радарного изображения (масштаб снимков 1:400 000) была составлена геологическая карта, где региональные стратиграфические единицы, известные по полевым наблюдениям, были протрассированы через весь регион, были выделены отдельные локальные структуры в центральной зоне [McDonald, 1969]. Наиболее детально удалось изучить разломы. Проведенный нами анализ разломной тектоники этого региона показал, что наиболее протяженные из них имеют субмеридиональное северо-западное простирание (340°). Разломы подобного простирания просматриваются в Дарьенском заливе, они ограничивают крутые склоны Колумбийской котловины. Другая система разломов северо-западного направления (300-320°) отвечает простиранию молодых горно-складчатых сооружений Серрании-де-Баудо и Серрании-дель-Дарьен. Кроме того, наблюдается система поперечных разломов северо-восточного простирания (30°). На космическом изображении Береговых цепей Венесуэлы прослеживается субширотная зона разломов (85°), отвечающая простиранию и положению известного разлома Ока. Его аналог в Восточных Карибских хребтах - разлом Эль-Пилар - нам приходилось наблюдать в маршрутах на п-ове Пария. Разломы северо-восточного простирания (85°), выделяемые на космоснимке, определяют блоковую структуру Береговой Кордильеры и прослеживаются, по данным морской геофизики, в море [Ball e.a., 1971].

Таким образом, на космических изображениях береговой зоны по фототону и рисунку удалось выделить основные тектонические структуры Мексикано-Карибского региона. Границы этих структур определяются глубинными разломами. На космических снимках уверенно опознаются известные и выделяются новые системы разломов. Анализ береговой структуры Мексикано-Карибского региона по космическим снимкам и данные морских геолого-геофизических работ позволили увязать системы линеаментов акватории и суши. Имеющийся материал о строении Мексикано-Карибского региона свидетельствует о крайне нестабильном состоянии земной коры этой межконтинентальной и одновремен-

но межокеанической области. В формировании земной коры здесь выделяется несколько этапов, в течение которых шел процесс распада блоков континентальной коры, формирования глубоких впадин с океаническим типом земной коры и, наконец, формирования вновь континентальной коры в районах островных дуг [Хаин, 1975]. Причем этот процесс определялся глубинными разломами. Активность этих разломов тесно связана с историей геологического развития структур, ибо за крупными глубинными тектоническими структурами стоят глубинные разломы.

Несмотря на гетерогенность структур региона здесь наблюдается единая система разломов, отвечающая, по всей видимости, планетарной трещиноватости Земли. Так, система субмеридиональных линеаментов прослеживается в теле древней Американской платформы, рассекает структуру Галф-Коста и на акватории определяет положение рифтовой зоны, включающей впадину Сигсби, залив Кампече. По нашим наблюдениям [Хаин и др., 1975] на акватории, зона сквозных разломов протягивается от дельты Миссисипи через Западную Кубу, желоб и хребет Кайман вплоть до Дарьенского залива. Единая система диагональных разломов северо-западного (330–340°) и северо-восточного (30°) простирания прослежена нами также на Кубе, Флориде и Багамах. Поэтому при составлении геодинамической модели региона единство этих направлений должно учитываться. Необходимо иметь в виду также активность разломов определенного простирания на отдельных этапах геологической истории региона. По космическим снимкам удалось расшифровать и уточнить строение отдельных участков региона (Галф-Кост, Флорида, Багамы, Куба, Гаити).

ABSTRACT

The trends of the main structures of the Mexican-Caribbean region are governed by deep-seated faults. The present-day structural plan of the region, as well as the history of its development, are connected with deep-seated faults. Faults, determined by means of spacecraft measurement, and faults well known in the aquatory according to maritime investigations form a united system in spite of heterogeneous structures of the region. This unity of faults concords with the planetary system of the fractures of the Earth and is conditioned by the force of the rotation of the Earth. During the composition of the geodynamic model of the region, we must take into consideration this unity and the activity of separate trends of the fault in the determinating stage of geological history of the region.

ЛИТЕРАТУРА

Геологические исследования из космоса. М.: Мир, 1975.

Картер В., Итон Г. Использование снимков ERTS для изучения воздействия землетрясений на геологические структуры (на примере землетрясения 1972 г. в Манагуа). – В кн.: Геологические исследования из космоса. М.: Мир, 1975.

Кац Я.Г., Рябухин А.Г., Трофимов Д.М. Космические методы в геологии. М.: Изд-во МГУ, 1976.

Кинг Ф.Б. Вопросы тектоники Северной Америки. М.: Изд-во МГУ, 1961.

Левченко В.А., Гуревич Г.Ф., Киссис И.А. и др. Геология и нефтегазоносность региона Карибского моря и Мексиканского залива. – В кн.: Обзор ВИЭМС. Морская геология и геофизика. М., 1977.

Левченко В.А., Рябухин А.Г. О блоковом строении северного шельфа Кубы. – Геотектоника, 1971, № 5.

Пущаровский Ю.М., Книппер А.Л., Пуиг-Рифа М. Тектоническая карта Кубы. М-б 1:1250 000. – Вкн.: Геология и полезные ископаемые Кубы. М.: Наука, 1967.

Рябухин А.Г. К вопросу о тектоническом строении центральной части северного Кубинского шельфа. – Вестн. МГУ. Сер. геол., 1971, № 6.

Рябухин А.Г. Некоторые особенности структуры юго-западной окраины Багамской плиты по данным космической съемки. – Изв. вузов. Геол. и разв., 1974, № 12.

Фаворская М.А., Томпсон И.Н., Баскина В.А. и др. Глобальные закономерности размещения крупных рудных месторождений. М.: Недра, 1974.

Хаин В.Е. Региональная геотектоника. М.: Недра, 1971. Т. 1.

Хаин В.Е. Основные этапы геологического развития Мексикано-Карибского региона. – Труды Ин-та океанол. АН СССР, 1975, 100.

Хаин В.Е., Рябухин А.Г., Литвин В.М. Основные зоны разломов Мексикано-Карибского региона. – Труды Ин-та океанол. АН СССР, 1975, 100.

Чехович В.Д. К тектонике Карибского бассейна. – Геотектоника, 1965, № 6.

Ball M.M., Harrison K.G., Surco P.C. e.a. Marin geophysical measurement of the Southern boundary of the Caribbean Sea. – Geol. Soc. Amer. Mem., 1971, 1, N 130.

Cebull S.E., Shubert D.H., Keller G.R., Russell L.R. Possible role of transform faults in the development of apparent of sets in the Ouachita Southern Appalachiantectonic belt. – J. Geol., 1976, 84.

Dorman J., Worsel J., Lamur I. e.a. Crustull seccion from seismic refraction measurement near Victoria, Texas. – Geophysics, 1972, 37, N 2.

ERTS, Mission to the Earth. Washington: NASA, 1976.

Ervin L.E., McGinnis C.P. The reelfoot rift reactivated precursor to the Missisippi Embayment. – Bull. Geol. Soc. Amer., 1975, 86.

Fischer W.A., Hemphill W.R., Kover A. Progress in remote sensing (1972–1976). U.S. – Geol. Surv. Photogrammetria, 1976, 32, N 2.

Keller G.R., Cebull S.E. Plate tectonics and Ouachita system in Texas. Oklahoma and Areansas. – Bull. Geol. Soc. Amer., 1973, 83.

King Ph.B. Tectonic map of North America, scale 1:5 000 000. U.S. Geol. Surv., 1969.

King Ph.B., Beikman H.M. Geologic Map of the United States. Scale 1:2 500 000. Geologic cartography by Gertrude S. Edmonston Scale, 1974.

McDonald H.C. Geological evaluation of radar imagery from Darien Province, Panama. – Mod. Geol., 1969, 1, N 1.

Portrait USA. Scale 1:4.560.00 Produced by the National Geographic Society with the Landsat Imagery of the National Aeronautics and Space Administration. Washington, 1976.

This island Earth. Washington: NASA, 1970.

Walper I.L., Rowett C.L. Plate tectonics and the origin of the Caribbean Sea and the Gulf of Mexico; Gulf. Coast. – Trans. Asoc. Geol. Soc., 1972, 22.

Wertz I.B. The Texas lineament and its economic significance in southeast Arizona. – Econ. Geol., 1970, N 65.

В. А. Левченко

ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ МЕКСИКАНО-КАРИБСКОГО РЕГИОНА КАК РЕЗУЛЬТАТ РАСШИРЕНИЯ ЗЕМЛИ

Тектоническая эволюция Мексикано-Карибского региона наиболее полно прослеживается в области Мексиканского залива, на северном побережье которого в нефтегазоносном бассейне Галф-Кост погребены, по геофизическим данным, каледонско-герцинские складчатые сооружения Аппалачей северо-восточного простирания, образовавшиеся к концу среднего карбона; во внутренней зоне Галф-Коста продолжается Предаппалачский передовой прогиб, ограниченный с северо-запада позднегерцинским складчатым поясом Уачиты, образовавшимся и надвинутым на склон Северо-Американской древней платформы в позднем палеозое [Хаин, 1975]. С юго-востока складчатые сооружения Аппалачей ограничивает погребенный докембрийский массив северо-западной Флориды, покрытый платформенными отложениями нижнего палеозоя ("Авалонская платформа") и, по-видимому, простиравшийся в зону современного шельфа Мексиканского залива; далее к югу складчатое основание региона образуют метаморфические и изверженные породы нижнего и среднего палеозоя, вскрытые бурением на периферии Мексиканского залива (Флорида, Юкатан) и обнажающиеся в Центрально-Американском массиве [Dengo, 1972]. Структура палеозойского складчатого основания характеризуется северо-восточными простираниями дислоцированных зон, прослеживаемых в гравитационном и магнитном полях региона вплоть до Никарагуанского подводного поднятия, также унаследованного от палеозоя [Mills, Hugh, 1974]; южнее они сменяются субширотными простираниями. На южной окраине региона, в Колумбийских и Венесуэльских Андах, породы фундамента представлены докембрийскими гранито-гнейсами и палеозойскими метаморфитами.

Каледонско-герцинские складчатые сооружения северо-восточного простирания, сформировавшиеся в западной части региона в раннем и среднем палеозое, были расчленены в позднем палеозое поперечными разломами северо-северо-западного простирания, унаследованными от докембрия, вдоль которых развивались рифтогенные грабенообразные прогибы, расширявшиеся и заполнявшиеся терригенными, а затем карбонатными отложениями верхнего карбона – нижней перми. К ним, в частности, относится Техас-Теуантепекский рифт в западной части Мексиканского залива, заложившийся на продолжении крупнейшей рифтовой системы Северной Америки, прослеживаемой до моря Бофорта, выполненный отложениями верхнего палеозоя мощностью до 5 км и характеризующийся левосторонними сдвигами по ограничивающим его разломам; аналогичная рифтовая система, но с правосторонними сдвигами, обрезающими с запада Аппалачи, заложилась на востоке области (рис. 1, см. вкл.). Рифтогенные прогибы закладываются и вдоль разломов северо-восточного простирания, ограничивавших палеозойские складчатые сооружения, в частности в тылу Аппалачского пояса (в зоне современного шельфа Мексиканского залива) и во впадине Сигсби. Таким образом, позднепалеозойский этап развития Мексикано-Карибского региона характеризуется интенсивным тафрогенезом и рифтообразованием по ортогональной системе древних разломов северо-восточного и северо-северо-западного простирания, происходившим в условиях растяжения земной коры. Этот этап завершается всеобщим поднятием региона в начале

поздней перми, консолидировавшим молодую эпигерцинскую платформу Мезоамериканского континента, спаявшего древние континентальные глыбы Северной и Южной Америки и остававшегося сушей до середины триаса.

В позднем триасе возобновляются тафрогенические движения, преимущественно по разломам северо-восточного простирания, и в приразломных грабенах на окраинах региона (Галф-Кост, Флорида, Северные Анды) происходит накопление континентальных красноцветов, сопровождаемое излияниями базальтов и внедрением диабазов, в то время как в грабенах Центральной Америки и, по-видимому, во впадине Сигсби отлагаются морские сероцветные отложения. Раннемезозойский тафрогенез развивается в юго-восточном направлении, распространяясь в ранней юре на северную окраину Карибской плиты, где (в районе современной западной Кубы) закладываются геосинклинальные троги северо-восточного простирания, в которых накапливаются нижне-среднеюрские терригенные и верхнеюрские карбонатные отложения, а в поздней юре – на ее южную окраину, где метатерригенные толщи титон-неокомского возраста фиксируют заложение аналогичных трогов северо-восточного простирания в зонах Карибских Анд – о. Маргарита и полуостровов Гуахира и Парагуана. Между тем в северо-западной части региона в это время тафрогенические движения, наоборот, затухают и в области Мексиканского залива происходят медленное прогибание и соленакопление, которые начинаются в средней юре на северной окраине этой области (Галф-Кост) и смещаются в начале поздней юры во впадину Сигсби и Южную Мексику, в то время как далее к юго-западу, в Центральной Америке, в юре продолжается накопление красноцветов и соли появляются лишь в неокоме (Гватемала). В восточной части Мексиканского залива в позднем оксфорде развивается рифтогенный прогиб северо-северо-западного простирания, ограничивающий Флоридский выступ и протягивающийся к Кубе. Раннемезозойский тектонический цикл заканчивается позднекиммерийскими орогеническими движениями, в результате которых в геосинклинальных трогах образуются складчатые сооружения северо-восточного простирания, сложенные метаморфизованными юрскими отложениями (антиклинорий Пинар-дель-Рио).

В раннемеловую эпоху в области Мексиканского залива происходит интенсивное прогибание, компенсируемое мелководным карбонатно-эвапоритовым осадконакоплением на обособившихся в поздней юре стабильных платформенных блоках Флориды и Юкатана, ограниченных глубинными разломами, и некомпенсированное в разделявших их рифтогенных прогибах впадины Сигсби, в которых отлагались глубоководные осадки. Доломитово-ангидритовые толщи образуют на платформенных блоках огромные осадочные линзы, выклиниваясь у их краев на эскарпах западного шельфа Флориды и банки Кампече, вдоль которых с конца юры до начала позднего мела протягивались барьерные рифы, непрерывно воздвигавшиеся на одном и том же месте десятки миллионов лет, что исключает возможность крупных горизонтальных перемещений этих блоков в мезозое [Meyerhoff, Hatten, 1974]. Вместе с тем асимметричный профиль рифтогенных прогибов впадины Сигсби, ограниченных высокоамплитудными (2–4 км) разломами и эскарпами с юга и востока при пологих северных и западных склонах, показывает, что они расширялись в южном и восточном направлениях, очевидно раздвигая платформенные блоки.

Аналогичное строение имеет Северо-Кубинский миогеосинклинальный прогиб, ранее заложившийся в зоне краевых опусканий Флоридского выступа и Багамской плиты и продолжавший расширяться в раннемеловую эпоху; в нем накапливаются кремнисто-карбонатные флишоидные толщи титон-неокомского и аптальбского возраста общей мощностью до 3–4 км. Область эпиплатформенного карбонатного осадконакопления продолжалась далеко на юго-запад, возможно покрывая весь Центрально-Американский массив [Wilson, 1974].

На юго-востоке, в Антило-Карибской области на окраинах Карибской плиты, в раннемеловую эпоху закладываются эвгеосинклинальные троги Больших и Подветренных Антилл северо-западного простирания, в них накапливаются вулканические и интрузивные породы основного состава мощностью до 4–5 км.

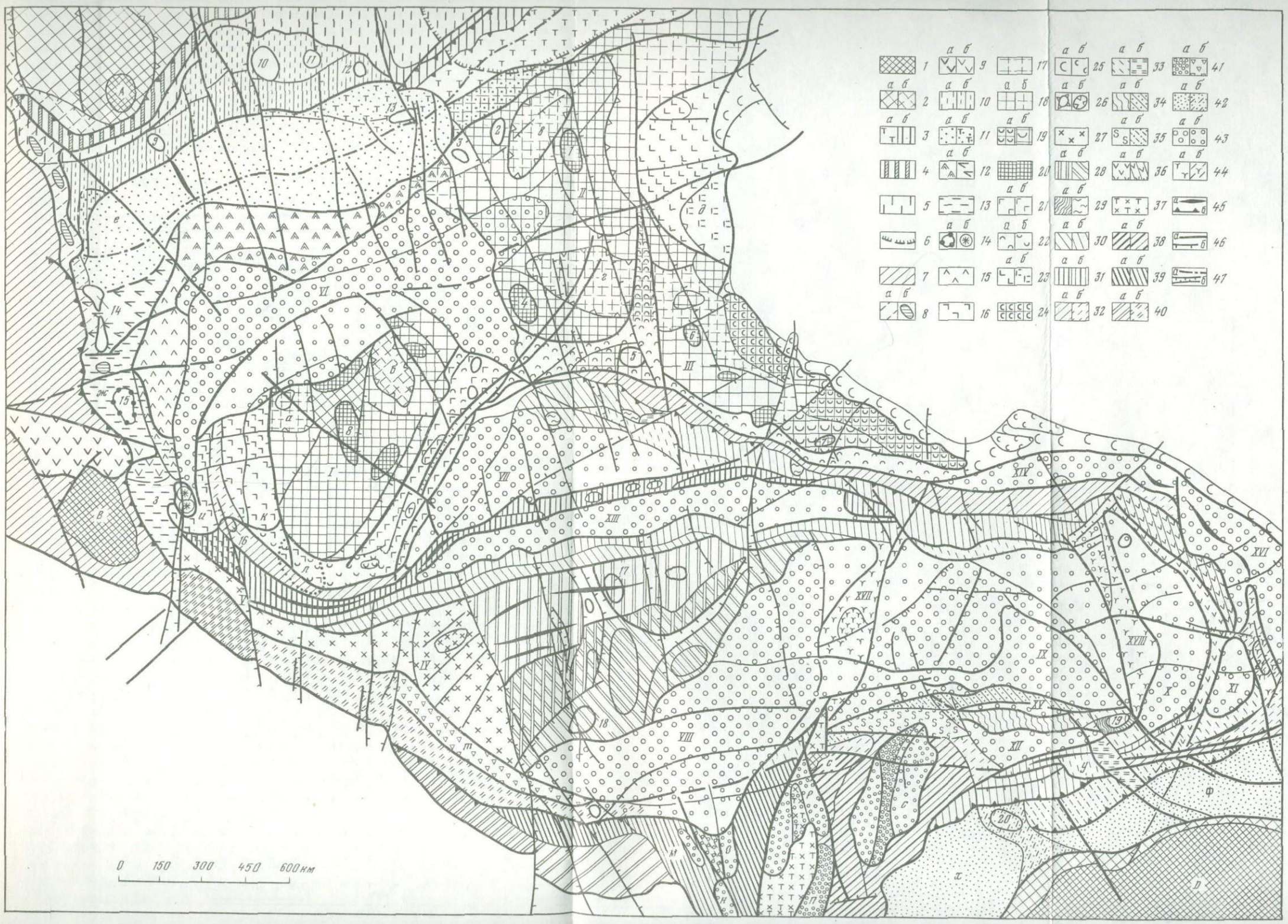


Рис. 1. Тектоническая карта Мексикано-Карибского региона.

Эпигерцинская платформа. *1* – выступы докембрийского фундамента (А – Льяно, В – Оаксака, С – Сьерра-Невада, Д – Гвианский щит); *2* – древние платформы: *а* – поднятия, *б* – впадины; *3* – Аппалачи: *а* – эвгеосинклинальная зона, *б* – миогеосинклинальная зона; *4* – складчатый пояс Уачиты; *5* – Предаппалачский передовой прогиб; *6* – граница выходов на поверхность дочетвертичных отложений; *7* – Мексиканские Кордильеры; *8* – передовой прогиб (*а*) и передовые складки (*б*) Кордильер; *9* – Трансмексиканский вулканический пояс (*а*) и его погребенное продолжение (*б*); *10* – внутренняя зона прогиба Галф-Кост (*а*) и погребенное продолжение Аппалачской миогеосинклинали (*б*); *11* – внешняя зона прогиба Галф-Кост (*а*) и погребенное продолжение Аппалачской эвгеосинклинали (*б*); *12* – краевое поднятие прогиба Галф-Кост (*а*) и его предполагаемое продолжение (*б*); *13* – Примексиканский краевой прогиб; *14* – погребенный атолл Голден-Лейн (*а*) и изверженный массив Тукстла (*б*); *15* – краевое поднятие Примексиканского прогиба; *16* – Южно-Мексиканский прогиб; выступы Северо-Американской эпигерцинской платформы (I – Юкатанский, II – Флоридский, III – Багамская плита): *17* – с докембрийским фундаментом, *18* – с палеозойским фундаментом (*а* – поднятия, *б* – впадины), *19* – с субокеанической корой (*а* – поднятия, *б* – впадины); *20* – локальные поднятия фундамента; *21* – зона краевых опусканий Юкатанского выступа (*а*) с погребенными хребтами фундамента (*б*); *22* – зона перикратонных опусканий платформы в передовые прогибы Антильского (*а*) и Гватемальского (*б*) складчатых поясов; *23* – подводное плато Блэйк: *а* – поднятия, *б* – впадины; *24* – Приатлантическое краевое поднятие; *25* – Приатлантическая зона опусканий (*а*) и ее внешнее поднятие (*б*); *26* – платформенные поднятия (*а*) и впадины (*б*) второго порядка; *27* – палеозойские массивы в Антило-Карибской области (IV – Центрально-Американский, V – Чиапас); *28* – Никарагуанское поднятие (*а*) и эвгеосинклинальная зона его юго-восточного склона (*б*).

Альпийские складчатые сооружения. *29* – антиклинорий Пинар-дель-Рио (*а*) и юрские метаморфические массивы Кубы (*б*); *30* – раннемеловые (*а*) и позднемеловые (*б*) эвгеосинклинали; *31* – позднемеловые краевые прогибы (*а*) и раннекайнозойские эвгеосинклинали (*б*); *32* – меловые миогеосинклинали (*а*) и их погребенные продолжения (*б*); *33* – кайнозойские прогибы в тылу островной дуги Больших Антильских островов (*а*) и наложенные впадины (*б*); *34* – позднекайнозойские глыбово-складчатые сооружения Подветренных Антилл (*а*) и подводный хребет Кюрасао (*б*); *35* – зона поднятий полуостровов Гуахира и Парагуана (*а*) и прилегающие впадины (*б*); *36* – островная дуга Малых Антилл: *а* – внутренняя зона (Вулканические Карибы), *б* – внешняя зона (Известняковые Карибы); *37* – Центральная Кордильера Колумбии; *38* – Восточная Кордильера Колумбии (*а*) и Венесуэльские Анды (*б*); *39* – Западная (*а*) и Береговая (*б*) Кордильеры Колумбии; *40* – Притихоокеанская складчатая зона (*а*) и Притихоокеанский прогиб (*б*); *41* – межгорные впадины (*а*) и плиоцен-четвертичный грабен Манагуа (*б*); *42* – Предандийский краевой прогиб: *а* – впадины, *б* – поперечная зона поднятий; *43* – глубоководные субокеанические впадины (VI – Сигсби, VII – Юкатанская, VIII – Колумбийская, IX – Венесуэльская, X – Гренадская, XI – Тобаго, XII – Бонаире) и желоба (XIII – Кайманский, XIV – Пуэрториканский, XV – Лос-Рокес, XVI – Предантильский прогиб): *а* – опущенные участки, *б* – приподнятые участки; *44* – горстообразные поднятия подводных хребтов (XVII – Беата, XVIII – Авес) в Карибском море (*а*) и Барбадосский подводный хребет (*б*). Структурные элементы: *45* – антиклинали (*а*) и надвиги (*б*), *46* – глубинные разломы (*а*) и сбросы (*б*), *47* – осевые зоны рифтов (*а* – древних, *б* – современных). Локальные поднятия – цифры на схеме: 1 – Окала (свод Полуостровного поднятия), 2 – Аппалачикола, 3 – Дестин, 4 – Западно-Флоридское, 5 – Кайо-Саль, 6 – Андрос, 7 – Инагуа, 8 – Мерида, 9 – Сан-Маркос, 10 – Сэбайн, 11 – Монро, 12 – Джексон, 13 – Уиггинс, 14 – Тамаулипас, 15 – Тукспан, 16 – Реформа, 17 – Розалинда, 18 – Ронкадор, 19 – Бланкилья, 20 – Эль-Баул, 21 – Барбадос. Впадины – буквы на схеме: а – Западное Кампече, б – Восточное Кампече, в – Суванни, г – Южно-Флоридская, д – Блэйк-Багамская, е – Бургос, ж – Тампико-Тукспан, з – Веракрус, и – Салинас-дель-Истмо, к – Макуспана-Кампече, л – Чапаял, м – Чукунаке, н – Атрато, о – Сину-Ураба, п – Средней Магдалены, р – Нижней Магдалены, с – Маракаибская, т – грабен Манагуа, у – Кариако, ф – Ориноксская, х – Баринас-Апуре

Зак. 1023

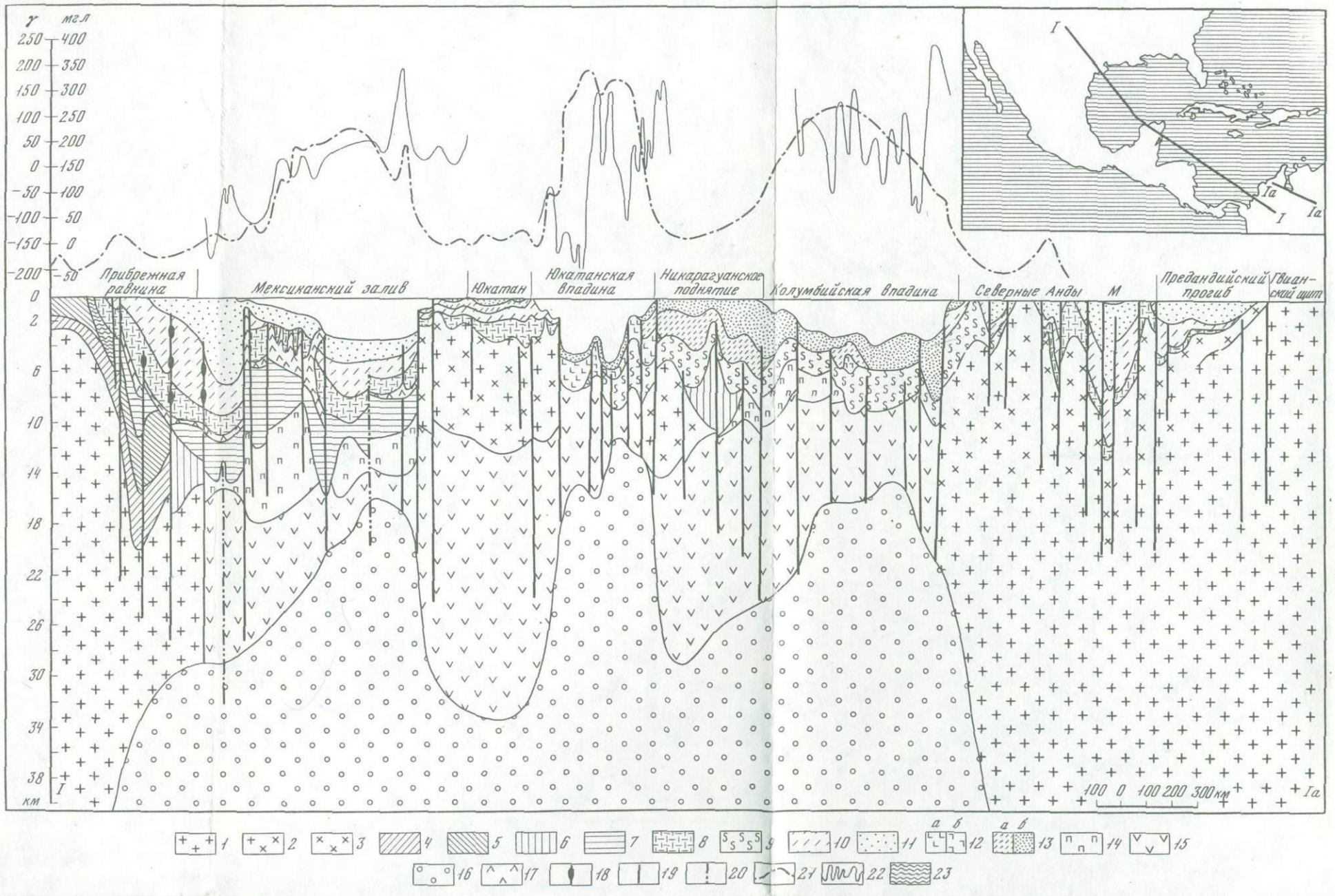


Рис. 2. Геолого-геофизические разрезы по профилям I и Ia

1 – докембрий; *2* – докембрий и палеозой нерасчлененные; *3* – палеозой; *4* – нижний палеозой (кембрий–ордовик); *5* – средний палеозой (силур–средний карбон); *6* – средний и нижний палеозой нерасчлененные; *7* – верхний палеозой (верхний карбон – нижняя пермь); *8* – миогеосинклинальный комплекс верхней юры – нижнего мела; *9* – эвгеосинклинальный комплекс мела; *10* – орогенный комплекс верхнего мела – эоцена; *11* – посторогенный комплекс олигоцена – неогена; *12* – вулканогенно-осадочные образования: *а* – верхнего мела, *б* – палеогена; *13* – кайнозойские осадочные отложения: *а* – палеогена, *б* – неогена; *14* – второй слой субокеанической коры; *15* – третий слой субокеанической коры; *16* – верхняя мантия; *17* – соль; *18* – соляные диапиры; *19* – разломы; *20* – глубинные разломы в приосевой части рифтовых зон; *21* – кривая аномалий силы тяжести в редукции Буге; *22* – кривая магнитных аномалий; *23* – метаморфизованные верхнепалеозойские отложения складчатого пояса Уачиты; М – лагуна Маракаибо

Эвгеосинклиналь Больших Антилл пересекла на Кубе позднекиммерийские складчатые дислокации антиклинория Пинар-дель-Рио, достигавшие Варадеро, и продолжалась в Мексиканском заливе, где на пересечении разломов различных простираний внедряются интрузивные тела и на них образуются раннемеловые рифы (банка Джордан). Среднемеловая орогения, сопровождаемая гранитоидными интрузиями на Кубе и Подветренных Антиллах, завершает в сеномане среднемезозойский тектонический цикл. На северной окраине Южно-Американского континента в раннем мелу отлагались терригенно-карбонатные толщи, достигавшие значительной мощности в миогеосинклинальных трогах Венесуэльских Анд и сокращенные до нескольких сот метров на расположенных между ними срединных массивах.

В позднем мелу - раннем кайнозое (палеоцен-эоцен) усиливается расчленение рельефа земной коры, созданного рифтообразованием в области Мексиканского залива, на северной окраине которой, на погребенном продолжении Аппалачей и Предаппалачского прогиба, проявляются субгерцинские орогенические движения и в связи с активизацией субмеридиональных рифтовых зон формируются поперечные поднятия внутренней зоны Галф-Коста. Южнее, в области современной прибрежной равнины, развивается, последовательно смещаясь к югу, субширотный прогиб внешней зоны, а в зоне континентального склона залива, где отложения этого этажа выклиниваются, образуется краевое поднятие бассейна Галф-Кост [Левченко, Лоджевская, 1975]. На юго-западной окраине области в это время развивается в южном направлении субмеридиональный Примексиканский прогиб, в котором погребен останец эпигерцинской платформы - поднятие Тукспан, опоясанное атолловым рифом раннемелового возраста; в обоих прогибах начинается формирование соляных диапиров, выжимающихся по разломам под нагрузкой вышележащих осадков. На северной окраине Центрально-Американского массива возобновляется рифтообразование по древним разломам северо-восточного простирания и закладываются эвгеосинклинальные троги, в которых накапливаются вулканогенно-осадочные толщи позднемелового возраста и в течение нескольких орогенических фаз формируются складчатые сооружения Гватемальского пояса, надвинутые в конце мела к северу, на зону краевых опусканий Юкатанского выступа. Субгерцинская зона Гватемальского пояса продолжается к северо-востоку вдоль Никарагуанского подводного поднятия к о. Ямайка и южной части о. Гаити, а раннеларамийская - к подводному хребту Кайман (см. рис. 1); в зоне их сочленения развивается в восточном направлении рифт Кайманского желоба.

В эвгеосинклинальных трогах Антило-Карибской области в позднем мелу происходит инверсия тектонических движений, и в результате субгерцинской и раннеларамийской орогении формируются складчатые сооружения Антильской островной дуги, сопряженные с внешней стороны с краевыми прогибами, которые заполняются орогенным флишем и мигрируют по периферии области на ограничивающие ее молодые платформы; при этом в шовных зонах выжимаются в холодном состоянии серпентиниты, сползающие в краевой прогиб. В западной части области, внутри Антильской дуги, закладывается компенсационная Юкатанская впадина, в которой накапливаются вулканогенно-осадочные отложения верхнего мела - нижнего палеогена мощностью до 3 км, а в восточной - развиваются новые эвгеосинклинальные троги, мигрирующие во встречном направлении на Карибскую плиту (впадина Лос-Муэртос, подводный хребет Кюрасао). Складчатые сооружения Больших и Подветренных Антилл, формирование которых на востоке (антиклинорий Сьерра-Маэстра, о. Пуэрто-Рико) завершается в среднем эоцене, в позднеларамийскую орогеническую фазу, расчленяются затем поперечными разломами северо-северо-западного простирания и неравномерно, со сдвигами по этим разломам, надвигаются в противоположных направлениях на краевые прогибы [Левченко, 1975]. Позднеларамийская орогения, сопровождаемая гранитоидными интрузиями на юго-востоке области, завершает позднемезозойский - раннекайнозойский тектонический цикл; далее к востоку, на Малых Антиллах, в палеоцене - эоцене продолжалось накопление вулканических толщ. На северной окраине Южно-Американ-

ского континента происходит инверсия тектонических движений в миогеосинклинальных прогибах, на месте которых формируются ларамийские складчатые сооружения Венесуэльских Анд, а между ними, на месте ранее существовавшего срединного массива, закладывается межгорная впадина Маракайбо.

В позднем кайнозое (олигоцен – неоген) возобновляется тафрогенез и происходят вертикальные дифференцированные подвижки крупных блоков земной коры, резко усиливающиеся в плиоцен-четвертичное время. В области Мексиканского залива в неогене завершается формирование современной впадины внешней зоны Галф-Коста на шельфе и краевого поднятия в зоне континентального склона, горстообразно приподнятого с северной стороны и наклоненного к югу, а также глубоководной впадины Сигсби. Рифтогенный прогиб Галф-Коста скачкообразно мигрирует к югу, смещаясь в олигоцене на побережье и в неогене на шельф; вдоль уступов, приуроченных к глубинным разломам и ограничивавших прогиб на каждой стадии его формирования, образуются пояса дельтовых, преимущественно песчаных отложений. В зоне краевого поднятия, на котором мощность осадочной толщи сокращена до 5–6 км против 12–16 км на шельфе (рис. 2, см. вкл.), вдоль поперечных разломов формируются крупные соляные тела, образующиеся в результате сползания соли по склону, в то время как в субокеанической впадине Сигсби отлагаются глубоководные илы и турбидиты [Wilhelm, Ewing, 1972]. В Антило-Карибской области горстообразно воздымаются складчатые сооружения Антильской островной дуги, которые превращаются в геоантиклинальные поднятия глыбового типа, рассеченные поперечными разломами северо-северо-западного простирания и ограниченные расширяющимися грабенообразными прогибами рифтового типа, которые заполняются терригенными отложениями олигоцена–миоцена. Такие прогибы телескопического профиля формируются вдоль Больших и Подветренных Антилл, а также у побережья Южной Америки, вдоль регионального разлома Ока; мощность терригенных отложений миоцена достигает 5 км на шельфе Колумбии и Панамы, где развивается в южном направлении рифтогенный прогиб Колумбийской впадины.

В плиоцен-четвертичное время активизируются движения по разломам северо-восточного и субширотного простирания и вдоль них формируются глубоководные желобы, пересекающие складчатые сооружения Антильской островной дуги (желоб Бартлет-Пуэрто-Рико, пролив Анегада, проход Аруба), в тылу которых происходит опускание Карибской плиты и на ее месте образуются глубоководные впадины Карибского моря. Наиболее резкая дифференциация тектонических движений наблюдается на краю глубоководного желоба Бартлет, в который опущено по сбросу южное крыло антиклинория Сьерра-Маэстра с суммарной амплитудой смещения до 10 км; зона желобов Бартлет и Пуэрто-Рико характеризуется значительным отклонением от изостатического равновесия (до 150 мгл). На восточной окраине области, в зоне Малых Антилл, где до конца мела существовал эвгеосинклинальный прогиб и складкообразование началось в раннем кайнозое и завершилось в олигоцене, в неогене происходит горстообразное воздымание Вулканических Антилл по разломам субмеридионального и северо-северо-восточного простирания, активизирующимся и сопровождаемым вулканизмом в плиоцен-четвертичное время. На северной окраине Южно-Американского континента развивается Предандийский краевой прогиб, в восточной части которого альпийские орогенические движения продолжаются до конца неогена, проявляясь в конце миоцена в Оринокской впадине и в позднем плиоцене на п-ове Пария и о. Тринидад.

Изложенное позволяет сделать следующие выводы.

1. Мексикано-Карибский регион в мезозое и кайнозое развивается циклично. Каждый цикл начинается интенсивными тафрогеническими движениями, расчленяющими складчатые сооружения предыдущего цикла и обусловливающими рифтообразование на эпигерцинских платформах и заложение эвгеосинклинальных трогов на их окраинах. На следующей более длительной стадии эпейрогенеза вертикальные тектонические движения ослабевают и стабилизируются, поддерживая и сохраняя расчленение рельефа земной коры, созданное тафрогеничес-

кими движениями в начале цикла. В это время происходит неравномерное прогибание крупных участков земной коры, наиболее интенсивное в расширяющихся рифтогенных прогибах и геосинклинальных трогах и замедленное на платформенных блоках, где оно компенсируется карбонатно-эвапоритовым осадконакоплением. В конце цикла процесс тектогенеза вновь активизируется и в рифтогенных геосинклинальных трогах происходят орогенические движения, обусловливающие инверсию тектонического режима и образование складчатых сооружений, которые надвигаются на смежные платформенные блоки и затем вновь расчленяются тафрогеническими движениями последующего цикла.

Выделяются три цикла по 50-60 млн. лет: раннемезозойский, в котором преобладает тафрогенез, приводящий к распаду палеозойского континента Мезоамерики; среднемезозойский, характеризующийся преимущественно эпейрогенезом, и позднемезозойский - раннекайнозойский, который характеризуется развитием орогенеза, учащающегося и усиливающегося к концу цикла. В совокупности они образуют мезозойско-раннекайнозойский мегацикл продолжительностью порядка 160 млн. лет, к концу которого происходит частичная регенерация Мезоамериканского континента. Четвертый, позднекайнозойский цикл (40 млн. лет), характеризующийся преимущественным развитием тафрогенеза и начинающий новый мегацикл, близится к завершению.

2. В процессе тектонического развития региона преобладающее значение имеют вертикальные движения, происходящие дифференцированно и обусловливающие разрыв сплошности коры и образование субвертикальных разломов в зонах их дифференциации. На этапах тафрогенеза развиваются нормальные сбросы, по которым уступообразно опущены стенки рифтов, имеющих телескопический профиль в поперечном сечении и представляющих собой деформации раздвига в земной коре. На этапах орогенеза развиваются взбросы, переходящие в надвиги на заключительной стадии цикла и обусловливающие сокращение поверхности земной коры. По одним и тем же плоскостям разломов могут происходить как сбросовые, так и взбросовые смещения при перемене знака тектонических движений на различных стадиях цикла. Вертикальные смещения блоков сопровождаются их горизонтальными перемещениями по тем же разломам (сдвигами), которые имеют подчиненное значение и не превышают десятков километров. Наиболее значительны сдвиги по поперечным разломам, происходящие на заключительной стадии цикла одновременно с надвигообразованием.

3. Основную роль играют движения по древним разломам северо-восточного (50-60°) и северо-северо-западного (330-345°) простирания, унаследованным от палеозоя и докембрия и, по-видимому, относящимся к планетарной системе регматического скалывания Земли. Ортогональная система этих разломов контролирует современную глубинную структуру региона, обусловливая его продольную и поперечную зональность. В мезозое закладывается более молодая диагональная система разломов северо-западного (300-315°) и северо-северо-восточного (20-30°) простирания, развивающаяся в юго-восточном направлении, образуя в местах пересечения с древней системой сложные тектонические узлы. В частности, такой узел образовался в западной части Кубы, у края горного массива Сьерра-де-Лос-Органос, где пересекаются разломы всех четырех простираний. Перестройка структурного плана в процессе его тектонической эволюции осуществляется путем избирательного развития разломов определенного простирания в каждом тектоническом цикле, преимущественно поперечных по отношению к разломам предыдущего цикла, что обусловливает периодическое возрождение движений по разломам одного и того же простирания через один-два цикла. Так, движения по разломам северо-восточного простирания, характеризующие средний палеозой, повторяются в раннем мезозое и позднем кайнозое, в то время как разломы северо-северо-западного простирания, унаследованные от докембрия, возрождаются в позднем палеозое, поздней юре и среднем эоцене.

4. Тектоническое развитие Мексикано-Карибского региона, происходящее циклично, вместе с тем характеризуется определенной направленностью во времени и пространстве. Во времени тектоническая эволюция региона в мезозое

и кайнозое происходит в направлении распада Мезоамериканского континента и образования на его месте новой геосинклинальной области, сопровождающегося преобразованием континентальной коры эпигерцинской платформы в субокеаническую кору современных глубоководных впадин этого региона. Этот деструктивный процесс, прерываемый неполной регенерацией континента в позднем мелу – эоцене, обусловлен преобладанием тафрогенических движений, происходящих в условиях растяжения земной коры и сопровождающихся раскалыванием ее в рифтовых зонах и внедрением в них мантийного материала снизу при заполнении осадками сверху. Тафрогенические движения в Антило-Карибской геосинклинальной области распространялись от ее периферии к центру, обусловливая встречно направленное рифтообразование на срединных массивах этой области, в то время как орогенические движения в геосинклинальных прогибах направлены в противоположные стороны, обусловливая надвигание складчатых сооружений на прилегающие платформы и опускание срединных массивов в их тылу. Пространственная направленность тектонической эволюции Мексикано-Карибского региона характеризуется смещением тектоно-магматической активности в юго-восточном направлении, что приводит к омоложению возраста орогенических фаз, завершающих складкообразование в различных частях региона, в том же направлении – от позднего мела в бассейне Галф-Кост до плиоцена в Оринокской впадине.

Возникновение в земной коре Мексико-Карибского региона раздвиговых деформаций, обусловливающих рифтообразование, игравшее ведущую роль в процессе его тектонического развития, большинство зарубежных исследователей рассматривают с позиций тектоники плит – как явление спрединга, т.е. как новообразование и разрастание океанического дна в глубоководных впадинах этого региона, сопровождавшееся значительными горизонтальными перемещениями литосферных плит по трансформным разломам в различных направлениях и компенсируемое поддвигом этих плит под континентальное обрамление региона в зонах субдукции. К настоящему времени предложено более двадцати пяти гипотез, различным и зачастую противоположным образом предполагающих конфигурацию, время и направление перемещения этих плит в различных комбинациях, а также характер их сочленения. Большей частью авторы этих гипотез исходят из представления о раздвиге Северо-Американской и Южно-Американской плит в зонах спрединга субширотного простирания и о вклинивании между ними выдвигающейся к востоку Карибской плиты, связывая этот процесс с раскрытием Атлантического океана в мезозое и предполагая наличие зон субдукции на окраинах Карибской плиты [Molnar, Sykes, 1969; Malfait, Dinkelman, 1972; Santamaria, Schubert, 1974]. Другие исследователи, наоборот, предполагают, что раздвигались Северо-Американская и Карибская плиты с поворотом их относительно друг друга (сфеносхасмическая модель) [Pinet, 1972]; они отрицают возможность их конвергенции. Вместе с тем допускаются раздробление этих плит на отдельные блоки и взаимное перемещение последних по разломам субмеридионального простирания [Moore, Castillo, 1974] или наличие многочисленных центров спрединга различных простираний [Case, 1974].

Все эти гипотезы основываются в большей степени на умозрительных представлениях, чем на реальных геолого-геофизических данных и оказываются не в состоянии удовлетворительно объяснить всю совокупность последних. Основные противоречия, с которыми сталкиваются эти гипотезы, заключаются в следующем.

1. Рифтообразование в Мексикано-Карибском регионе начиная с позднего палеозоя и до настоящего времени происходит в многочисленных зонах различных, в том числе противоположных (северо-восточного и северо-северо-западного) простираний, и с позиций тектоники плит оно должно было бы сопровождаться одновременным поддвигом раздвигающихся в этих зонах плит в различных и противоположных направлениях, что физически невозможно без нарушения их целостности. При этом надо было бы допустить, что разрастание океанического дна в глубоководных впадинах региона происходило в восточном и

западном направлениях, в сторону Атлантического и Тихого океана, что противоречит представлениям самих же сторонников тектоники плит о раскрытии этих океанов и поддвиге их океанической коры под островную дугу Малых Антилл и складчатые сооружения Панамского перешейка; в частности, невозможно представить себе одновременную субдукцию по всей периферии Мексиканского залива [Emery, Uchupi, 1972].

2. С позиций тектоники плит следствием раскрытия Атлантического океана в мезозое являлось неравномерное перемещение атлантических плит к западу по трансформным разломам субширотного простирания. Однако современные глубоководные впадины региона, в частности Карибского моря, вытянуты именно в этом, субширотном направлении, которое, следовательно, являлось преобладающим направлением раздвиговых деформаций в этих впадинах, в то время как трансформные разломы и деформации сдвига развиты, наоборот, в противоположном, субмеридиональном направлении. Во времени тектономагматическая активность в Мексикано-Карибском регионе, как было показано выше, также смещается в противоположном (по отношению к раскрытию Атлантического океана), юго-восточном направлении навстречу предполагаемому движению атлантических плит.

3. Рифтообразование в геосинклинальных областях, в пределах одной и той же субокеанической впадины, в частности Венесуэльской, скачкообразно распространяется от ее периферии к центру, а не наоборот, как должно было бы происходить при спрединге и разрастании океанического дна в этих впадинах. Это указывает на существование в субокеанических впадинах древних жестких плит, на краях которых закладывались рифтогенные (эвгеосинклинальные) прогибы, смещавшиеся внутрь плиты, которая опускалась после складкообразования в геосинклинальных прогибах на ее периферии; существование таких плит подтверждается сохранением их древних простираний в геофизических полях субокеанических впадин (Юкатанская, Колумбийская).

4. Отсутствуют какие-либо доказательства всасывания океанической коры (субдукции) в складчатых сооружениях по периферии региона и сопряженных с ними глубоководных желобах; складчатые сооружения островной дуги Больших Антилл и Карибские Анды не поддвинуты, а, наоборот, надвинуты на зоны перикратонного опускания обрамляющих регион молодых платформ и опущены по крутопадающим сбросам в сопряженные с ними глубоководные желоба (Пуэрториканский, Кайманский) и впадины. В частности, отсутствует поддвиг океанической коры Карибского моря под северную окраину Южно-Американского континента, которая, по геофизическим данным, опущена по крутопадающим сбросам в Венесуэльскую впадину и рассматривается как окраина пассивного типа [Ball e.a., 1971].

5. Региональные разломы северо-восточного и северо-северо-западного простирания, играющие основную роль в процессе тектонической эволюции региона и контролирующие его современную глубинную структуру, сохраняют в мезозое и кайнозое одинаковое пространственное расположение, унаследованное от палеозоя и докембрия; и наиболее значительные из них, четко проявляющиеся в геофизических полях, прослеживаются без смещения или с незначительными смещениями (не более 25-50 км) через весь регион, от Северной до Южной Америки, пересекая складчатые сооружения Больших Антилл и Никарагуанского поднятия (см. рис. 1). Это противоречит предположениям о крупных (на сотни километров) горизонтальных перемещениях литосферных плит в Мексикано-Карибском регионе, в частности Карибской плиты, не подтверждаемых и геологическими данными [Kesler, 1973].

6. Крупнейшие рифтовые системы Мексикано-Карибского региона развиваются унаследованно вплоть до настоящего времени, пересекая тектонические элементы различного генезиса и времени заложения на акваториях и врезаясь в складчатые сооружения прилегающей суши, что противоречит предположению о генетической взаимосвязи этих сооружений с рифтовыми системами (рифты Техас – Теуантепекский, залива Ураба, бухты Мобил, юго-восточной части Венесуэльской впадины и др.).

Изложенные соображения не позволяют считать вышеупомянутые гипотезы приемлемыми для тектонической эволюции Мексикано-Карибского региона, в целом направленной в сторону преобразования континентальной коры в субокеаническую, не говоря о том, что предлагаемый в этих гипотезах "эскалаторный механизм" перемещения плит, по существу, вообще отрицает всякую направленность процесса тектогенеза, которая не может не иметь места при диалектическом характере этого процесса.

Рифтообразование, происходящее в результате растяжения земной коры и развития в ней раздвиговых деформаций и обусловливающее значительное увеличение ее поверхности за счет образования и расширения глубоководных субокеанических впадин при отсутствии крупных горизонтальных перемещений раздвигающихся блоков и поддвига их под континентальное обрамление региона, т.е. не компенсируемое субдукцией, возможно лишь при условии глобального расширения Земли, предполагаемого некоторыми исследователями в качестве альтернативы "новой глобальной тектоники" [Чудинов, 1976]. Гипотеза расширяющейся Земли, с нашей точки зрения, позволяет наилучшим образом объяснить особенности структуры и направленность тектонической эволюции Мексикано-Карибского региона, происходящей циклично в условиях преобладающего расширения и растяжения земной коры на этапах тафрогенеза, прерываемого кратковременными периодами ее сжатия на этапах орогенеза, и обусловленной пульсационным развитием Земли в борьбе противоречивых тенденций расширения и сжатия, направленным в сторону расширения, как это предположил более 40 лет тому назад М.М. Тетяев.

Как известно, для объяснения причин и механизма расширения Земли предлагались различные гипотезы, из которых, на наш взгляд, представляет интерес и заслуживает внимания гипотеза В.Н. Ларина, объясняющая расширение Земли дегазацией водорода из ее гидридного ядра, локализующейся в рифтовых зонах и сопровождающейся разуплотнением и соответствующим увеличением объема внешней оболочки ядра, переходящей в металлическую мантию [Ларин, 1975], хотя предполагаемый автором механизм развития геосинклинального процесса в земной коре над зонами миграции водорода в мантии (тектогенами) недостаточно обоснован. В частности, маловероятно погружение менее плотной кремниево-кислородной (перидотитовой) мантии в более плотную металлическую в устьевой части тектогеза; слабое место гипотезы – предположение о передаче горизонтальных напряжений в астеносфере в земную кору, так как при такой передаче, обусловленной трением на границе двух сред с различной вязкостью, неизбежно происходило бы смещение литосферы относительно астеносферы, что сделало бы невозможной вертикальную связь тектонических движений в земной коре и мантии, положенную автором в основу всей его концепции.

Скорее, можно предположить, что в результате дегазации и разуплотнения мантийного вещества в тектогене и увеличения его объема происходят вертикальное сжатие астеносферы над тектогеном, передаваемое на земную кору, и раздавливание последней, трансформирующееся в складчатость и надвигообразование, по представлениям М.М. Тетяева [1941]. Дальнейшее расширение мантийной оболочки в результате продолжающейся дегазации ядра приводит к растяжению и раскалыванию земной коры в зонах ее максимального изгиба над тектогенами, где образуются межгорные впадины складчатых поясов, развивающиеся в континентальные рифты при внедрении в них перидотитовой магмы из мантии. При дальнейшем расширении Земли в последующих тектонических циклах в результате расхождения ограничивающих рифтовые зоны блоков, консолидированных складчатостью, метаморфизмом и гранитизацией, в этих зонах закладываются океаны.

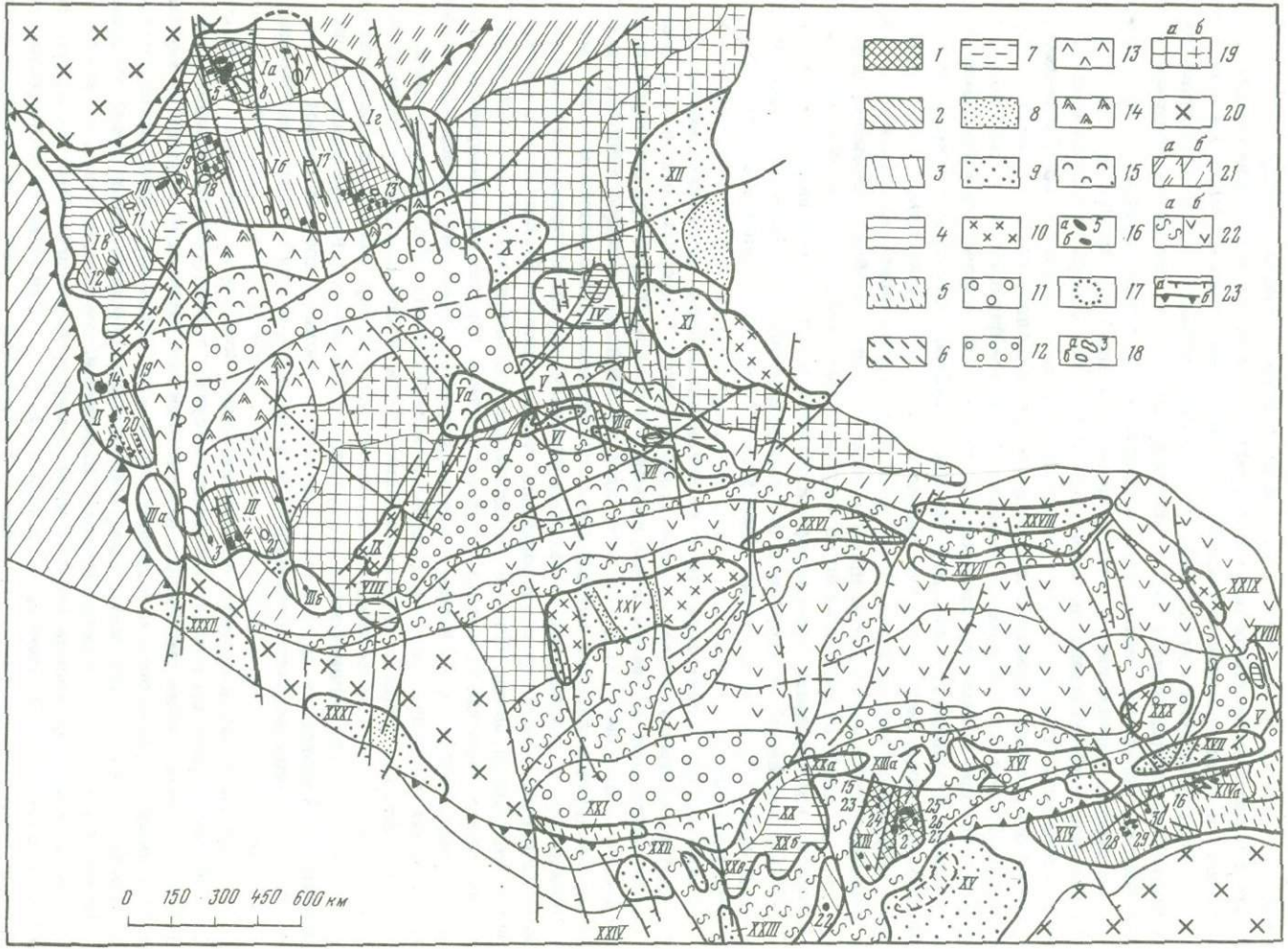
С этими коррективами упомянутая выше гипотеза хорошо объясняет наблюдаемую цикличность тектогенеза, позволяя обосновать выделение трех его стадий, описанных выше, а также ускорение геотектонических циклов, первопричиной которого, по В.Н. Ларину, может являться уменьшение объема разуплотняющейся внешней оболочки ядра при равномерном перемещении фронта

разуплотнения в глубь планеты. Объясняется этой гипотезой и деструктивный характер геотектонического процесса в целом, направленного в сторону разрушения континентов и преобразования континентальной коры в океаническую.

Применение гипотезы расширяющейся Земли к Мексикано-Карибскому региону может объяснить некоторые закономерности пространственного распределения углеводородов в этом регионе, на который приходится шестая часть разведенных запасов нефти и газа капиталистических и развивающихся стран. В этом регионе открыто более 9300 нефтяных и газовых месторождений с начальными извлекаемыми запасами углеводородов более 28 млрд. т в пересчете на нефть [Калинин и др., 1977], из которых около 60%, в том числе две трети разведенных запасов нефти, содержится в 72 крупных (с запасами более 50 млн. т) и крупнейших месторождениях, пространственное распределение которых и определяет углеводородный потенциал различных частей региона. Все эти месторождения концентрируются в зонах глубинных разломов и на прилегающих к ним участках рифтогенных прогибов, например в районах гигантского месторождения Ист-Тексас и бухты Галвестон в западной части бассейна Галф-Кост и в районе Реформы в Южно-Мексиканском бассейне, приуроченных к Техас-Теуантепекскому рифту; в зоне разлома Рио-Гранде и в бассейне Тампико-Тукспан, пересекаемом субширотным разломом впадины Сигсби; в районе месторождения Монро и на шельфе Луизианы, в восточной части бассейна Галф-Кост; в Маракаибской впадине, заложившейся по системе разломов субмеридионального простирания, и в восточной части Оринокской впадины, *в районе пересечения ее поперечными глубинными разломами* (рис. 3). Плотность извлекаемых запасов углеводородов на таких участках составляет 70-100 тыс. т/км^2 при средней плотности запасов в упомянутых бассейнах 15-25 тыс. т/км^2, а в лагуне Маракаибо достигает уникальных значений 359 тыс. т/км^2.

Такую высокую концентрацию углеводородов обычно объясняют накоплением на упомянутых участках мощных толщ терригенных осадочных пород, обогащенных органикой, однако этим нельзя объяснить, например, почему в той же лагуне Маракаибо, где мощность продуктивной толщи вдвое меньше, чем на шельфе Мексиканского залива при одинаковом их литологическом составе, концентрация углеводородов на порядок выше. С другой стороны, на расположенных между рифтогенными прогибами платформенных блоках Юкатана, Флориды, Багамской банки, Никарагуанского поднятия, где мощность осадочной толщи также достаточно велика (3-5 км), нефть или газ не обнаружены, за исключением небольшого Южно-Флоридского бассейна, находящегося на продолжении зоны глубинных разломов юго-восточной окраины Юкатана. Наконец, даже в рифтовых зонах, заведомо неблагоприятных для образования углеводородов, как, например, желоб Кайман, известны нефтепроявления на участках врезания его в прилегающую сушу, в грабене Энрикильо, на юге Гаити, и на *побережье Гондурасского залива. Все это позволяет сделать вывод* о несомненной связи нефтегазообразования в регионе с глубинными разломами рифтовых зон.

На приуроченность крупных скоплений углеводородов к рифтогенными прогибам обращали внимание и некоторые предыдущие исследователи [Левин и др., 1975], оставляя открытым вопрос о генетической сущности этой связи и указывая лишь на развитие вдоль рифтогенных прогибов палеодельт, осадочный комплекс которых обеспечивает как возможность образования залежей углеводородов, так и их сохранность. Нам представляется, что концентрация крупных и крупнейших месторождений нефти и газа в рифтогенных прогибах при отсутствии их на платформенных блоках, расположенных между этими прогибами, указывает прежде всего на генетическую связь углеводородов с рифтогенными прогибами, в которых, очевидно, они и образовывались. Одной из возможных причин такой связи могло бы явиться наличие в погребенных рифтовых зонах интенсивного теплового потока, обусловливающего преобразование органического вещества в углеводороды [Хаин, 1975]. Однако измерения теплового потока в Мексикано-Карибском регионе, в частности на нефтеносном шельфе Мексиканского за-


1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
17
18
19
20
21
22
23
0 150 300 450 600 км

лива, такое предположение не подтверждают, поскольку здесь зарегистрированы; наоборот, низкие значения теплового потока, в среднем 0,81 кал·см$^{-2}$·с$^{-1}$ [Epp, Grim, Langseth, 1970]; вместе с тем вряд ли можно предположить такое резкое изменение интенсивности теплового потока, которое могло бы обусловить вышеупомянутый диапазон изменения плотностей запасов. Кроме того, расчеты показывают, что в исходной органике, которая могла бы накопиться на таких участках высокой концентрации углеводородов, как, например, лагуна Маракаибо, могло содержаться достаточное для их образования количество органического углерода, но не могло образоваться необходимое для этого количество водорода. Самым простым было бы допустить непосредственный приток углеводородов из недр планеты по глубинным разломам, т.е. признать их неорганическое происхождение, но этому противоречат как несомнен-

---

←

Рис. 3. Карта нефтегеологического районирования Мексикано-Карибского региона

Нефтегазоносные площади: *1* – с максимальными плотностями запасов углеводородов, *2* – высокоперспективные, *3* – перспективные, *4* – малоперспективные; потенциально нефтегазоносные площади: *5* – высокоперспективные, *6* – перспективные, *7* – малоперспективные; возможно нефтегазоносные площади: *8* – высокоперспективные, *9* – перспективные, *10* – малоперспективные; глубоководные площади возможного нефтегазообразования: *11* – перспективные, *12* – малоперспективные; глубоководные площади возможного нефтегазонакопления: *13* – в солянокупольных зонах, *14* – то же, наиболее перспективные, *15* – не связанные с соляными куполами; *16* – нефтяные месторождения: *а* – гигантские и крупнейшие, *б* – крупные; *17* – нефтеносные рифы Золотого Пояса; *18* – газовые месторождения: *а* – гигантские и крупнейшие, *б* – крупные; бесперспективные площади: *19* – на выступах эпигерцинской платформы (*а* – разбуренные, *б* – неразбуренные), *20* – на древних платформах, *21* – в складчатых зонах и их передовых прогибах (*а* – палеозойских, *б* – мезозойских), *22* – в области развития вулканических и интрузивных пород (*а* – в эвгеосинклиналях, *б* – в глубоководных впадинах); *23* – разрывные нарушения: *а* – сбросы, *б* – взбросы и надвиги.

Нефтегазоносные бассейны – римские цифры на схеме: I – северного побережья и шельфа Мексиканского залива (Галф-Кост) (суббасейны: Ia – внутренней зоны, Iб – внешней зоны, Iв – Рио-Гранде, Iг – Миссисипско-Алабамский), II – Тампико-Тукспан, III – Южно-Мексиканский (суббассейны; IIIа – Веракрус, IIIб – Северо-Гватемальский), IV – Южно-Флоридский, V – Северо-Кубинский (Va – суббассейн Каточе), VI – Западно-Кубинский, VII – Южно-Кубинский (VIIа – Центральная депрессия Кубы), VIII – Прибрежно-Гондурасский, IX – Прибрежно-Белизский, X – Тампа, XI – Багамский, XII – Блэйк, XIII – Маракаибский (XIIIа – суббассейн Венесуэльского залива), XIV – Ориноксский (XIVa – Тринидадский суббассейн), XV – Баринас-Апуре, XVI – Бонаире-Кариако, XVII – Тобаго, XVIII – Барбадосский, XIX – Верхней и Средней Магдалены, XX – Прибрежно-Колумбийский (суббассейны: XXа – Западно-Гуахирский, XXб – Нижней Магдалены, XXв – Сину-Ураба), XXI – Прибрежно-Панамский, XXII – Чукунаке, XXIII – Атрато, XXIV – Панамского залива, XXV – Никарагуанско-Ямайский, XXVI – Западно-Гаитянский, XXVII – Южно-Антильский, XXVIII – Северо-Антильский, XXIX – Восточно-Антильский, XXX – Гренадский, XXXI – Фонсека, XXXII – Теуантепекского залива. Гигантские и крупнейшие месторождения: 1 – Боливар, 2 – Лама, 3 – Кактус-Ситио Гранде, 4 – Самариа-Кундуакан, 5 – Ист-Техас, 6 – Поса-Рика, 7 – Монро, 8 – Картидж, 9 – Кейти, 10 – Грета-Том О'Коннор, 11 – Агуа Далс-Страттон, 12 – Монтеррей, 13 – Бастиан-Бэй, 14 – Пануко-Эбано, 15 – Ла Пас, 16 – Кирикире, 17 – Бейю-Сэйл, 18 – Олд Оушен, 19 – Аренке, 20 – Наранхос-Серро Асуль, 21 – Хосе Коломо, 22 – Ла Сира-Инфантас, 23 – Боскан, 24 – Ламар, 25 – Сентро, 26 – Мене-Гранде, 27 – Сеута, 28 – Офисина, 29 – Гуара, 30 – Мата

ная связь нефти и газа с осадочными толщами в природе, так и результаты многочисленных исследований советских и зарубежных ученых (Н.Б. Вассоевича, И.В. Высоцкого, С.И. Максимова, Л.А. Польстер и др.), показавшие возможность образования углеводородов нефтяного ряда лишь при определенных, сравнительно низких температурах и невозможность их образования в магме.

Нам представляется, что если принять гипотезу расширяющейся Земли в интерпретации В.Н. Ларина, предполагающую существование непрерывного глубинного потока водорода в рифтовых зонах, то логическим следствием этой гипотезы явилось бы допущение его синтеза с органическим углеродом осадочных пород на определенной стадии их погружения, что и могло бы объяснить нефтеносность рифтогенных прогибов [Левченко и др., 1977]. Нефтеобразование с этой точки зрения следует рассматривать как результат гидрогенезации органического вещества осадочных пород глубинным водородом рифтовых зон. В таком случае нефтегазоносный потенциал того или иного бассейна будет определяться двумя факторами: количеством исходной органики, зависящим от мощности и литологического состава осадочного выполнения бассейна, и интенсивностью глубинного потока водорода, зависящей от степени раздробленности складчатого основания бассейна глубинными разломами, их количества на единицу площади и морфологических особенностей (тип и амплитуда смещения).

ABSTRACT

The main stages in the geological development of the Mexican-Caribbean region are described. Tectonic evolution of this region is developing in the direction of the Mesoamerica's paleozoic continent destruction and of a new geosynclinal region formation in its place as a result of the predominant development of tafrogenesis caused by the Earth's crust extension and accompanied by its cleaving, spreading and oceanization in the expanding riftzones. The lack of large-scale horizontal displacements of platform blocks, as well as the lack of the underthrusting of these blocks beneath the continental framework of the region, do not allow to explain this process by hypothesis of plate-tectonics; the spreading non-compensated by subduction is possibly in case of the Earth's global expansion only. The cause of the expansion may be the degassing of the Earth's nucleus, which increases in volume when losing hydrogen with transitioning into metallic mantle. In rift depressions of the Mexican-Caribbean region there are concentrated the main reserves of hydrocarbons possible generated by hydrogenation of organic matter in sedimentary rocks with the hydrogen migrationing from the planet's interior.

ЛИТЕРАТУРА

Калинина Н.А., Кузнецов Ю.Я., Моделевский М.Ш. и др. Ресурсы нефти и газа капиталистических и развивающих стран. Л.: Недра, 1977.

Ларин В.Н. Гипотеза изначально гидридной Земли. М.: Недра, 1975.

Левин Л.Э., Байбулатова З.К., Зорина Ю.Г. и др. Закономерности размещения морских месторождений нефти и газа. – В кн.: Обзор ВИЭМС. Морская геология и геофизика. М., 1975.

Левченко В.А. Поперечная тектоническая зональность Кубы и ее значение для поисков нефти. – Бюлл. МОИП. Отд-ние геол., 1975, 50, № 4.

Левченко В.А., Лоцжевская М.И. Осадочный мегабассейн Мексиканского залива. – В кн.: Осадочные бассейны и их нефтегазоносность: Тез. докл. М.: Изд-во МГУ, 1975.

Левченко В.А., Гуревич Г.С., Кицис Н.А. и др. Закономерности размещения месторождений и перспективы нефтегазоносности Мексиканского залива и Карибского моря. – В кн.: I съезд советских океанологов. Геология морей и океанов: Тез. докл. М.: Наука, 1977.

Тетяев М.М. Основы геотектоники. М.: Госгеолиздат, 1941.

Хаин В.Е. Основные этапы геологического развития Мексикано-Карибского региона. – Труды Ин-та океанол. АН СССР, 1975, 100.

Чудинов Ю.В. Расширение Земли как альтернатива "новой глобальной тектоники". – Геотектоника, 1976, № 4.

Ball M.M., Harrison C.G.A., Supko P.R. e.a. Marine geophysical measurements on the southern boundary of the Caribbean Sea. – Geol. Soc. Amer. Mem., 1971, 130.

Case J.E. Oceanic crust forms basement of eastern Panama. – Bull. Geol. Soc. Amer., 1974, 85, N 14.

Dengo G. Problemas de las relaciones geologicas entre America Central y la región del Caribe. – Bol. Geol. Publ. Espec., 1972, N 5/4.

Emery K.O., Uchupi E. Western North Atlantic Ocean: topography, rocks, structure, water, life and sediments. – Mem. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 1972, 17.

Epp D., Grim P.J., Langseth M.G. Jr. Heat flow in the Caribbean and Gulf of Mexico. – J. Geophys. Res., 1970, 75, N 29.

Kesler S.E. Basement rocks structural trends in southern Mexico. – Bull. Geol. Soc. Amer., 1973, 84, N 3.

Malfait B.T., Dinkelman M.G. Circum-Caribbean tectonic and igneous activity and the evolution of the Caribbean plates. – Ibid., 1972, 83, N 2.

Meyerhoff A.A., Hatten Ch. W. Bahamas salient of North America: tectonic framework, stratigraphy and petroleum potential. – Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 1974, 58, N 6, pt II.

Miils R.A., Hugh K.E. Reconnaissance geologic map of Mosquitia region, Honduras and Nicaragua. – Ibid., 1974, 58, N 2.

Molnar P., Sykes L.R. Tectonics of the Caribbean and Middle America region from focal mechanisms and seismicity. – Bull. Geol. Soc. Amer., 1969, 80, N 9.

Moore G., del Castillo L. Tectonic evolution of the southern Gulf of Mexico. – Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 1974, 85, N 4.

Pinet P.R. Diapirlike features of shore Honduras: implications regarding tectonic evolution of Cayman Trough and Central America. – Bull. Geol. Soc. Amer., 1972, 83, N 7.

Santamaria F., Schubert C. Geochemistry and geocronology of the Southern Caribbean – Northern Venezuela plate boundary. – Ibid., 1974, 85, N 7.

Wilhelm O., Ewing M. Geology and history of the Gulf of Mexico. – Ibid., 1972, 83, N 3.

Wilson H.H. Cretaceous sedimentation and orogeny in nuclear Central America. – Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 1974, 58, N 7.

В.Г.Бовенко, Б.Е.Щербакова, Г.Эрнандес

ГЛУБИННОЕ ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ О.КУБА

Изучение глубинного строения территории о. Куба проводилось методом обменных проходящих волн от землетрясений (МОВЗ), а также преломленными волнами, возбуждаемыми специальными взрывами.

Метод обменных проходящих волн от землетрясений позволяет исследовать горизонтальные неоднородности среды довольно малой протяженности вследствие использования почти вертикально распространяющихся волн, установить наличие в разрезе сейсмических границ с инверсией скоростей (волноводов), определить конфигурацию и взаимоотношение с окружающей средой крупных неоднородностей, в том числе разломов.

В результате проведения исследований на Кубе получены обширные материалы, характеризующие внутреннюю структуру и возможный состав земной коры, определены мощности осадочных образований, выполняющих крупные впадины. На основании изучения скоростного разреза установлено преимущественно трехслойное строение земной коры: осадочный комплекс, "гранитный" слой, "базальтовый" слой [Бовенко и др., 1978; Щербакова и др., 1977а,б, 1978].

По поверхности кристаллического основания ("гранитного" слоя) в эвгеосинклинальной зоне на территории западной Кубы выявлена крупная депрессионная область широтного простирания, которая выполнена осадочными, вулканогенно-осадочными и карбонатно-метатерригенными отложениями, характеризующимися сейсмическими скоростями от 2,0-2,1 до 4,6-5,7 км/с, и расположена между массивом Батабано, Эскамбраем и поднятиями Ягуарамас и Камагуэй на юге и областью главного шва на севере. Депрессионная область расчленена погребенными поднятиями на впадины, наиболее крупными из которых являются Лос-Паласиос (мощность осадочного комплекса отложений достигает 8-10 км), Вегас, Кочинос, Мерседес, Центральная депрессия и другие (5,0-8,0 км). На поднятиях мощность осадочного комплекса отложений резко сокращается.

Другая крупная депрессионная область связана с миогеосинклиналью и Северо-Кубинским краевым прогибом. Эта область освещена данными МОВЗ в меньшей мере, так как большая ее часть расположена в пределах северного шельфа острова. Мощность осадочных образований здесь достигает 10-12 км. С юга рассматриваемая область ограничена главным швом, характеризующимся осадочными образованиями гетерогенного состава, а также широким распространением интрузивных тел, составляющих гипербазитовый пояс Кубы.

В "гранитном" слое земной коры наблюдаются высокие значения сейсмических скоростей - 6,2-6,3 км/с, которые характерны для кристаллических образований доюрского возраста, составляющих основание кубинской геосинклинали. В нижнем слое консолидированной земной коры скорости 6,6-8,0 км/с. Скоростное обоснование поверхности Мохоровичича выполнено по данным одного профиля и позволяет предположить возможность распространения в основании земной коры скоростей, вероятнее всего, несколько больших, чем в нормальной мантии.

ВОЗМОЖНЫЙ СОСТАВ КОНСОЛИДИРОВАННОЙ ЗЕМНОЙ КОРЫ КУБИНСКОГО МЕГАНТИКЛИНОРИЯ

О возможном составе слоев консолидированной земной коры можно судить по значениям сейсмических скоростей продольных и поперечных преломленных волн, зарегистрированных в 14 пунктах, более или менее равномерно размещенных на территории острова. Здесь не представляется возможным привести экспериментальные годографы преломленных волн и дать их подробный анализ, поэтому мы ограничимся рассмотрением обобщенных характеристик.

Значения сейсмических скоростей продольных v_p и поперечных v_s волн для "гранитного" слоя в пределах Кубы изменяются в диапазоне 5,5–6,7 и 3,0–3,7 км/с соответственно. Значение K – отношение скоростей продольных и поперечных волн – составляет 1,6–1,9; при этом каких-либо отчетливых закономерностей в распределении данных по площади в региональном плане, например в зоне миогеосинклинали по отношению к эвгеосинклинали, не установлено. Средние значения скоростных параметров, а также вычисленные значения упругих постоянных – модуля Юнга (E) и коэффициента Пуассона (σ) – составляют: v_p = 6,2 км/с, v_s = 3,4 км/с, K = 1,8, σ = 0,28 и E = 0,4 Мбар. При вычислениях модуля Юнга принято значение плотности ρ = 2,7 г/см^3 (табл. 1).

Те же определения, основанные только на данных о граничных скоростях, следующие: v_p = 6,3 км/с, v_s = 3,56 км/с, K = 1,78, σ = 0,26, E = 0,43 Мбар.

Полученные данные по сейсмическим скоростям продольных и поперечных волн, а также вычисленные по ним упругие постоянные аналогичны параметрам, характерным для гранитов при давлениях порядка 2000 бар, соответствующих возможному диапазону давлений в интервале глубин залегания "гранитного" слоя на территории западной Кубы. Данные о скоростях продольных и поперечных волн для гранитов взяты из справочника констант горных пород [Справочник..., 1969].

Аналогичные сопоставления для "базальтового" слоя Кубы, охарактеризованного в основном по кажущимся скоростям продольных и поперечных волн, зарегистрированных в пяти пунктах, показывают, что по физическим параметрам породы, слагающие "базальтовый" слой, занимают промежуточное положение между диабазами и дунитами: v_p = 7;2 км/с, v_s = 4,2 км/с, K = 1,74, σ = 0,25, E = 0,65 Мбар для ρ = 2,95 г/см^3 (табл. 2).

Таким образом, по сейсмическим скоростям и значениям упругих постоянных "гранитный" слой Кубы может отождествляться со слоем континентального типа, характерным для геологических структур древней консолидации и сложенным интенсивно метаморфизованными кристаллическими породами, существенно переработанными инъекциями магмы преимущественно основного и среднего состава. Это подтверждается значительными (немногим менее 1,0 км/с) изменениями значений граничных скоростей вдоль профилей, что типично для фундамента гетерогенного состава. Возможность обнажения этих образований в структуре Эскамбрая, Пиноса и других при всей своей проблематичности все же не может быть отвергнута полностью [Хаин, 1975]. Как показали исследования МОВЗ на п-ове Гуанаакабибес [Щербакова и др., 1977а, б], гипсометрическое положение "гранитного" слоя под метаморфическими сланцами юры указывает на наличие кристаллического основания Кубинской геосинклинали доюрского возраста, сложенного в значительной степени сиалическим материалом (v_p = 6,2 км/с).

Предположения некоторых исследователей о возможном преимущественно основном составе пород фундамента Кубинской эвгеосинклинали [Шейн и др., 1978] либо об особом метаморфическом типе меланократового фундамента, связываемого с амфиболитовым комплексом Кубы [Сомин, Мильян, 1976], плохо согласуются с данными по сейсмическим скоростям. Для метаморфических пород типа амфиболитов с плотностями 2,8–3,0 г/см^3 [Шейн и др., 1978] следует ожидать сейсмические скорости продольных и поперечных волн соответственно 6,9 и 3,8 км/с [Галдин, 1977], что значительно превышает

Таблица 1

Значения сейсмических скоростей продольных и поперечных волн для гранитов Северной Америки и "гранитного" слоя Кубы, км/с

P, бар	v_p	v_s	K	σ	E, мбар
		Северная Америка			
0	5,58	3,03	1,85	0,29	0,33
500	5,84	3,36	1,73	0,25	0,39
1000	6,15	3,46	1,78	0,27	0,43
2000	6,23	3,57	1,75	0,25	0,45
4000	6,30	3,64	1,72	0,25	0,46
6000	6,50	3,69	1,77	0,26	0,48
		Куба			
–	6,20	3,40	1,80	0,28	0,40
–	6,30	3,56	1,78	0,26	0,43

Примечание. Для "гранитного" слоя Кубы при вычислениях принято $\rho = 2{,}7$ г/см^3.

Таблица 2

Значения сейсмических скоростей продольных и поперечных волн для некоторых кристаллических пород Северной Америки и "базальтового" слоя Кубы, км/с

Порода	ρ, г/см3	v_p	v_s	K	σ	E, мбар	Район
Граниты	2,63	6,16	3,66	1,68	0,23	0,43	Джорджия
Кварцевые диориты	2,91	6,53	3,74	1,74	0,26	0,53	Массачусетс
Диабазы	2,98	6,76	3,72	1,81	0,28	0,53	Виргиния
Дуниты	3,24	7,59	4,30	1,76	0,27	0,75	Северная Каролина
"	3,74	7,21	3,80	1,90	0,31	0,71	Моихук
"Базальтовый" слой	Принято 2,95	7,20	4,20	1,74	0,25	0,65	Куба

средние оценки, полученные нами по экспериментальным данным, и тяготеет к верхнему пределу диапазона изменения скоростей в "гранитном" слое в пределах Кубы.

Полученные данные удовлетворительно согласуются с аналогичными данными для большинства структур Мексикано-Карибского бассейна. Так, на Никарагуанском поднятии "базальтовые" слои с сейсмическими скоростями 6,2–6,7 км/с перекрываются отложениями со скоростями 5,1–5,4 км/с, создающими топографию хребта; по мнению В.Е. Хаина [1975], они соответствуют метаморфическим комплексам фундамента Центрально-Американского массива. При сопоставлении этих данных с данными по западной Кубе более вероятным представляется, что слои со скоростями 5,1–5,4 км/с являются аналогами

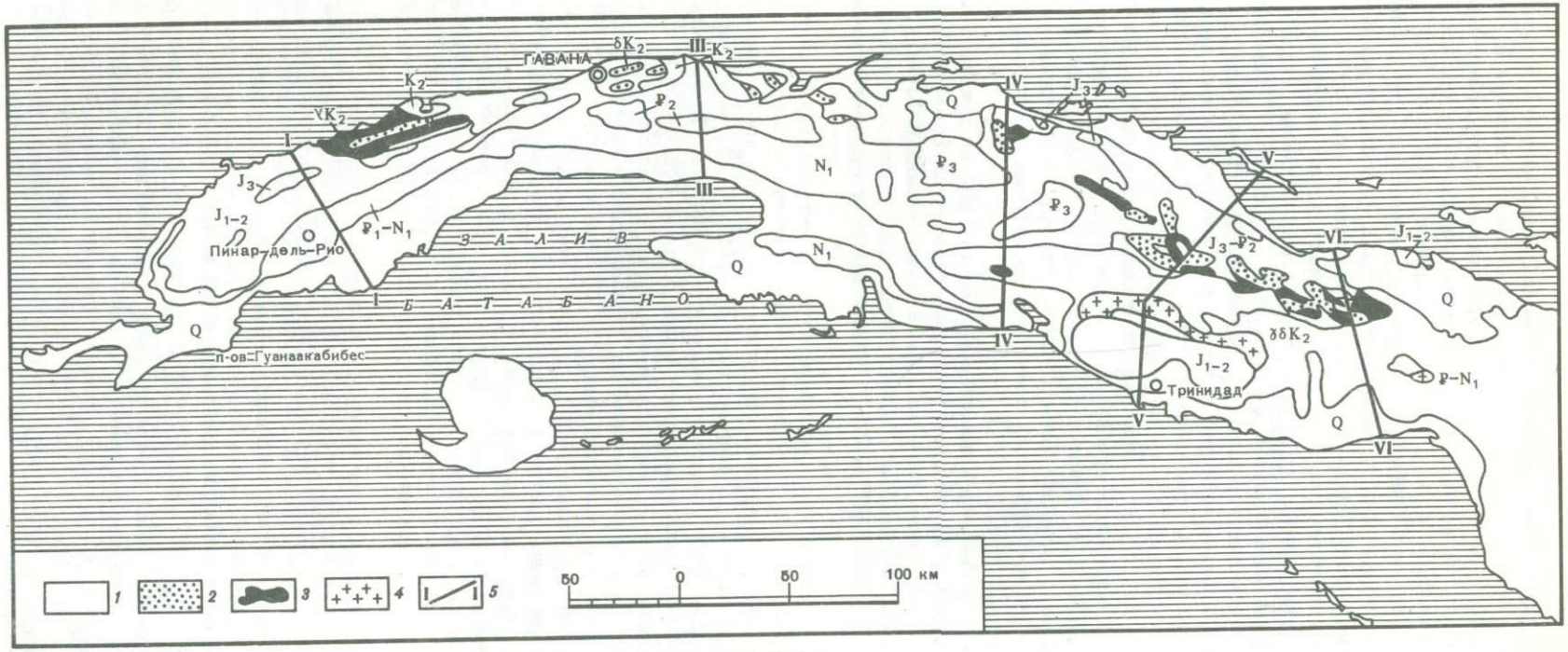


Рис. 1. Обзорная схематическая геологическая карта западной Кубы

1 – осадочные и вулканогенные комплексы отложений (J–N); *2* – серпентиниты (σK_2); *3* – габбро, диабазы (νK_2); *4* – грано-диориты ($\gamma\delta K_2$); *5* – сейсморазведочные профили МОВЗ

пород юрского возраста, прослеженных на п-ове Гуанаакабибес (скорость 5,2 км/с) под маломощным чехлом карбонатных осадков неогена и, возможно [Bail, 1970], как-то связанных с позднегерцинскими структурами Белиза, продолжение которых обнаружено в Юкатанском проливе в результате сейсмопрофилирования [Fahlquist e. a., 1972] и драгирования [Pyle e. a., 1969].

Такие же скорости по сейсмическим данным характерны для метаморфических комплексов восточной части Эскамбрая и пород, слагающих верхние горизонты горст-антиклинория Пинар-дель-Рио [Эчеваррия и др., 1974]. В такой ситуации слои со скоростями 6,2 км/с на Никарагуанском поднятии и, возможно, на других положительных структурах Карибского бассейна, скорее, соответствуют доюрским образованиям, аналогичным "гранитному" слою Кубы и представленным реликтами герцинид или более древних образований.

Примечательно большое сходство в строении южных кубинских поднятий и Никарагуанского поднятия, отличающихся относительно большими мощностями "базальтового" слоя: около 18 км на Никарагуанском поднятии при мощности коры 20-25 км и до 15-20 км на Кубе при мощности коры 22-30 км. Такое совпадение вряд ли является случайным и, возможно, свидетельствует о тесной связи этих структур в процессе развития. Сходно также строение осадочного чехла: небольшая (порядка 1,0-1,5 км) мощность вулканогенно-осадочных отложений на южных кубинских поднятиях аналогична таковой на Никарагуанском поднятии [Edgar e. a., 1971].

Таким образом, земная кора западной Кубы, так же как и кора некоторых положительных структур Карибского бассейна, тяготеет к континентальному типу. Ее отличает существенно большая, чем в океанических бассейнах, мощность "базальтового" слоя, перекрытого почти повсеместно породами, отождествляемыми на Кубе с "гранитным" слоем, а также толщами вулканогенно-осадочных образований.

Как видно, для земной коры западной Кубы характерна субгоризонтальная расслоенность, на фоне которой происходят значительные изменения геологического разреза, характеризующие структуру острова как крайне неоднородную в латеральном направлении [Пущаровский и др., 1967]. Изучение характера этой неоднородности стало возможно благодаря обобщению имеющихся данных о глубинном строении рассматриваемой части острова совместно с новыми материалами, полученными в результате обработки и представления записей землетрясений по способу статистических динамических разрезов в параметрах $\bar{A}_0$ – относительных значений амплитуд обменных волн.

Исходя из физических основ МОВЗ, сейсмический динамический разрез в параметрах $\bar{A}_0$ дает возможность охарактеризовать крупные неоднородности в Земле, в том числе и возможные зоны разломов, вследствие естественной фильтрации данных, связанной с приуроченностью к негоризональным границам раздела обменных волн, характеризующихся повышенными значениями амплитуд. Это при прочих равных условиях приводит к подчеркиванию на разрезах вертикальных и наклонных неоднородностей по сравнению с субгоризонтальными.

Динамические разрезы в параметрах амплитуд обменных волн, приведенные ниже в качестве иллюстрации, получены вдоль пяти субширотных профилей, показанных на рис. 1. Связующий их субмеридиональный профиль на схеме не показан.

ОПИСАНИЕ ДИНАМИЧЕСКИХ РАЗРЕЗОВ В ПАРАМЕТРАХ $\bar{A}_0$

Динамический параметр амплитуд обменных проходящих волн от землетрясений $\bar{A}_0$ представляет собой статистический динамический параметр, полученный в результате накапливания данных по многим землетрясениям. Значения амплитуд нормированы к среднему уровню, который на динамических разрезах принят за ноль. Отклонение от среднего значения в процентах в большую и меньшую стороны обозначены соответствующими значениями параметра $\bar{A}_0$, подписанными у изолиний.

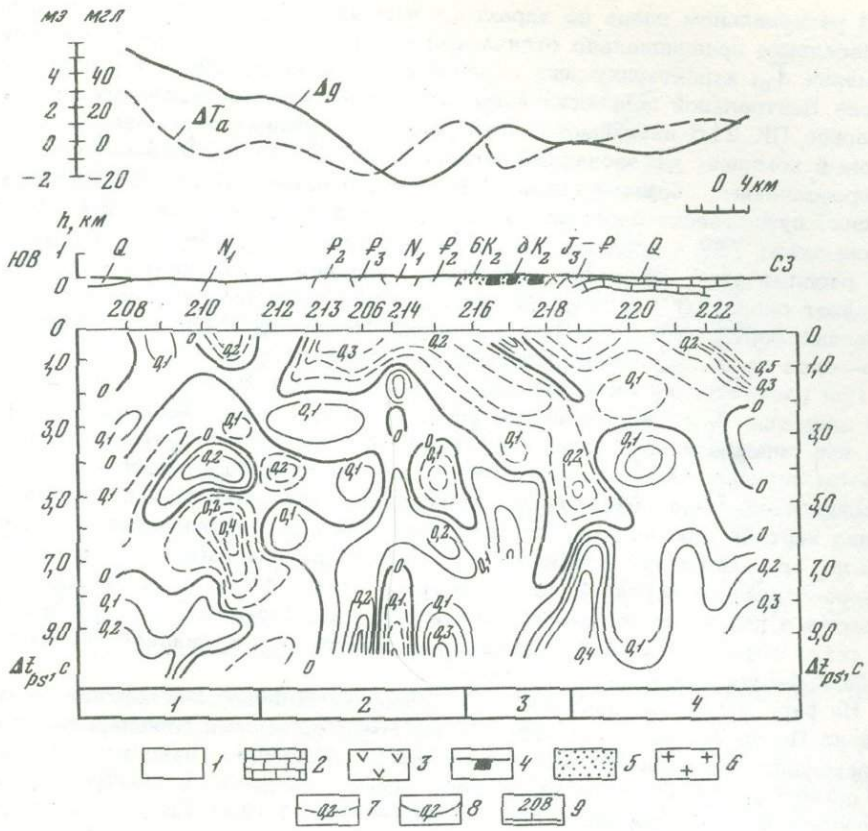


Рис. 2. Сейсмический динамический разрез в параметрах амплитуд $\bar{A}_0$ обменных волн по профилю VI–VI. Составил В.Г. Бовенко

1 – комплексы осадочных отложений (Р–N) и метаморфические породы (J_{1-2}); *2* – *осадочные отложения миогеосинклинали* (J_3 – Р); *3* – вулканогенные образования эвгеосинклинали (J_3 – K_2); *4* – габбро, диабазы (ν K_2); *5* – серпентиниты (σ K_2); *6* – гранодиориты ($\gamma\delta$ K_2); значения амплитуд $\bar{A}_0$ обменных волн: *7* – *меньше среднего значения*, *8* – *больше среднего значения*; 9 – пикеты наблюдений. Цифры на схеме: 1 – блок Камагуэй, 2 – Центральная депрессия, 3 – главный шов (Камахуани), 4 – Северо-Кубинский краевой прогиб (миогеосинклиналь); Δg – *график гравитационного поля* (редукция Буге); ΔT_a – график магнитного поля; h – превышения рельефа местности; Δt_{ps} – времена регистрации обменных волн (уровню поверхности Мохоровичича соответствует Δt_{ps} = 3,5–4,5с)

На рис. 2 приведен динамический разрез в параметрах $\bar{A}_0$ по профилю, пересекающему с юго-востока на северо-запад западную часть блока Камагуэй, Центральную депрессию, гипербазитовый шов Кубы и заканчивающемуся в области Северо-Кубинского краевого прогиба. Центральная депрессия приурочена к крупному разлому земной коры Ла-Троча [Мейерхофф А., Мейерхофф Н., 1974], который относят к левосторонним сдвигам [Шейн и др., 1978]. Разлом отчетливо выражен в элементах поверхностной геологии района и характере гравитационного и магнитного полей, графики которых показаны на рис. 2.

По сейсмическим данным МОВЗ [Бовенко и др., 1978] ширина зоны разлома составляет около 25 км, глубина погружения комплекса кристаллического основания относительно юго-западного борта блока Камагуэй – 6 км. Внутренняя структура разлома и его взаимоотношение с окружающей средой довольно характерно проявляются на приведенном динамическом разрезе.

В региональном плане по характеру аномалий $\bar{A}_0$ с юга на север выделяется несколько принципиально отличающихся зон. Круто наклоненные к югу аномалии $\bar{A}_0$, характеризующие северо-западную часть блока Камагуэй, в районе Центральной депрессии сменяются субгоризонтальными аномалиями. Севернее ПК 216 наблюдается отчетливое погружение аномалий $\bar{A}_0$ под офиолитовый комплекс образований главного шва. Как видно, юго-восточный и северо-западный борты разлома Ла-Троча, ограничивающие Центральную депрессию, существенно различны: юго-восточный борт погружается к югу под углом около 75° в пределах консолидированной коры, северо-западный – более расплывчатый и пологий, при этом в верхней части коры его наклон составляет около 60°, с глубиной угол падения увеличивается до 80°. Северо-западный борт разлома Ла-Троча уверенно трассируется по простиранию на юго-запад по данным субмеридионального профиля.

При рассмотрении динамического разреза может сложиться впечатление, что аномалии $\bar{A}_0$, погружающиеся вдоль профиля в северо-западном направлении под гипербазитовый шов, маркируют его положение в толще земной коры. В этом случае следует констатировать наклон гипербазитового шва под миогеосинклиналь. В дальнейшем будет показано, что этот факт не бесспорен. Такая картина, по всей вероятности, создается вследствие сложного сочленения перечисленных геологических структур, и расплывчатая аномалия $\bar{A}_0$ вдоль северо-западного борта разлома Ла-Троча обусловлена не только наличием разлома с падением плоскости сместителя в северо-западном направлении, но также отражает характер сочленения Центрально-Кубинской геоантиклинали с Северо-Кубинским краевым прогибом.

На рис. 3 показан динамический разрез земной коры и верхней мантии в районе Пинар-дель-Рио. Сочленение горст-антиклинория Пинар-дель-Рио с северо-западной окраиной массива Батабано – поднятием Гуаналь – происходит по обширному разлому Пинар, который аналогично разлому Ла-Троча рассматривается как левосторонний сдвиг [Шейн и др., 1978]. По данным МОВЗ [Бовенко и др., 1978], ширина разлома около 15 км, амплитуда смещения опущенного блока по поверхности кристаллического основания 4 км.

Рассматриваемый динамический разрез во многом напоминает предыдущий. Юго-восточный борт разлома Пинар крутой (75–80°) и выражается рядом аномалий амплитуд, соответствующих поднятию Гуаналь, отчетливая смена которых происходит севернее ПК 99 изометричными аномалиями $\bar{A}_0$, погружающимися в сторону миогеосинклинали. Северо-западный борт разлома Пинар характеризуется расплывчатыми аномалиями, значительно более пологими (несколько десятков градусов) в верхней части разреза земной коры. С глубиной крутизна аномалий увеличивается до 80° (ПК 105–107), аналогично тому, как это наблюдалось для северо-западного борта разлома Ла-Троча.

На рис. 4 приведен динамический разрез вдоль профиля, показывающего строение с юга на север поднятия Ягуарамас, впадины Мерседес, структуры главного шва (Мотембо), миогеосинклинали и склона Северо-Кубинского краевого прогиба. Положение данного профиля примечательно тем, что, в отличие от двух предыдущих, он пересекает вкрест простирания структуру главного шва, подчеркнутого выходами на дневную поверхность крупных серпентинитовых тел (ПК 71). Ширина положительной аномалии $\bar{A}_0$ в этом месте около 16 км и примерно соответствует ширине полосы гипербазитов, обнажающихся вдоль северного побережья острова. На динамическом разрезе этой зоне соответствуют аномалии $\bar{A}_0$, расходящиеся сверху вниз в противоположные стороны под углом 75–80°. При этом аномалии, наклоненные к северу, выражены более отчетливо и ассоциируют с таковыми, установленными в районах разломов Ла-Троча и Пинар для низов земной коры и верхней мантии в области сочленения структуры главного шва со структурами миогеосинклинали и Северо-Кубинского краевого прогиба. Аномалии наклонены к югу от главного шва в сторону эвгеосинклинали, на уровне подошвы земной коры совпадают с уступом по поверхности Мохоровичича, установленные, по данным МОВЗ (Щербакова и др., 1978), вдоль границы сочленения эвгеосинклинали и структуры

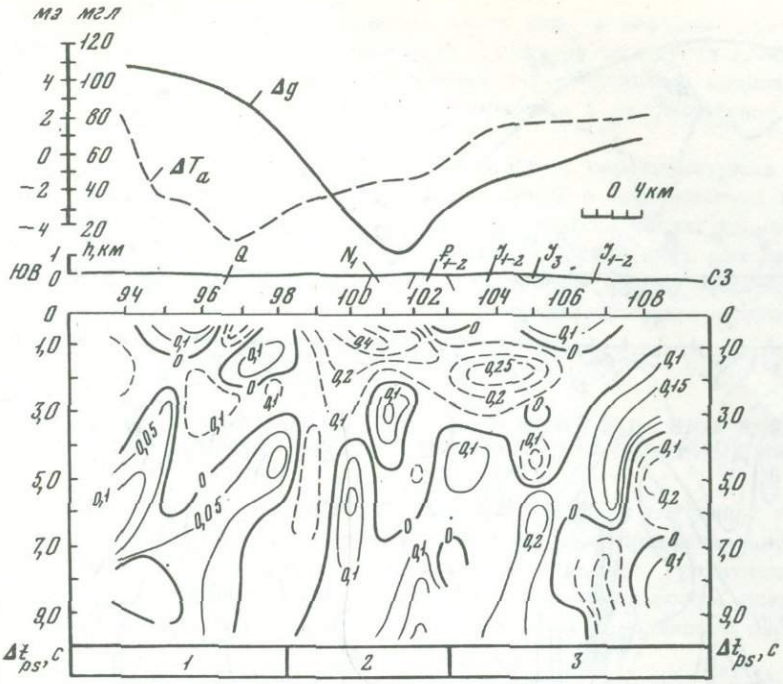


Рис. 3. Сейсмический динамический разрез в параметрах амплитуд $\bar{A}_0$ обменных волн по профилю I–I. Составил В.Г. Бовенко

Цифры на схеме: 1 – поднятие Гуаналь, 2 – впадина Лос-Паласиос, 3 – горст-антиклинорий Пинар-дель-Рио; уровню поверхности Мохоровичича соответствует Δt_{ps} = 2,6–4,0 с. Остальные условные обозначения см. на рис. 2

главного шва. Амплитуда уступа достигает 7,0 км. Мощность земной коры в зоне шва 22–26 км, в то время как в эвгеосинклинали она увеличивается до 30–32 км, а в миогеосинклинали составляет 30 км. Таким образом, характер аномалий $\bar{A}_0$ в области шва и соотношения мощностей земной коры характеризуют зону сочленения эв- и миогеосинклинали как сложную структуру, имеющую ширину на уровне поверхности Мохоровичича около 27 км и сужающуюся к дневной поверхности, где она маркируется гипербазитовыми телами и комплексами осадочных образований, смятыми в узкие линейные складки северо-западного простирания.

Отмеченные здесь закономерности частично намечаются также на субмеридиональном профиле, пересекающем о. Куба в районе Гавана-Матансас. Профиль имеет небольшую протяженность и характеризует южный склон главного шва, который на динамическом разрезе вырисовывается в виде крутых аномалий, наклоненных к югу.

На рис. 5 приведен разрез через массив Эскамбрай, который сложен метаморфическими образованиями эскамбрайского комплекса пород, окаймленных амфиболитами [Сомин, Мильян, 1974, 1976], складчатую структуру Санта-Клара, главный шов и Северо-Кубинский краевой прогиб, где профиль глубоко вдается в море (наблюдения проводились на островах, конечный пункт расположен у скв. Кайо-Фрагосо). На динамическом разрезе отчетливо видно, что и здесь область главного шва отличается аномальным поведением изолиний $\bar{A}_0$, которые в области Северо-Кубинского краевого прогиба и миогеосинклинали характеризуются субгоризонтальным распространением. Зона главного шва в поле амплитуд обменных волн вырисовывается как структура, расширяющаяся книзу и сужающаяся к дневной поверхности с выходом в районе распространения гипербазитов. В районе Тринидада аномалии $\bar{A}_0$ характеризуются более спокойным поведением с плавным погружением к югу в верхней части

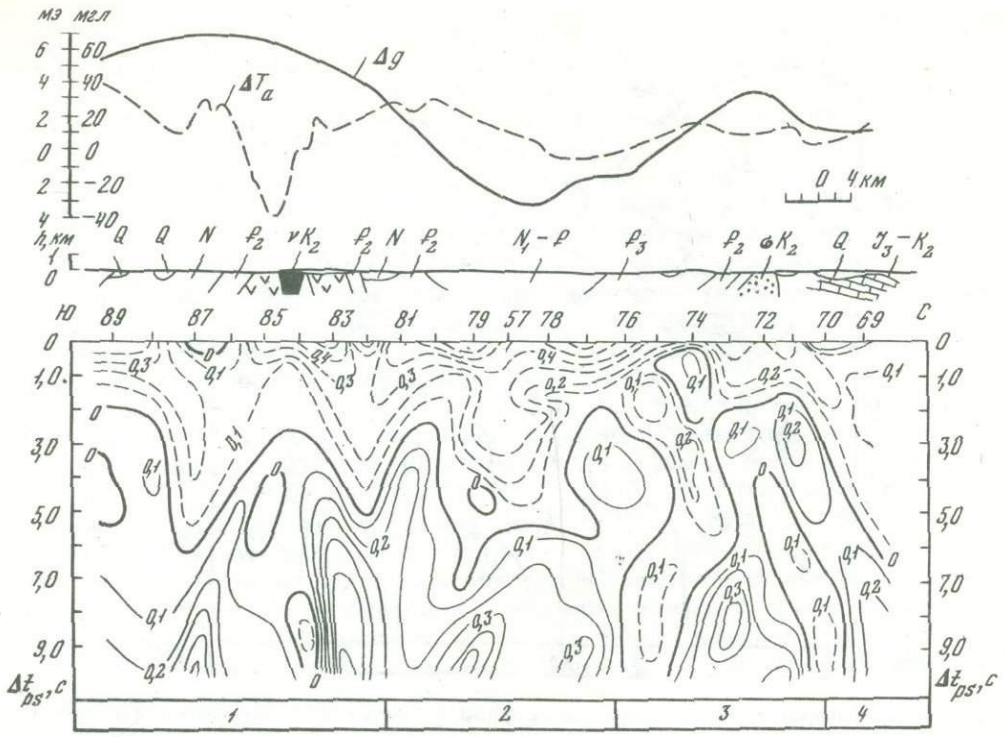


Рис. 4. Сейсмический динамический разрез в параметрах амплитуд A_0 обменных волн по профилю IV–IV. Составил В.Г. Бовенко

Цифры на схеме: 1 – поднятие Ягуарамас, 2 – впадина Мерседес, 3 – главный шов (Мотембо), 4 – Северо-Кубинский краевой прогиб (миогеосинклиналь); уровню поверхности Мохоровичича соответствует Δt_{ps} = 3,0–4,5 с. Остальные условные обозначения см. на рис. 2.

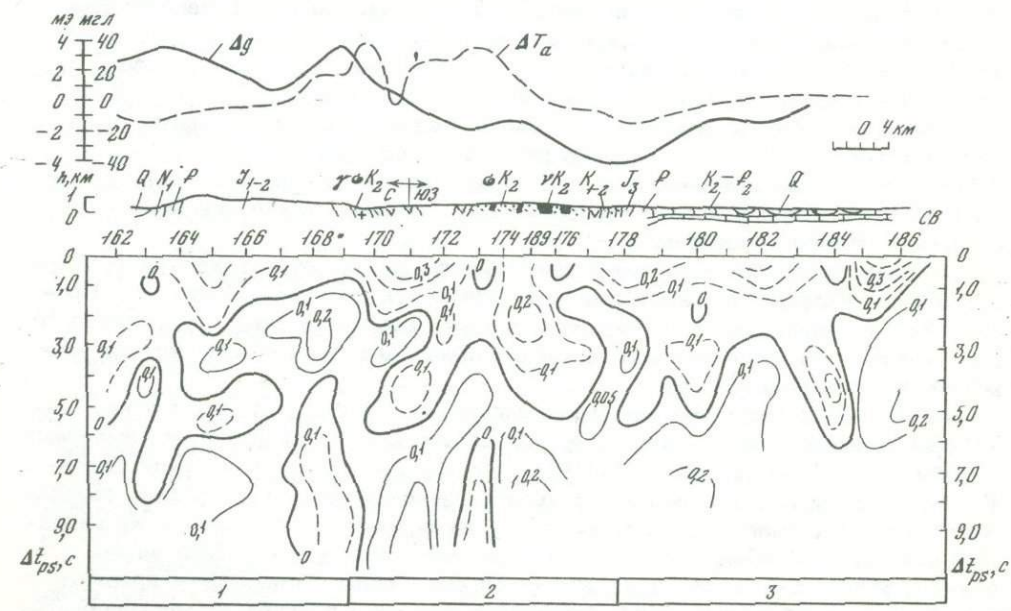


Рис. 5. Сейсмический динамический разрез в параметрах амплитуд A_0 обменных волн по профилю V–V. Составили В.Г. Бовенко и Б.Е. Щербакова

Цифры на схеме: 1 – структура Тринидада, 2 – структура Санта-Клара (главный шов), 3 – Северо-Кубинский краевой прогиб (миогеосинклиналь); уровню поверхности Мохоровичича соответствует Δt_{ps} = 3,5–4,5 с. Остальные условные обозначения см. на рис. 2.

земной коры и более крутым – в нижней части коры и верхней мантии. Это в принципе отличает рассматриваемую структуру от других положительных структур, зафиксированных южными оконечностями профилей: поднятий Гуапаль, Ягуарамас и Камагуэй. В дальнейшем мы вернемся к рассмотрению этой особенности.

Выявленные взаимоотношения некоторых крупных геоструктурных элементов земной коры западной части Кубы, выраженные в особенностях геологического строения региона, гравитационном и магнитном полях, характере распределения значений амплитуд волн $\bar{A}_0$, позволяют установить ряд закономерностей, которые, по-видимому, отражают особенности современной структуры Кубинского мегантиклинория и обусловлены специфическим характером тектонических процессов, приведших к его формированию.

СТРУКТУРА ЗЕМНОЙ КОРЫ И ВЕРХНЕЙ МАНТИИ ЗАПАДНОЙ КУБЫ В ПОЛЕ ДИНАМИЧЕСКОГО ПАРАМЕТРА АМПЛИТУД ОБМЕННЫХ ВОЛН

По характеру аномалий амплитуд $\bar{A}_0$ обменных волн в глубинной геологической структуре западной Кубы выделяется несколько принципиально различных зон, характеризующихся определенными особенностями гравитационного и магнитного полей, соотношениями мощностей отдельных слоев, слагающих земную кору, а также гипсометрическим положением поверхности верхней мантии.

Положительным структурам по поверхности кристаллического фундамента в эвгеосинклинальной зоне (южные концы профилей) соответствует мощная земная кора с хорошо развитым "базальтовым" слоем и редуцированными мощностями "гранитного" и осадочного слоев.

Эта зона отличается повышенными (до +100 мгл) гравитационными аномалиями [Soloviev e. a., 1964] и мозаичным магнитным полем большой интенсивности (до ±500–800 гамм) [Ipatenko, Sazhina, 1971]. В поле параметра амплитуд $\bar{A}_0$ ее строение вырисовывается в виде крутых резко дифференцированных аномалий, наклоненных к югу под углом около 75–80° и протягивающихся почти к дневной поверхности.

Область отрицательных структур по поверхности фундамента, расположенная севернее предыдущей, характеризуется незначительно увеличенной мощностью земной коры в целом при существенном увеличении мощности вулканогенно-осадочных образований и уменьшении мощности "базальтового" слоя. Для гравитационного поля этой зоны характерно уменьшение интенсивностей аномалий вплоть до отрицательных значений, магнитное поле характеризуется преимущественно отрицательными изометрическими аномалиями с интенсивностями до –200 гамм. В поле динамического параметра $\bar{A}_0$ зона впадин в эвгеосинклинали характеризуется появлением в верхней части земной коры общирных субгоризонтальных аномалий. В нижней части земной коры и в верхней мантии аномалии $\bar{A}_0$ по-прежнему четко дифференциированные, крутые и наклоненные к югу.

В области главного шва и в Северо-Кубинском краевом прогибе картина изменяется. Для миогеосинклинали и Северо-Кубинского краевого прогиба характерны малоинтенсивные преимущественно положительные аномалии гравитационного поля и обширные вытянутые по простиранию структур в северо-западном направлении магнитные аномалии с интенсивностями до ±200 гамм. Поле амплитуд $\bar{A}_0$ образуют субгоризонтальные или слабо наклоненные аномалии, воздымающиеся к югу, к главному шву. Нижняя часть разреза земной коры и верхней мантии характеризуется резко дифференцированными аномалиями $\bar{A}_0$, наклоненными к северу, т.е. в сторону, противоположную наклону аномалий в эвгеосинклинали. В области главного шва происходит сочленение этих двух противоположеных направлений, выражающееся в появлении трапецеидальной области аномалии амплитуд, сужающейся кверху, к дневной поверхности в районе распространения офиолитовой формации гипербазитового пояса

Кубы, что наиболее отчетливо проявилось на разрезе через впадину Мерседес (см. рис. 4).

Отклонение от общей закономерности, изложенной выше, отмечается в зонах разломов Ла-Троча и Пинар, которые, по-существу, срезают южный склон структуры главного шва и, вероятно, формируют зону поддвига в северо-западном направлении.

Таким образом, в особенностях геофизических полей Δg, ΔT_a и $\bar{A}_0$, рассмотренных выше, как нам представляется, наглядно вырисовываются некоторые тенденции в развитии Кубинской геосинклинальной складчатой системы.

НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ДВИЖЕНИЙ ЗЕМНОЙ КОРЫ ЗАПАДНОЙ КУБЫ

Характер осадконакопления, эффузивной и интрузивной деятельности в период формирования Кубинской геосинклинали и последующего ее развития контролировался положением зоны главного шва, разделяющего эв- и миогеосинклинали. Относительно главного шва происходили дифференцированные движения, в результате которых сформировались геосинклинальные прогибы, выполненные формациями осадочных и вулканогенно-осадочных образований. Геосинклинальные прогибы отделены от шовной зоны глубинными разломами типа крутых сбросов и взбросо-надвигов, направления падения которых устанавливаются по направлениям и характеру аномалий $\bar{A}_0$ и подтверждаются структурными соотношениями, выявленными по данным МОВЗ. Другие аномалии амплитуд связаны с рядом крупных неоднородностей в земной коре и верхней мантии, в том числе с внутригеосинклинальными разломами, движения по которым привели к формированию впадин и поднятий второго порядка.

Судя по значительной крутизне разломов, как правило, не менее 70°, движения по ним в толще земной коры и верхней мантии носили преимущественно вертикальный характер, а движения масс в горизонтальном направлении вряд ли могли быть значительными. Это не относится к верхним горизонтам коры, которые могли быть сдвинуты на большие расстояния. Перемещение масс относительно главного шва могло происходить как в северном, так и в южном направлениях. Например, в районе Мотембо (см. рис. 4) более вероятны перемещение эвгеосинклинальных комплексов в северном направлении до нескольких десятков километров и их надвигание на образования зоны главного шва и миогеосинклинали. В районе Санта-Клара (см. рис. 5), скорее, произошло смещение верхних слоев пород в обратном направлении. Аллохтонная природа серпентинитовых тел в районе Санта-Клара подтверждается наличием в разрезе сейсмических границ с инверсией скорости [Бовенко и др., 1978], в данном случае определена ориентировочная мощность серпентинитового тела около 1,0 км.

Значительные перемещения масс, захватившие мощные толщи земной коры (возможно, до 15-20 км), вполне вероятны в районе Эскамбрая. Пологое положение изолиний $\bar{A}_0$ в диапазоне распространения метаморфических образований гор Тринидада, их отчетливое падение к югу под углом около 40°, а также идентичное поведение аномалий $\bar{A}_0$ для более глубоких толщ земной коры и верхней мантии, характеризующих наклон в том же направлении, но под вдвое бóльшим углом, позволяют предполагать возможность сдвижения верхних слоев разреза вдоль сравнительно пологих плоскостей сместителей. Это согласуется с представлениями некоторых исследователей [Шапошникова, 1974; Сомин, Мильян, 1974, 1976] о тектонических контактах пород эскамбрайского, амфиболитового и эвгеосинклинального комплексов пород в этом районе. По данным динамических разрезов, можно предполагать увеличение мощности аллохтонного комплекса пород в южном направлении.

Аналогичная картина наблюдается в районе Пинар-дель-Рио. Наличие отчетливых отрицательных аномалий $\bar{A}_0$, погружающихся к северо-западу, ассоциирует с существованием надвига толщ юры Сьерра-де-Лос-Органос на палео-

геновые образования [Hatten e.a., 1967; Knipper, Cabrera, 1972; Piotrowska, 1975]. По всей вероятности, подошва аллохтонного комплекса образований соответствует зонам повышенных амплитуд обменных волн, как это наблюдалось для офиолитовой ассоциации главного шва в районе Ла-Троча. Широкое развитие в этом районе в верхах разреза сейсмических границ обмена с инверсией скорости [Бовенко и др., 1978] также косвенно свидетельствует об аллохтонной природе толщ юрских образований.

В результате исследований МОВЗ глубинного геологического строения земной коры и частично верхней мантии западной части Кубы можно сделать следующие выводы.

1. Для земной коры западной Кубы в целом характерна субгоризонтальная расслоенность, что наряду с полученными данными о возможном составе пород консолидированной коры острова подтверждает предположение о заложении Кубинской геосинклинали на основании континентального типа, реликты которого, вероятно, установлены также под некоторыми другими положительными структурами Карибского бассейна.

2. На общем фоне субгоризонтальной расслоенности земной коры западной Кубы отчетливо проявляется ее глыбово-блоковая раздробленность. Сочленение отдельных глыб и блоков земной коры происходит по разломам, большинство из которых имеет явно глубинный характер. По данным МОВЗ исследованы некоторые наиболее отчетливые глубинные разломы преимущественно двух направлений: северо-запад – юго-восточного и северо-восток – юго-западного.

3. Первая категория разломов совпадает с направлением простирания складчатых структур Карибской геосинклинали и представлена крутыми взбросо-надвигами и сбросами, относящимися к главной шовной зоне Кубы, которая отличается редуцированной мощностью земной коры по сравнению с сопредельными геосинклинальными прогибами, относительно опущенными по разломам, наклоненным в стороны прогибов под углами около 75–80°. Внутренняя структура геосинклинальных прогибов осложнена серией межблоковых разломов, разделяющих отдельные поднятия и впадины.

4. Вторая категория разломов связана с левосторонними сдвигами Ла-Троча, Пинар, возможно Лас-Мерседес, отличающимися крутыми (75–80°) юго-восточными и сравнительно пологими (не более 60°) северо-западными бортами, вдоль которых, по-видимому, произошло движение блоков земной коры в северо-восточном направлении.

5. Полученные по данным МОВЗ геофизические характеристики земной коры и верхней мантии наряду с геологическими данными позволяют предполагать наличие крупных горизонтальных перемещений значительных по мощности масс земной коры в районах Пинар-дель-Рио и Эскамбрая.

ABSTRACT

The paper deals with the crustal structure of the western part of Cuba obtained from the recording of converted waves produced by earthquakes. The internal structure of the crust is described including the supposed composition of individual crustal layers and thickness of sedimentary strata. The analysis is made of the crustal movements and the resulting faults based on the interpretation of the statistic dynamic sections using PS amplitudes.

ЛИТЕРАТУРА

Бовенко В.Г., Щербакова Б.Е., Эрнандес Г. Связь геологического строения и структуры земной коры в пределах территории западной Кубы. – Сов. геол., 1978, № 6.

Галдин Н.Е. Физические свойства глубинных метаморфических и магматических пород при высоких давлениях и температуре. М.: Недра, 1977.

Мейерхофф М., Мейерхофф Г. Новая глобальная тектоника – основные противоречия. – В кн.: Новая глобальная тектоника (тектоника плит). М.: Мир, 1974.

Пущаровский Ю.М., Книппер А.Л., Пуинг-Рифа М. – В кн.: Геология и полезные ископаемые Кубы. М.: Наука, 1967.

Сомин М.Л., Мильян Г. Некоторые черты структуры мезозойских метаморфических толщ Кубы. – Геотектоника, 1974, № 5.

Сомин М.Л., Мильян Г. Некоторые черты структуры мезозойских метаморфических толщ Кубы. – Бюл. МОИП. Отд-ние геол., 1976, № 5.

Справочник физических констант горных пород. М.: Мир, 1969.

Хаин В.Е. Проблемы тектоники Мексикано-Карибского региона. – В кн.: Тектоника, сейсмичность и геодинамика юго-восточного обрамления Тихого океана. Геодинамические исследования. М.: Сов. радио, 1975, № 1.

Шапошникова К.И. Тектоника Центральной Кубы. – Геотектоника, 1974, № 1.

Шеин В.С., Иванов С.С., Клещев К.А. и др. Тектоника Кубы и ее шельфа. – Сов. геол., 1978, № 2.

Щербакова Б.Е., Бовенко В.Г., Эрнандес Г. Строение земной коры западной Кубы. – Сов. геол., 1977а, № 8.

Щербакова Б.Е., Бовенко В.Г., Эрнандес Г. Использование метода обменных волн от землетрясений для изучения глубинного строения о. Куба. – В кн.: Прикладная геофизика. М.: Недра, 1977б, вып. 87.

Щербакова Б.Е., Бовенко В.Г., Эрнандес Г. Рельеф поверхности Мохоровичича в пределах западной части о. Куба. – ДАН СССР, 1978, 238, № 3.

Эчеваррия Г., Шаблинская Н.В., Шацилов В.И. Новые данные о строении земной коры западной части о. Куба. – ДАН СССР, 1974, 215, № 3.

Bail L.F. Possible structural link between Yucatan and Cuba. – Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 1970, 54, N 11.

Edgar N.T., Ewing J.I., Hennion J. Seismic refraction and refraction in Caribbean Sea. – Ibid., 1971, 55, N 6.

Fahlquist D.A., Antoine J.W., Bryant W.R. e.a. seismic reflection in the Yucatan Channel. – VI Conf. Geol. Caribe, Mem. Caracas, 1972.

Hatten C.W. Principal features of Cuban geology: Discussion. – Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 1967, 51, N 5.

Ipatenko S., Sazhina N. Sbore el levantamiento gravimetrico en Cuba. La Habana: Inst. Libro. 1971.

Knipper A.L., Cabrera R. Tectonic position of ultramafic bodies of Cuba. – VI Conf. Geol. Caribe. Mem. Caracas, 1972.

Piotrowska K. The nappe development on the Sierra de los Organos (Westem Cuba). – Bull. Acad. pol. sci. Ser. sci. terre, 1975, 23, N 1.

Pyle T., Antoine J.W., Fahlquist D.A. e. a. Magnetic anomalies in straits of Floride. – Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 1969, 53, N 12.

Soloviev O.N., Skidan S.A., Skidan I.K., Pankratov A.P. Comentarios sobre el mapa gravimetrico de la Isla de Cuba. – Rev. Tecnol. (La Habana), 1964, N 2.

СОДЕРЖАНИЕ

Предисловие 5

Ю.М. Пущаровский. Проблемы тектоники и геодинамики Карибского региона 7
В.Е. Хаин. Общие вопросы тектоники и тектонической истории Мексикано-Карибского региона 13
М.Л. Сомин. Метаморфические комплексы в структуре Карибско-Антильской дуги 17
В.И. Бунэ. Сейсмичность Карибского региона 50
С.А. Ушаков, А.И. Авдеев, Ю.И. Галушкин, Е.П. Дубинин. Нарушения изостазии литосферы Карибского региона и геодинамический анализ их природы 63
Т.И. Фролова. Сравнительная петрология вулканических пород Малой Антильской и Южно-Сандвичевой островных дуг 78
В.К. Ротман. Общие черты развития западной части Тихого океана и Карибского бассейна и некоторые тектонические следствия 97
А.Г. Рябухин. Структура Мексикано-Карибского региона по данным космических съемок 107
В.А. Левченко. Тектоническая эволюция Мексикано-Карибского региона как результат расширения Земли 117
В.Г. Бовенко, Б.Е. Щербакова, Г. Эрнандес. Глубинное геологическое строение западной части о. Куба 130

CONTENTS

Preface 5

Yu.M.Pushcharovsky. Problems of tectonics and geodynamics of the Caribbean region 7
V.E.Khain. General problems of the tectonics and tectonic history of the Mexican-Caribbean region 13
M.L.Somin. Metamorphic complexes in the structure of the Caribbean-Antillean arc 17
V.I.Bune. The seismisity of the Caribbean region 50
S.A.Ushakov, A.I.Avdeev, Ju.I.Galushkin, E.P.Dubinin. Isostatic disturbances, dynamics and kinematics of the lithosphere in the Caribbean Sea region . . 63
T.I.Frolova. Comparitive petrology of volcanic rocks of Lesser Antilles and South Sandvich island arcs 78
V.K.Rotman. General features of the evolution of Western part of Pacific and Caribbean basin and some tectonics consequences 97
A.G.Riabukhin. Structure of the Mexican-Caribbean region according to the spacecraft images 107
V.A.Levchenko. Tectonic evolution of the Mexican-Caribbean region as a result of the expansion of the Earth 117
V.G.Bovenko, B.E.Scherbakova, G.Ernandes. Deep geological structure of Western Cuba 130

УДК 551.242.32

Проблемы тектоники и геодинамики Карибского региона. Пущаровский Ю.М. – В кн.: Тектоника и геодинамика Карибского региона. М.: Наука, 1980, с. 7–12.

Одна из весьма важных проблем – возраст мафических метаморфических комплексов. Имеющиеся данные указывают, что региональный метаморфизм испытали глубоководные вулканогенные комплексы океанической коры, подвергшиеся сдавливанию, вызванному сближением материковых глыб Северной и Южной Америки в раннемеловое время. Карибский регион вообще подразделяется на две части: восточную и западную. Первая из них включает Малые Антиллы и Венесуэльскую и Колумбийскую впадины. Здесь отражены ранние этапы преобразования океанической коры в континентальную. Вторая (западная) часть простирается от поднятия Никарагуа до Кубы, включая желоб и гряду Кайман и Юкатанскую впадину. Она образовалась в результате сложных геодинамических процессов и состоит из фрагментов разновозрастных континентальных, океанических и промежуточных по типу коры зон. Изучение Карибского региона показывает, что с точки зрения геодинамики наряду с категориями внутренних и окраинных морей нужно выделять категорию межматериковых морей.

Ил. 1. Библ. 16 назв.

УДК 551.242.32

Общие вопросы тектоники и тектонической истории Мексикано-Карибского региона. Хаин В.Е. – В кн.: Тектоника и геодинамика Карибского региона. М.: Наука, 1980, с. 13–16

Формирование современной структуры Мексикано-Карибского региона началось в раннем мезозое. В конце палеозоя – начале мезозоя этот регион составлял часть единой Пангеи. Начиная с оксфорда произошло раскрытие центральной Атлантики и ее соединение с Тетисом и Тихим океаном. В середине раннемеловой эпохи вулканические островные дуги отделили от Атлантики и Тихого океана карибское звено Мегатетиса. В конце сенона – раннем палеогене имели место наиболее интенсивные складчато-надвиговые деформации. Конец эоцена – начало олигоцена – время преобладания сдвиговых перемещений и погружений по вертикальным разрывам. В плиоцене и раннем плейстоцене наблюдалось затухание тектонической активности Антильской дуги. В глубоководных впадинах происходило интенсивное осадконакопление, сопровождающееся складчатыми деформациями.

Библ. 2 назв.

УДК 551.2

Метаморфические комплексы в структуре Карибско-Антильской дуги. Сомин М.Л. – В кн.: Тектоника и геодинамика Карибского региона. М.: Наука, 1980, с. 17–49.

Среди метаморфических пород северного и южного секторов Карибско-Антильской дуги преобладают образования мезозойского возраста, хотя известны и древние породы континентального основания. Метаморфические толщи мезозоя разделены на комплексы двух главных типов. Комплексы фемического состава образовались за счет островодужных и офиолитовых серий. Сиалические комплексы являются продуктом метаморфизма толщ субмиогеосинклинального типа, накапливавшихся на шельфе и континентальном склоне. Эти в значительной мере одновозрастные группы метаморфитов и связанных с ними неметаморфизованных толщ тектонически сближены и во многих местах перемешаны в связи с длительно развивавшимся процессом надвигания, направленным в сторону американских континентов. Предполагается, что метаморфизм высокого–умеренного давления был связан со структурами глубинных надвигов, а метаморфизм низкого давления – с зонами преимущественного растяжения.

Ил. 4. Библ. 72 назв.

УДК 550.34:551.2

Сейсмичность Карибского региона. Бунэ В.И. – В кн.: Тектоника и геодинамика Карибского региона. М.: Наука, 1980, с. 50–62.

Описано распределение очагов землетрясений в регионе. В Центральной Америке и в районе Малых Антильских островов существуют четкие зоны Беньофа.

В северной части Южной Америки взаимное расположение очагов неглубоких и глубоких землетрясений выражено не вполне ясно. В Карибском регионе мало данных о строении литосферы и механизмах очагов глубоких землетрясений. Поэтому трудно оценить правдоподобность объяснения зон Беньофа на основе концепций тектоники плит. В то же время левосторонние сдвиги при неглубоких землетрясениях в северном сегменте дуги Антильских островов и при землетрясении 4 февраля 1976 г. в Гватемале могут быть объяснены горизонтальными смещениями на границах плит. В Карибском регионе необходимо собрать больше данных о строении литосферы и механизмах в очагах землетрясений для объяснения связи пространственной картины расположения очагов землетрясений с особенностями тектонических движений.

Табл. 2. Ил. 4. Библ. 33 назв.

УДК 550.312.348

Нарушения изостазии литосферы Карибского региона и геодинамический анализ их природы. Ушаков С.А., Авдеев А.И., Галушкин Ю.И., Дубинин Е.П. – В кн.: Тектоника и геодинамика Карибского региона. М.: Наука, 1980, с. 63–77.

Работа посвящена обсуждению новых карт аномалий силы тяжести в редукциях Фая и изостатической. Дана новая модель мгновенной относительной кинематики литосферных плит, обрамляющих Карибскую. Показано, что Карибская плита медленно, с линейной скоростью около 1 см/год, смещается к северо-западу. На основании комплекса геофизических данных выделены микроплиты литосферы в пределах Карибского региона. Обсуждена динамика литосферы на границах этих микроплит.

Табл. 3. Ил. 4. Библ. 25 назв.

УДК 551.2

Сравнительная петрология вулканических пород Малой Антильской и Южно-Сандвичевой островных дуг. Фролова Т.И. – В кн.: Тектоника и геодинамика Карибского региона. М.: Наука, 1980, с. 78–96.

Сравнительное петрологическое изучение вулканических серий Малой Антильской и Южно-Сандвичевой островных дуг позволило расположить их в единый эволюционный ряд от толеитовых серий Южно-Сандвичевой и внешней Малой Антильской островных дуг к известково-щелочным сериям внутренней современной дуги Малых Антилл, совпадающий с увеличением их зрелости и длительности формирования. Для толеитовых серий характерны мало эксплозивный вулканизм, преобладание базальтов, отсутствие гидроксилсодержащих минералов в парагенезисах, преимущественно афировый тип пород, накопление железа в магмах в процессе эволюции. Для известково-щелочных – бурные эксплозии, широкое развитие андезитов и дацитов, порфировые структуры, гидроксилсодержащие минералы в парагенезисах, постоянство железо-магниевого отношения. Поскольку близость составов исходных магм всех рассмотренных серий свидетельствует о близости физико-химических параметров области магмогенерации, указанные отличия связаны с различными условиями дальнейшей эволюции магм, в значительной степени обусловленными геодинамическим режимом в период их становления. Зона Беньофа не является областью магмообразования, а играет роль генератора флюидов и энергии. Эволюция магматизма в процессе развития островных дуг сходна с эволюцией магматизма в геосинклиналях прошлого.

Табл. 4. Ил. 6. Библ. 24 назв.

УДК 552.323 + 551.24 265 + 263.5

Общие черты развития западной части Тихого океана и Карибского бассейна и некоторые тектонические следствия. Ротман В.К. – В кн.: Тектоника и геодинамика Карибского региона. М.: Наука, 1980, с. 97–106.

На основании сопоставления вулканогенно-осадочных комплексов западной части Тихоокеанского подвижного пояса и Карибского бассейна высказываются предположения, что в обоих регионах образованию островных дуг предшествовал сходный этап геологического развития, который характеризовался существованием протяженных вулканических поясов: соответственно Периокеанического и Карибского. В обоих поясах вулканизм происходил в подводных, первоначально – в глубоко-

водных условиях. Характерны преимущественно базальтовый состав, повышенная (часто существенная) калиевая щелочность вулканитов, присутствие ультраосновных лав. Эти особенности отличают вулканогенно-осадочные комплексы обоих поясов от комплексов островных дуг. Делается вывод о неприменимости к развитию западной части Тихого океана и Карибского бассейна модели, основанной на изучении современных островных дуг.

Ил. 5. Библ. 25 назв.

УДК 551.24:629.198.3 263.65/64

Структура Мексикано-Карибского региона по данным космических съемок. Рябухин А.Г. – В кн.: Тектоника и геодинамика Карибского региона. М.: Наука, 1980, с. 107–116.

Простирание и положение основных структур Мексикано-Карибского региона определяются глубинными разломами, которые образуют определенные системы нескольких направлений. Данные космической съемки позволили выявить основные зоны разломов на побережье Мексиканского залива и Карибского моря. Эти разломы увязываются с разломами акватории. Единая сеть разломов гетерогенной структуры Мексикано-Карибского региона отвечает, вероятно, планетарной трещиноватости Земли, обусловленной действием ротационных сил, и должна учитываться при составлении его геодинамической модели. Системы разломов, выявленные по космическим изображениям, позволили уточнить строение отдельных участков (Флорида, Гаити, Куба).

Ил. 5. Библ. 28 назв.

УДК. 551.24:553.98 261.64/65

Тектоническая эволюция Мексикано-Карибского региона как результат расширения Земли. Левченко В.А. – В кн.: Тектоника и геодинамика Карибского региона. М.: Наука, 1980, с. 117–129.

В мезозое и кайнозое в Мексикано-Карибском регионе происходит океанизация земной коры в рифтовых зонах, закладывающихся на эпигерцинской платформе по ортогональной системе древних разломов северо-восточного и северо-северо-западного простирания; между раздвигающимися платформенными блоками образуются глубоководные субокеанические впадины и на месте палеозойского континента развивается новая геосинклинальная область. Этот процесс является результатом глобального расширения Земли и развития в земной коре деформаций раздвига, не компенсируемых субдукцией; тафрогенез прерывается кратковременными периодами орогенеза, завершающего тектонические циклы и обусловливающего частичную регенерацию континента. В рифтогенных прогибах региона образуются углеводороды в результате гидрогенизации органического вещества осадочного выполнения этих прогибов глубинным водородом, мигрирующим из недр планеты в рифтовых зонах.

Ил. 3. Библ. 24 назв.

УДК 550.834.536:551.14 729.1

Глубинное геологическое строение западной части о. Куба. Бовенко В.Г., Щербакова Б.Е., Эрнандес Г. – В кн.: Тектоника и геодинамика Карибского региона. М.: Наука, 1980, с. 130–142.

Освещено глубинное геологическое строение западной части о. Куба по данным метода обменных волн от землетрясений. Охарактеризованы внутренняя структура и возможный состав слоев земной коры, мощность осадочных комплексов отложений. Проведен анализ особенностей движений земной коры и разломной тектоники исследуемого региона на основании интерпретации статистических динамических разрезов в параметрах амплитуд обменных волн.

Табл. 2. Ил. 5. Библ. 23 назв.

ТЕКТОНИКА И ГЕОДИНАМИКА
КАРИБСКОГО РЕГИОНА

Утверждено к печати
Междуведомственным геофизическим комитетом
при Президиуме Академии наук СССР

Редактор *Е.Н. Милютина*
Редактор издательства *А.В. Копп*
Художественный редактор *И.Ю. Нестерова*
Технический редактор *Т.М. Нагишкина*

ИБ № 16309

Подписано к печати 10.12.79. Т – 20545
Формат 70x108 1/16. Бумага офсетная № 1
Печать офсетная. Усл.печ.л. 13,0 + 0,4 вкл.
Уч.-изд.л. 13,8. Тираж 900 экз.
Тип. зак. 1023 Цена 1р. 80к.

Издательство "Наука", 117864 ГСП-7,
Москва В-485, Профсоюзная ул., д. 90;
Ордена Трудового Красного Знамени
1-я типография издательства "Наука",
199034, Ленинград, В-34, 9-я линия, 12

1р. 80к.

3143