

ГЕОФИЗИКА

УДК 550.34(729.1)

СЕЙСМИЧНОСТЬ И СЕЙСМИЧЕСКИ-АКТИВНЫЕ РАЗЛОМЫ КУБЫ

М.О. Котилья, Г.Й. Францке*, Д. Кордоба

*Universidad Complutense de Madrid, Facultad de Ciencias Fisicas,
Departamento de Fisica de la Tierra y Astrofisica I. Cuidad Universitaria, s/n, 28040 Madrid
* Institut für Geologie and Paleontologie. TU Claüsthal. Leibnizstrasse 10.
D38678 Claüsthal-Zellerfeld. Hans. Jouachim. Franzke*

На базе сеймотектонической карты Кубы составлен первый региональный каталог активных разломов. Из 30 исследованных разломов только 12 оказались активными. Главная сеймотектоническая структура — это система разломов Бартлетт—Кайман, которая ограничивает восточную и юго-восточную сеймотектонические зоны в этом регионе. Здесь сконцентрировано примерно 70 % сейсмической активности Кубы. Другими ограничителями сеймотектонических блоков являются разломы Кауто—Нипе, Кочинос и Нортекубана. Единственный разлом, связанный с цунами, это Нортекубана. Все разломы разбиты на сегменты. Описанные разломы определяют существующий режим сейсмического напряжения в северной части Карибского моря. Вся информация (карты, схемы и профили, фотоснимки, геологические и неотектонические данные, механизм землетрясений) подтверждается данными ГИС.

Типы коры, разлом, микроплиты, неотектоника, сейсмичность, сейсмическая опасность, Куба.

SEISMICITY AND SEISMOACTIVE FAULTS OF CUBA

M.O. Cotilla, H.J. Franzke, and D. Cordoba

The first catalogue of active regional faults of Cuba is presented. The seismotectonic map of Cuba is a base for studying seismicity in this region. Of the 30 faults studied, only twelve were active. The main seismotectonic structure is the Bartlett-Cayman fault system, which constitutes the limit of the eastern and southeastern seismotectonic units in this region. Approximately 70% of Cuban seismicity is concentrated here. The Cauto-Nipe, Cochinos, and Nortecubana faults border other seismotectonic units. The Nortecubana fault is the only one associated with a tsunami. All the available faults are segmented. The faults described are related to the current tectonic stress regime of the Northern Caribbean. All the available information (maps, sections and profiles, photos, geological and neotectonic data on seismicity and focal mechanisms) is supported by a GIS.

Crust types, fault, microplates, neotectonics, seismicity, seismic hazard, Cuba

ВВЕДЕНИЕ

Относительное движение между Североамериканской и Карибской плитами предопределяет тектонический режим области в региональном масштабе [Cotilla, 1993] (рис. 1). Считается, что движение Карибской плиты на восток относительно Североамериканской плиты происходит со скоростью 12—40 мм/год [Sykes et al., 1982; DeMets et al., 1990; Deng, Sykes, 1995; Dixon et al., 1998]. Для юго-востока Кубы ДеМетц и др. [De Mets et al., 2000] оценивают эту скорость как 18 ± 3 мм/год. Восточное направление движения Карибской плиты вызывает левостороннюю сдвиговую деформацию вдоль разломной зоны Бартлетт—Кайман (БК) [Mann et al., 1984; Calais et al., 1992; Renard et al., 1992] и левосторонние сдвиги вдоль разломной зоны Уолтон—Плантен Гарден—Энрикильо [Burke et al., 1980; Pubellier et al., 2000]. В рассматриваемом регионе можно выделить четыре важные локальные структуры, воздействующие на тектонический режим (см. рис. 1): 1) центр спрединга Среднекайманского поднятия [CAUTROUGH, 1979; Case and Holcombe, 1980; Rosenkratz et al., 1988; Rosenkratz, Mann, 1991]; 2) бассейн Кабо-Крус; 3) деформированный пояс Сантьяго [Calais, Mercier de Lepinay, 1990, 1992]; 4) область Майси [Cotilla et al., 1991b; Pubellier et al., 1991]. Эти структуры определяют более чем 85 % сейсмической активности вдоль этой части границы плиты [Cotilla et al., 1991b].

Куба представляет собой мегаблок (или микроплиту) в южной части Североамериканской плиты (см. рис. 1) [Ladd et al., 1990; Lewis, Draper, 1990; Cotilla et al., 1991a]. Граница активной плиты проходит вдоль юго-восточного берега, где основная сейсмическая активность приурочена к зоне разломов БК [Mann,

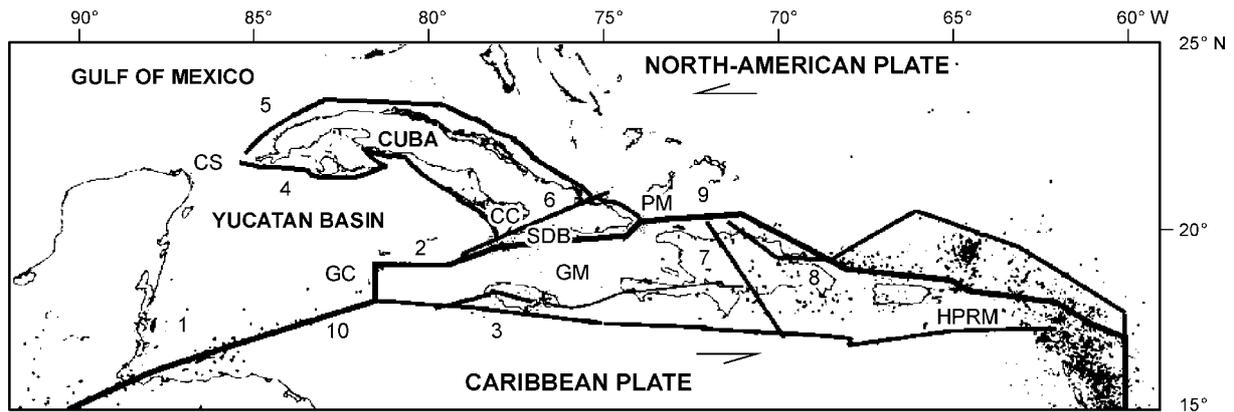


Рис. 1. Положение Кубы в Карибском бассейне с указанием сейсмичности.

Разломы: 1 — Чихой—Полочик—Мотагуа, 2 — Бартлетт—Кайман, 3 — Уолтон—Плантен Гарден—Энрикильо, 4 — Суркубана, 5 — Нортекубана, 6 — Кауто—Нипе, 7 — Бонао, 8 — Северная система, 9 — Северный Гаити, 10 — Сван. Микроплиты: Кубинская, GM — Гонавская, HPRM — Гаити-Пуэрто-Рико. Участки: Среднекайманский центр спрединга (GC), Кабо-Крус (CC), Пунта-де-Майси (PM), Нарушенный пояс Сантьяго (SDB).

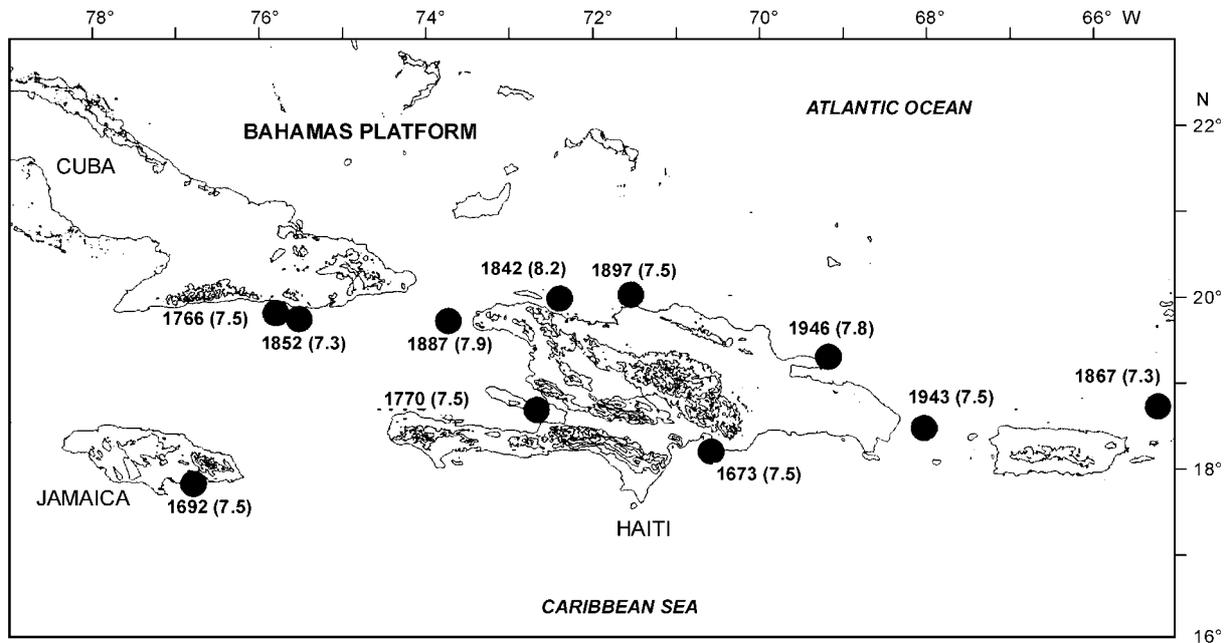


Рис. 2. Исторические сейсмические события на Кубе и в ее окрестностях [Alvarez et al., 1990].

Цифры: год, в скобках — магнитуда.

Burke, 1984; Calais et al., 1992; Cotilla et al., 1997b]. В этом сегменте разломы представлены главным образом сдвигами [Cotilla, 1998a]. Общая схема сейсмичности Карибского региона показана на рис. 1. Крупные землетрясения происходят вдоль границы плиты вблизи островов Гаити, Ямайка и Пуэрто-Рико (рис. 2) [Sherer, 1912; Taber, 1922; Robson, 1964; Sykes, Ewing, 1965; Iniguez et al., 1975; Mann et al., 1984; Alvarez et al., 1985, 1990; McCann, Pennigton, 1990; Pacheco, Sykes, 1992], но с XVIII в. ни одно из событий не достигало семи баллов (рис. 3, А) [Cotilla, 1999a; Cotilla, Udias, 1999a]. Сейсмичность с низкой магнитудой (менее 4 баллов) отмечается по всему западному региону острова и особенно вблизи Сантьяго-де-Куба (см. рис. 3, Б, В). По данным Котилья и др. [Cotilla et al., 1991b], Куба — это сеймотектоническая провинция, в которую входят четыре зоны: западная, центрально-восточная, восточная и юго-восточная. На рис. 4 показано расположение этих зон и их границы, три типа коры (мощная переходная, маломощная переходная и океаническая [Levchenko et al., 1976; Pusharovskiy et al., 1987; Prol et al., 1993]), слагающие

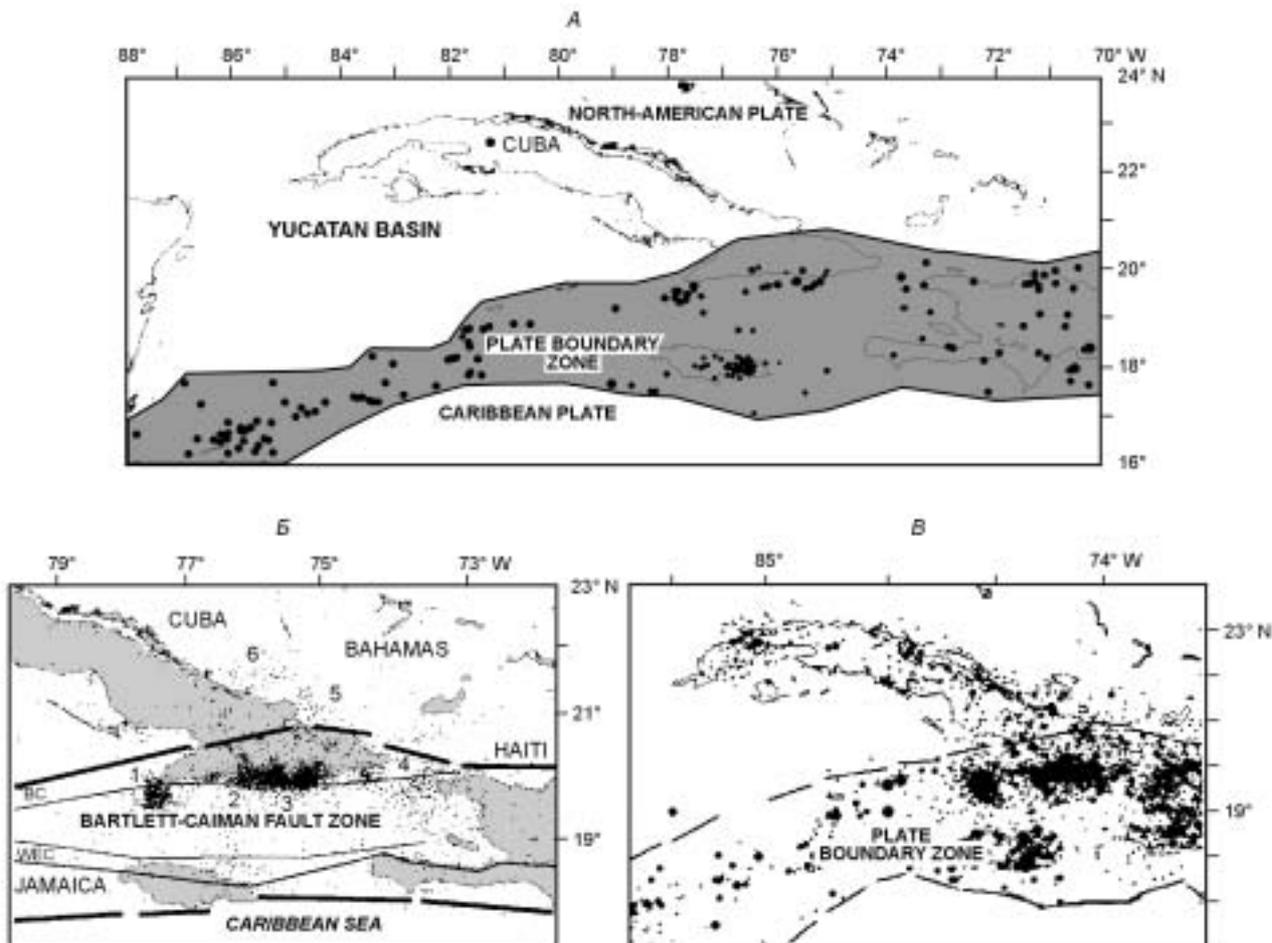


Рис. 3. Сейсмичность на Кубе и в ее окрестностях.

A — сейсмичность в период с 1990 по 2004 г. ($M < 6.0$), зарегистрированная международной сетью (границная зона плиты показана серым цветом); *Б* — сейсмическая активность в период с 1979 по 1994 г., зарегистрированная Восточно-Кубинской сетью ($n > 6$, $M < 7.0$) (1 — Кабо-Крус, 2 — Сьерра-Маэстра, 3 — Сантьяго-де-Куба, 4 — Майси, 5 — Нипе, 6 — Манати; разломы: BC — Бартлетт—Кайман, WEC — Уолтон—Плантэн Гарден—Энрикильо—Куль-де-Сак); *В* — сейсмичность за период с 1977 по 1994 г. ($M < 7.0$), зафиксированная кубинскими и международными станциями (границная зона плиты показана штриховой линией).

данный регион, и некоторые связанные с ними землетрясения. Рисунок 5 — это упрощенная сеймотектоническая карта (СТК), которая послужила основой для данной работы.

Альварес и др. [Alvarez et al., 1985] выделяют два типа сейсмичности на Кубе: межплитную и внутриплитную. Сейсмическая активность первого типа обусловлена прямым взаимодействием Североамериканской и Карибской плит [Alvarez et al., 1990]. В результате этого взаимодействия большинство сейсмических событий и землетрясения наибольшей магнитуды ($M_s > 7.0$) происходят в зоне БК (см. рис. 3, *Б*) [Cotilla et al., 1998a]. Внутриплитные землетрясения отмечаются на остальной территории острова и прилегающей акватории (см. рис. 3, *В*). Они существенно слабее ($M_s < 7.0$) и случаются реже, чем события первого типа. Позднее Котилья и др. [Cotilla et al., 1997b] продемонстрировали промежуточный тип сейсмичности, который отвечает восточной сеймотектонической зоне (USOR) (см. рис. 4).

Перес и Аскуй [Perez, Azcu, 1992] установили надежную корреляцию ($>80\%$) между сейсмогенными зонами СТК и линейными элементами геомагнитного поля. Родригес [Rodriguez, 1996] успешно использовал СТК для изучения сейсмической опасности. Сейсмичность, зарегистрированная в сейсмогенных зонах Кубы, обсуждается в статье Котилья [Cotilla, 1998a]. Используя некоторые сейсмические данные и расчеты очагового механизма, полученные из международной сети [Sykes, Ewing, 1965; Molnar, Sykes, 1969; Harvard CMT; Kafka, Weiden, 1979; Dziewonski, Woodhouse, 1983; Mocquet, 1984; Unites States Geological Survey, 1986; Perrot et al., 1997], Котилья [Cotilla, 1998b] продемонстрировал действенность СТК. Котилья и Удиас [Cotilla, Udias, 1999a] подтвердили дифференциацию некоторых сеймотектониче-

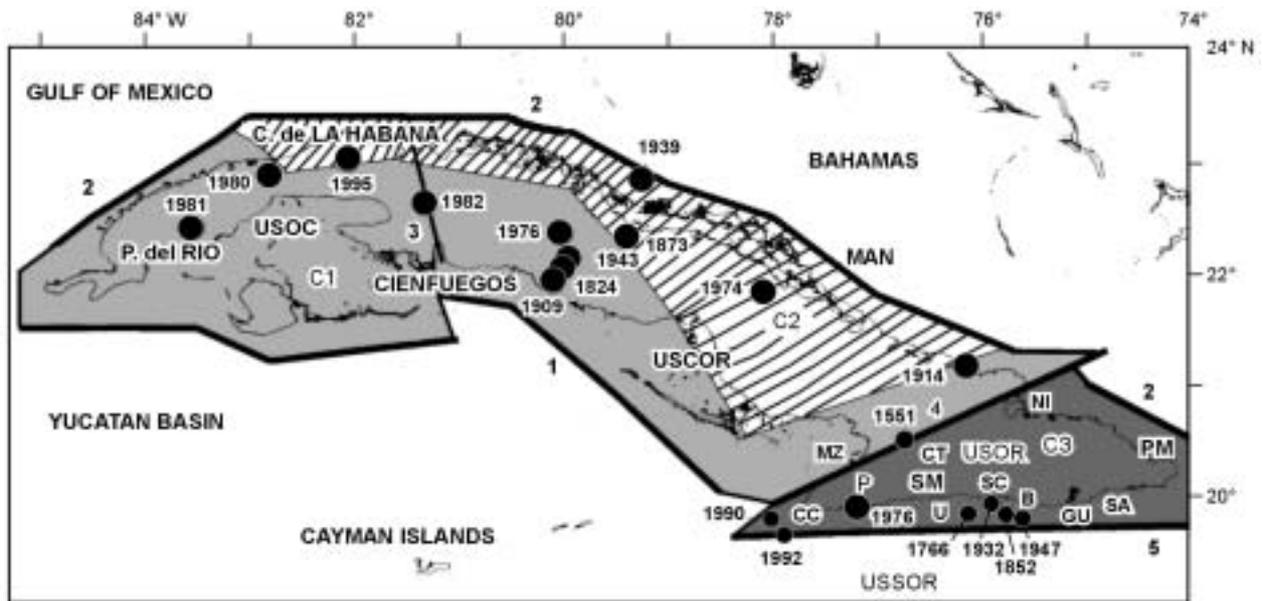


Рис. 4. Типы коры и сеймотектонические блоки Кубы.

Разломы: 1 — Суркубана, 2 — Нортекубана, 3 — Кочинос, 4 — Кауто-Нипе, 5 — Бартлетт—Кайман. Тип коры: C1 — маломощная переходная, C2 — мощная переходная, C3 — океаническая. Сеймотектонические блоки: USOC — западный, USCOR — центрально-восточный, USSOR — восточный, USSOR — юго-восточный. Черные кружки — выбранные эпицентры (1824 г.). Местности: В — Баконао, СС — Кабо-Крус, СТ — Кауто, ГУ — Гуантанамо, МаН — Манати, МЗ — Мансанильо, НИ — Нипе, Р — Пилон, РМ — Пунта-де-Майси, СА — Сан-Антонио-дель-Сур, SC — Сантьяго-де-Куба, SM — Сьерра-Маэстра, U — Уверо.

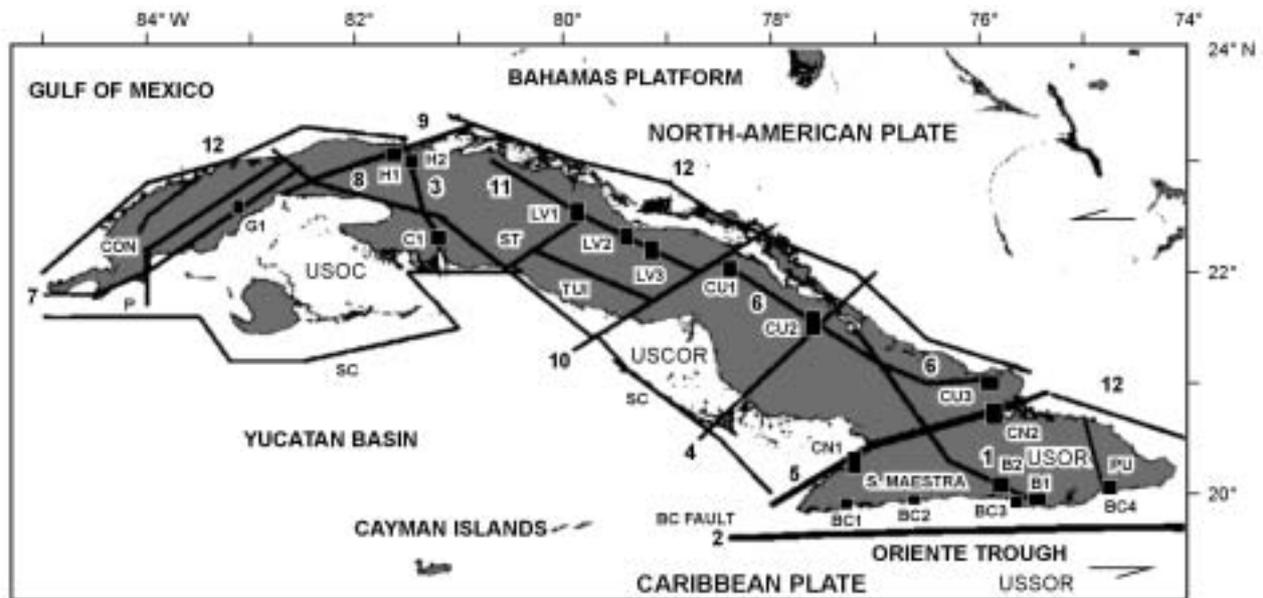


Рис. 5. Упрощенная сеймотектоническая карта Кубы [Cotilla et al., 1991a].

Активные разломы: 1 — Баконао, 2 — Бартлетт—Кайман, 3 — Кочинос, 4 — Камагуэй, 5 — Кауто-Нипе, 6 — Кубитас, 7 — Гуане, 8 — Гавана—Сьенфуэгос, 9 — Икакос, 10 — Ла-Троча, 11 — Лас-Вильяс, 12 — Нортекубана. Другие разломы: CON — Консольасьон-дель-Норте, Р — Пинар, PU — Пуриаль, SC — Суркубана, ST — Santa-Клара, TUI — Туинику (см. табл. 1 и 2). Черными квадратиками (BC1) обозначены участки, для которых выполнены микротектонические измерения, соответствующие рис. 10.

ских зон и региональные отличия в сейсмической активности Кубы. Последний аспект первоначально обсуждался в работе Котиллы [Cotilla, 1998b] на основании микротектонических исследований. Настоящая работа завершает пятый заключительный этап исследовательского проекта, цель которого состояла в том, чтобы улучшить СТК Кубы и составить каталог активных региональных разломов в рамках геоинформационной системы.

РАЗЛОМЫ, НЕОТЕКТОНИКА И СЕЙСМИЧНОСТЬ

Оценка сейсмической опасности — трудная задача для любой страны [Balassanian et al., 1994]. Но она особенно сложна для стран, испытывающих социальные, политические и экономические трудности, таких как Куба [Cotilla, Alvarez, 2001]. Еще одной серьезной проблемой при оценке риска землетрясений в активной разломной зоне является определение размера будущего разрыва. Разломные зоны могут быть прерывистыми, и распространение разрыва может быть ограничено сегментами разломной зоны. Тем не менее в рамках плейт-тектоники сейсмическую активность и сейсмическую опасность можно объяснить как повторяющееся явление, связанное с разломами.

Известно, что главный критерий, используемый для определения разлома, связан с движением в плоскости сместителя. Так, например, Лэй и Уоллес [Lay, Wallace, 1995] считают разрывом любую тектоническую структуру, имеющую разрыв и дифференциальное смещение примыкающих материалов по всей длине параллельно плоскости разлома. Рейтер же [Reiter, 1990] не столь жестко определяет сейсмически-активный разлом (САР). Он утверждает, что доказательством существования САР служит хотя бы одно землетрясение в течение некоторого периода времени. С другой стороны, авторы доклада NUREG-1451 [1992] описывают три типа разломов, выявленных ими в ходе исследования сейсмической опасности. Более того, они считают, что разлом активен, если он демонстрирует смещение, произошедшее в четвертичном периоде, непосредственно связанную с ним сейсмичность, структурную связь с другими разломами, подвергнутыми смещению, и благоприятное направление относительно существующего поля тектонических напряжений. В то же время Трифонов и Машет [Trifonov, Machette, 1993] считают, что активными являются разломы с аналогичными характеристиками, но проявленными в голоцене или позднем плейстоцене.

По мнению Хаттера и др. [Hatter et al., 1993], разлом, разломная зона или разломная система считаются сейсмически-активными, если присутствует, по меньшей мере, один из следующих критериев: а) прямое наблюдение разрыва, обусловленного хотя бы одним землетрясением; б) регистрация землетрясения или микросейсмической активности вблизи данного разлома. Здесь дополнительно требуется отчетливо выраженная плоскость сместителя с нодальной плоскостью того же направления, что и разлом; в) практическое совпадение ориентации нодальных плоскостей и направления плоскости сместителя с типом и ориентацией молодых разломов или разломных зон, наблюдаемых в эпицентре; г) картирование гипоцентров по точному определению местонахождения отдельных событий локальных роев землетрясений с почти одинаковой формой сигнала, предопределенной четко выраженной плоскостью сместителя (s).

Однако, по наблюдениям Сайкса [Sykes, 1978], внутриплитные зоны сейсмичности расположены всюду в тектонически ослабленных зонах. Аналогичные результаты получены Джонстоном [Johnston, 1989], а также Джонстоном и Кантером [Johnston, Kanter, 1990]. Кроме того, рабочая группа по изучению вероятности землетрясений в Калифорнии (1995) пришла к выводу, что скрытые (или слепые) разломы являются потенциально опасными структурами, на которых необходимо сосредоточить сейсмотектонические исследования, особенно, если землетрясения ожидаются в непосредственном будущем.

МакКензи и Паркер [McKenzie, Parker, 1967] утверждают, что деформации концентрируются на границах плиты, в то время как внутренние части плиты остаются прочными и не поддаются деформации. Зобэк [Zoback, 1992] показал, что горизонтальные напряжения сжатия могут передаваться на большие расстояния через континентальную и океаническую литосферы. Ван дер Плуим и др. [Van der Pluijm et al., 1997] также убеждены, что внутриконтинентальные области, в которых регистрируется плейт-тектоническая активность и внутриплитная активизация разломов (и связанные с ними землетрясения), зависят главным образом от ориентации (слабых) разломных зон относительно границы плиты и что деформация внутриконтинентальных областей может быть описана относительно простыми реологическими моделями. Опираясь на эти аргументы, мы можем объяснить существование на Кубе внутриплитных структур сжатия и транспрессии.

В настоящее время (современный этап) территория Кубы разделена на две крупные наложенные геологические мозаики, которые соответствуют различным этапам ее развития: складчатый субстрат и неоавтохтонный субстрат [Iturralde, 1977]. Складчатый субстрат сложен породами и структурами океанического и континентального происхождения, которые возникают и развиваются с очень сложной тектоникой шарьяжа (на гораздо большей площади) за пределами современной территории [Bush, Shervakova, 1986]. Что касается неоавтохтонного субстрата, он содержит породы и структуры, которые образовались из непосредственного окружения существующего архипелага, с конца позднего эоцена и после консоли-

дации складчатого субстрата. В неоавтохтонном субстрате колебательные вертикальные движения, обладая различными скоростями и воздействуя на области различной площади, вызывают подъем мегаблока. Таким образом, Куба характеризуется как блочная структура (типа горста и грабена) с направленными колебательными вертикальными движениями от верхнего эоцена [Iturralde, 1977]. С появлением этой структуры в тектонических рамках Карибы—Северная Америка, предыдущий геологический план сжатия вулканических островных дуг (складчатый субстрат), включая его разломы, был нарушен. Следовательно, новые разрывы обладают своими собственными кинематическими, динамическими и морфологическими особенностями, отличными от характеристик предыдущих этапов. Гонсалес и др. [Gonzales et al., 2003] убеждены, что на Кубе есть несколько форм рельефа, которые служат доказательством неотектонической активности. Неотектонический этап начался с активизации прогиба Бартлетт—Кайман и его системы pull-apart, когда процессы тектонической сходимости плиты последовательно смещались на северо-восток [Ross, Scotese, 1988; Mauffreat, Jany, 1990].

Универсальных геологических критериев для оценки максимальной магнитуды (M_{max}) нет, поскольку землетрясения происходят в различных геологических средах и могут быть обусловлены разными условиями. Вместо такого критерия Борисов и др. [Borissoff et al., 1976], обобщив идеи российских исследователей, предложили подход, основанный на распознавании образов. Они предложили использовать геологические данные для оценки опасности землетрясений, утверждая, что сейсмичность — это продолжение и следствие продолжительных тектонических процессов, отраженных в различных особенностях структурно-вещественного комплекса. Котилья и др. [Cotilla et al., 1991b] использовали результаты вышеупомянутых работ, хотя и с некоторыми оговорками, а также данные Шварца и Куперсмита [Schwartz, Coppersmith, 1984], Слеммонса и Демоло [Slemmons, Depolo, 1986] и Клаффа и др. [Cluff et al., 1972] для сейсмотектонических исследований на Кубе. Кроме того, в случае поисков на расстоянии весьма ценными оказались методики Спиридонова и Григоровой [Spiridonov, Grigorova, 1980]. Таким образом удалось установить общие очертания активных разломов и оценить их сейсмический потенциал.

Геологическая карта Кубы [Linares et al., 1986], а также ее тектонические карты [Shein et al., 1985; Mossakovsky et al., 1989] показывают разнообразную картографию разломов [Cotilla et al., 1996]. Кроме того, активные разломные зоны на Кубе представляют набор взаимосвязанных природных рисков [Cotilla, Alvarez, 1999]. Главные особенности этих разломов были описаны ранее в работе Котилья и др. [Cotilla et al., 1991b]. Однако многие аспекты геометрии, кинематики и скорости сдвига этих разломов пока остаются неясными и, соответственно, оценки их сейсмического риска не являются надежными [Cotilla et al., 1996].

Оценка сейсмического риска, основанная на неотектоническом подходе, опирается на понимание косейсмического поведения каждого отдельно взятого активного или потенциально активного разлома. Хорошо известно, что когда происходит крупное землетрясение, сейсмогенные разломы разрываются лишь вдоль некоторого сегмента [Schwartz, Coppersmith, 1984]. Разломные сегменты имеют свою собственную историю и ограничиваются барьерами, которые предотвращают распространение разрыва за пределы сегмента [Machete et al., 1991]. Такие районы, как Куба, для которых отмечено относительно мало исторических и современных землетрясений, нуждаются в детальном полевом исследовании неотектоники. Это очень важно и необходимо для того, чтобы установить геометрические перерывы в разломах, поскольку такие барьеры являются вероятной областью будущего сейсмического события. В этом смысле, точки пересечения, ветвления и сходимости разломов (названные узлами в работе Котилья и др. [Cotilla et al., 1991a]) представляют особый интерес с точки зрения сеймики [Zhidkov et al., 1975; Turko, Knuepfer, 1991]. Таким образом, изучения заслуживают все разломы Кубы.

За последние 500 лет на территории Юго-Восточной Кубы произошло, по меньшей мере, 20 разрушительных землетрясений (см. рис. 2) [Alvarez et al., 1985, 1990]. Сейсмичность за период 1979—1994 гг., зарегистрированная на востоке и юго-востоке Кубинской сетью (более 6 станций) (см. рис. 3, Б), показывает, что 93 % землетрясений произошли на глубине менее 40 км [Cotilla, 1998d], показано то же самое в статье Морено [Moreno, 2002, рис. 1] за упомянутый период. Глубинная сейсмичность ($h = 79$ км) ограничена, по-видимому, сегментом Сьерра-Маэстра—Сантьяго-де-Куба [Cotilla et al., 1997a]. В общем, сейсмичность вдоль границы плиты на западе отмечается на относительно малых глубинах, но к востоку ее глубинность увеличивается [Cotilla, 1998d; Cotilla, Udias, 2000]. Она сконцентрирована главным образом вдоль трех секторов: Кабо-Крус, Сьерра-Маэстра—Сантьяго-де-Куба и Майси (см. рис. 3, Б) [Cotilla et al., 1991a]. Кроме того, по разные стороны Среднекайманового центра спрединга уровень сейсмичности различен: 62 и 38 % до Пунта-де-Майси. Точнее, 25 % приходится на Кабо-Крус, 9 % между Пилоном и Уверо, 55 % между Уверо и Баконао и 11 % между Баконао и Сан-Антонио-дель-Сур. Эти факты свидетельствуют о том, что разломная зона БК сейсмически-активна, и под ее действие подпадает несколько крупных населенных пунктов (например Сантьяго-де-Куба и Гуантанамо) (см. рис. 4) [Cotilla, Udias, 1999b]. С ней связано несколько поперечных неотектонических разломов (например, Баконао и Кауто-Нипе), которые образуют серию активных бассейнов выталкивания и раздвига [Cotilla et al., 1991b, 1998a]. Все это указывает на значительную сейсмическую опасность.

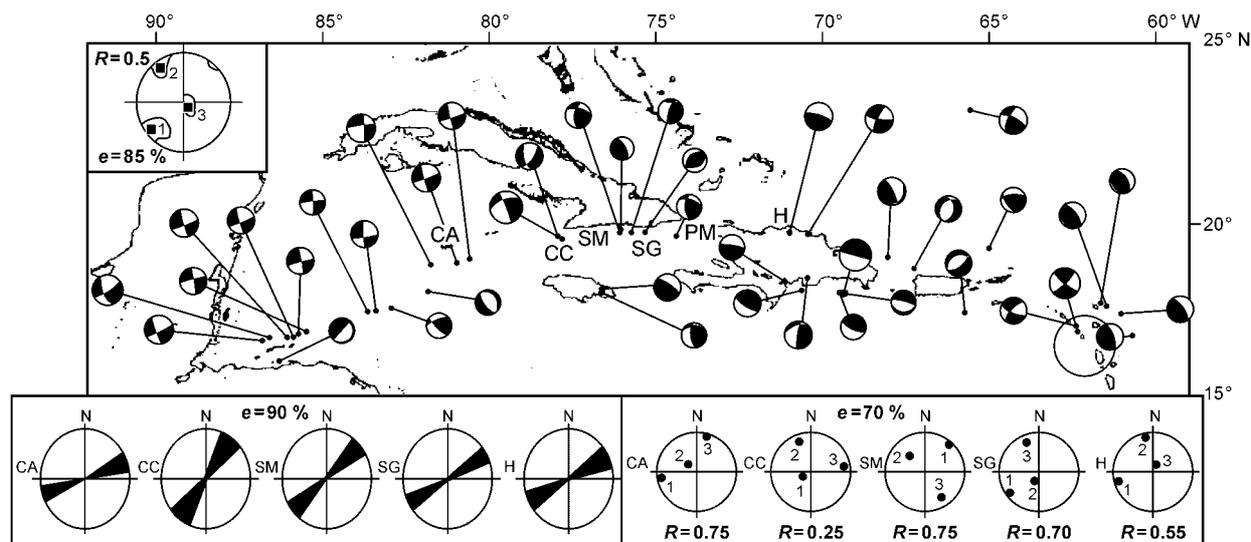


Рис. 6. Выборка очаговых механизмов.

Слева внизу приведены роза-диаграммы со значениями S_{lmax} определенными по методу Зобэка [Zoback, 1992] для секторов: CA — Кайман, CC — Кабо-Крус, SM — Сьерра-Маэстра, SG — Сантьяго-де-Куба—Гуантанамо, PM — Пунта-де-Майси, H — Гаити. Внизу справа приводятся решения (для тех же секторов) по методу Риверы-Систернаса [Rivera, Cisternas, 1989] для главных стрессов: 1 — σ_1 (вертикальный), 2 — σ_2 (максимальный горизонтальный), 3 — σ_3 (минимальный горизонтальный), где $R = (\sigma_2 - \sigma_1) / (\sigma_1 - \sigma_3)$. Вверху слева показано решение по методу Риверы-Систернаса [Rivera, Cisternas, 1989] для южной части Кубы.

Характерная особенность сейсмичности на востоке Кубы состоит в том, что землетрясения происходят в виде кластеров или роев: 1) Кабо-Крус, 2) Сьерра-Маэстра, 3) Сантьяго-де-Куба, 4) Майси, 5) Нипе и 6) Манати (см. рис. 3, Б) [Cotilla, 1993, 2003]. Котилья [Cotilla, 1998a] указал, что когда землетрясение происходит на пересечении разломов с зоной БК, направление длинных осей эллипсов изосейст не всегда совпадает с главной структурой. Таким образом проявляется заметная поляризация энергии по направлению в глубь восточной сеймотектонической зоны. Примерами могут служить следующие мощные землетрясения: 1) 03.02.1932 и 20.08.1852 (по простиранию разлома Баканао); 2) 26.08.1990 и 25.05.1992 (по простиранию Кауто-Нипе). Кроме того, Котилья [Cotilla, 2003] предположил, что большая часть напряжений, накопленных при сдвиге Карибско-Североамериканской плиты, освобождается вдоль северной континентальной окраины Кубы в процессе относительно малочисленных сильных землетрясений.

Кубинский сегмент границы плиты (см. рис. 3, А) состоит из двух сейсмических разломных зон (БК и Уолтон—Энрикильо—Плантен Гарден), которые служат соответственно северной и южной границами юго-восточной сеймотектонической зоны [Rubio et al., 1994] (см. рис. 1). Эти разломные зоны связаны с весьма различными очаговыми механизмами (рис. 6) [Cotilla, Udias, 1999a]. Кроме того, Котилья и др. [Cotilla et al., 1991b, 1997c] утверждают, что наиболее сильные землетрясения происходят в северной части юго-восточной сеймотектонической зоны (разлом БК). Тем не менее продолжающиеся смещения вдоль северной и южной границ юго-восточной сеймотектонической зоны привели к внутренней деформации с образованием нескольких структур, ориентированных с северо-востока на юго-запад [Cotilla et al., 1991b]. Сейсмическая активность во внутренней части юго-восточной сеймотектонической зоны (см. рис. 3, Б) [Cotilla, 1998c; Cotilla, Alvarez, 1999] и геофизические данные по Карибскому бассейну [Calais, Mercier de Lepinay, 1990; Drully, 1994; Mann et al., 1995] хорошо коррелируют между собой. Соответственно Котилья и др. [Cotilla et al., 1998a] обсуждают характеристики главных активных разломных систем восточной и юго-восточной сеймотектонической зон (Баканао, Кауто—Нипе и Нортекубана) и их связь с сейсмичностью, зарегистрированной по всей Кубинской сети. Они считают, что существует семь разломных сегментов, шесть пересечений (или узлов) и столько же ячеек или сейсмических зон. Таким образом, сейсмичность восточной зоны можно объяснить наличием некоторого количества небольших разломов (Бониата, Пуриал и Нипе—Кристал—Баракоеа), связанных с вышеупомянутыми региональными структурами [Cotilla, Alvarez, 1999].

Тектоническая структура Сьерра-Маэстра очень важна для понимания сейсмической активности на востоке Кубы (см. рис. 5) Эта структура представляет собой горный хребет, протянувшийся с востока на запад. В частности, на его южной окраине встречаются породы, датируемые мелом и эоценом, и отложения

миоцен-четвертичного возраста, которые несогласно лежат на меловых и палеогеновых породах. По данным Майера [Mauger, 1986], южная окраина Сьерры-Маэстры — типичный пример уступов и горных фронтов, связанных с разломной зоной Бартлетт—Кайман, с существенными различиями в латеральном и поперечном направлениях. Некоторые небольшие разломы, широко представленные в южной части Сьерры-Маэстры, являются сбросами, а взбросы в направлении В—З и ВСВ—ЗЮЗ оказывают воздействие на плейстоценовые морские террасы до четвертичных отложений. Плейстоценовые морские террасы свидетельствуют о недавнем подъеме региона. В окрестностях Пилона и Баконао эти морские террасы образуют лестницу, выступающую на 20 м над уровнем моря. Между этими населенными пунктами узкие морские террасы поднимаются на высоту 25—30 м. Полевые данные по 40 участкам миоцен-плиоценовых пород также указывают на различные серии субвертикальных трещин. Размер трещин сильно колеблется, от десятков до сотен метров. В последнем случае трещины хорошо различимы на аэрофотоснимках [Cotilla et al., 1991a]. Геометрия трещин позволяет определить их характер и считать их доказательством палеонапряжений. На миоценовые породы, испытавшие палеонапряжение, обычно воздействуют трещины ССЗ—ЮЮВ направления из одной или двух групп. Согласно архитектуре системы трещин [Нансоок, 1985], их можно подразделить на трещины растяжения с одной группой разрывов или двумя ортогональными группами разрывов (в Пилоне); гибридные трещины с двумя наборами разрывов, образующими угол 0—65° (в Муле и Уверо); или трещины сдвига, характеризующиеся двумя группами трещин с углом около 55° (в Баконао).

Из рис. 6 хорошо видно, что очаговый механизм в западной части Кабо-Крус и к востоку от Пунта-де-Майси отличается от механизма, действующего в сегменте, ограниченном этими областями. Это отличие, очевидно, связано с различными геодинамическими условиями при одной и той же региональной тектонике. Ранее это рассматривалось в работе Котильи и Удиаса [Cotilla, Udias, 1999a]. Здесь же анализируется только сегмент от Кабо-Крус до Пунта-де-Майси. Очаговые механизмы землетрясений вдоль этой главной структуры показывают, что растяжение и транспрессия происходят одновременно на относительно коротких расстояниях. Таким образом, Котилья и его соавторы [Cotilla, 1993; Cotilla et al., 1991a] считают, что в области Кабо-Крус преобладает растяжение, а в секторе Сьерра-Маэстра—Сантьяго-де-Куба — транспрессия. Но поле напряжений для всего юго-восточного района Кубы считается транспрессионным, что согласуется с преобладающим структурным трендом, связанным с сектором Сьерра-Маэстра—Сантьяго-де-Куба [Cotilla, 1998a]. Таким образом, средние оси напряжения имеют почти горизонтальные σ_1 (в направлении ВСВ—ЗСЗ) и субвертикальные σ_3 , что указывает на режим сдвигового разломообразования.

По мнению Котильи и др. [Cotilla et al., 1991a], как геометрия, так и распределение неформ в восточной сейсмотектонической зоне (см. рис. 4), а также морфология юго-восточного побережья различны к востоку и к западу от Баконао. К востоку вплоть до Пунта-де-Майси контрасты, наблюдаемые в

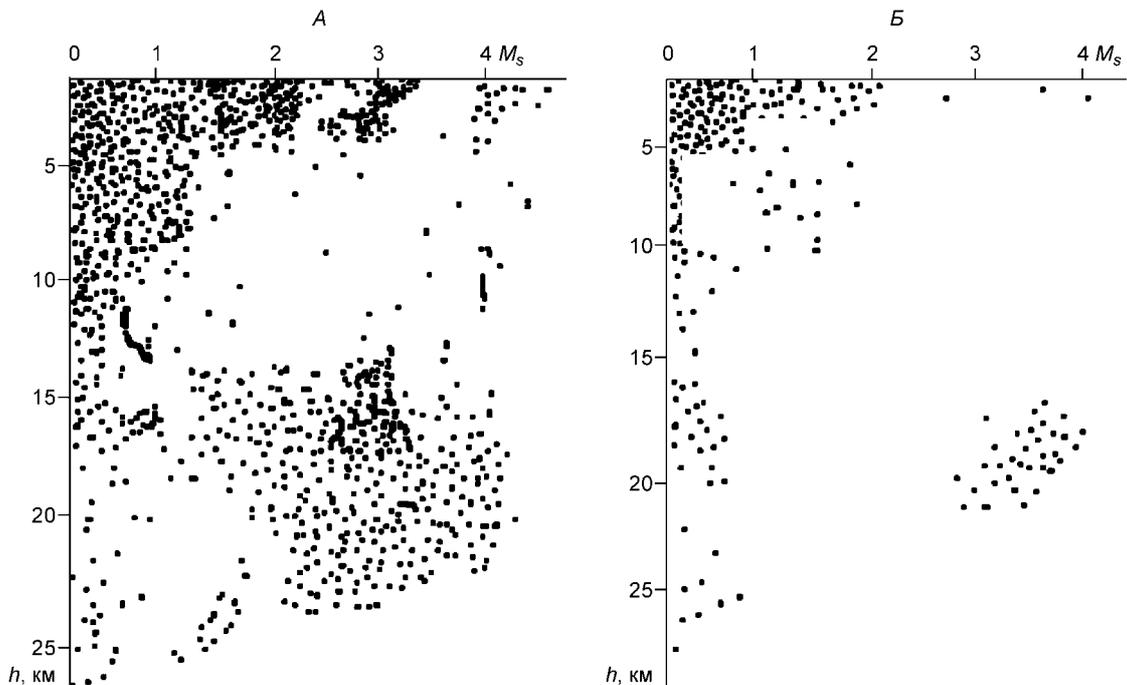


Рис. 7. Выявление соотношения магнитуда—глубина (1979—1994) на базе Кубинского каталога.

А — сегмент Пилон—Баконао; *Б* — сегмент Сан-Антонио-дель-Сур—Майси.

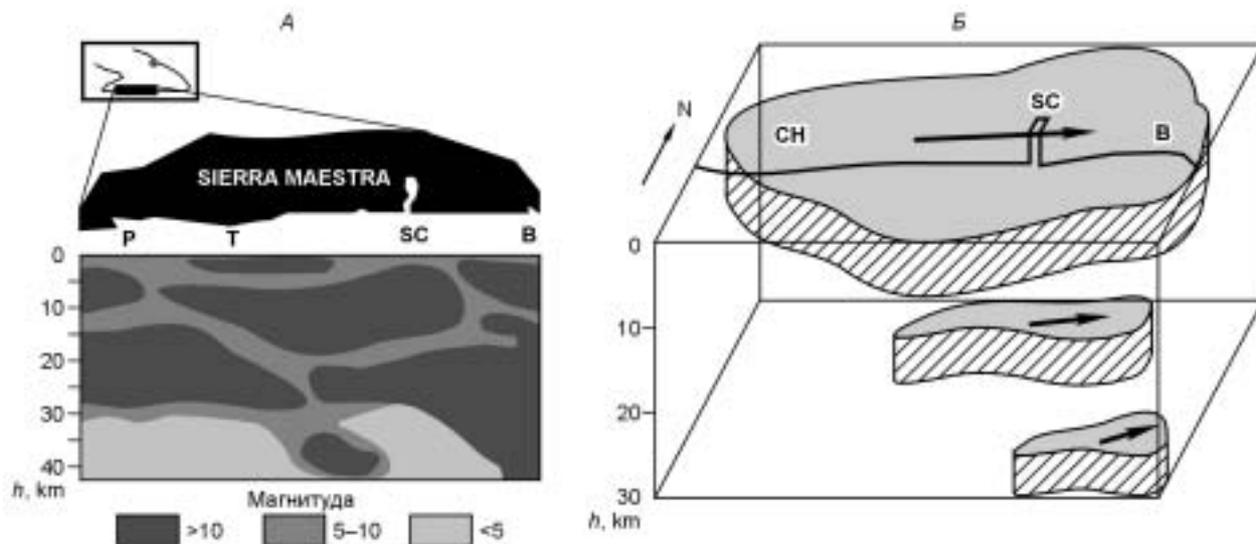


Рис. 8. *А* — плотность эпицентров в районе Сьерры-Маэстры. Второй вариант. *Б* — модель сейсмогенного слоя вокруг Сьерры-Маэстры.

В — Баконао, *Р* — Пилон, *SC* — Сантьяго-де-Куба, *Т* — Туркино, *CH* — Чивирико. Черная стрелка — длинная ось деформации.

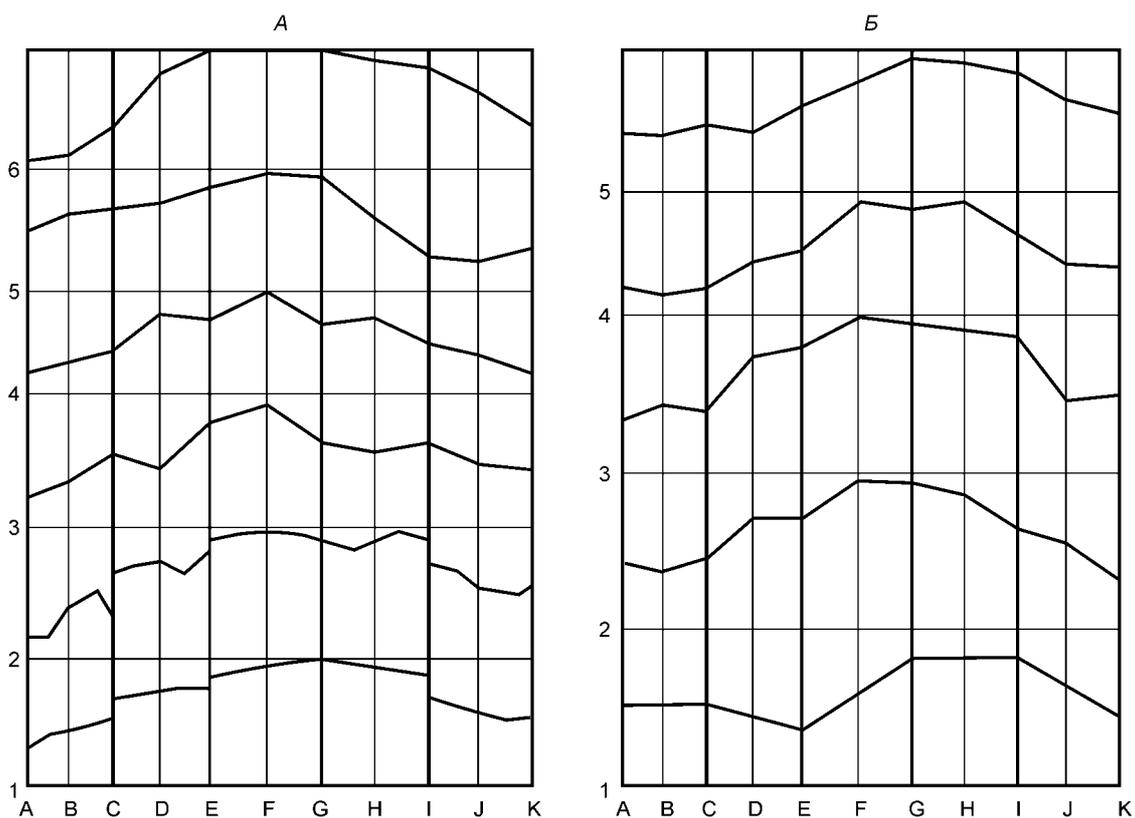


Рис. 9. Профили сегмента Баконао—Пилон в районе Сьерры-Маэстры.

А — Пилон, *В* — Мота, *С* — Масьо, *Д* — Ла-Плата, *Е* — Туркино, *Ф* — Эль-Уверо, *Г* — Чивирико, *Н* — Секо, *И* — Сантьяго-де-Куба, *Ж* — Сибоней, *К* — Баконао. *А* — морфометрия. 1 — отношение гипсометрии к батиметрии; 2 — градиент рельефа; 3 — плотность трещиноватости; 4 — количество блоков; 5 — число речных террас; 6 — количество речных бассейнов. *Б* — сейсмичность. 1 — M_{\max} ; 2 — сейсмическая активность; 3 — плотность эпицентров; 4 — высвобождаемая энергия; 5 — глубина очага.

окрестности Сьерры-Маэстры, отсутствуют. Здесь отмечается последовательность холмистых морских террас, отсутствие речных террас и глубокая река, текущая с севера на юг с градиентами до 37 %. Например, главная река восточной зоны в низовьях (Сан-Антонио-дель-Сур) течет параллельно берегу в западном направлении. Эта дифференциация также отражена в подводном морском рельефе [Cotilla et al., 1991a]. Эти авторы получили цифры 0.85 и 0.42 в качестве индекса ландшафта для западной и восточной частей соответственно. Кроме того, из рис. 3, А, Б видно: 1) область наибольшей сейсмичности расположена в секторе Сьерра-Маэстра, между Уверо и Баконао; 2) в Сан-Антонио-дель-Сур, к востоку от Баконао, отмечен рой землетрясений, хотя с более низкими показателями уровня энергии и плотности, чем в предыдущей области (рис. 7, А, Б). Следовательно, можно считать, что в этом регионе существует прямая связь между современным рельефом и сейсмичностью. Еще раньше Калэ и Мерсье де Лепинай [Calais, Marcier de Lepinay, 1990, 1992] и Котилья и др. [Cotilla et al., 1991a] пришли к такому же выводу.

При помощи ГИС, подготовленной для персонального компьютера [Cotilla, Cordoba, 2003] для того, чтобы с наибольшей надежностью установить геометрию сейсмоактивного слоя разлома БК, было изучено распределение землетрясений по глубине и магнитуде для сегмента Пилон—Баконао (рис. 8, А). Рисунок 8, Б показывает модель активных зон для сектора Чивирико—Баконао, который представляет собой область с наибольшей плотностью эпицентров и наибольшей выделенной энергией. По этим рисункам можно установить, что сейсмическая активность преобладала в районе Сантьяго-де-Куба. Методика цифровой обработки снимков описана в работе Котилья и Кордобы [Cotilla, Cordoba, 2004].

По данным Котилья и др. [Cotilla et al., 1991a, 2003] и Гонсалеса и др. [Gonzalez et al., 2003] были построены два относительных профиля для сегмента Пилон—Баконао (рис. 9, А, Б), где показано пространственное совпадение наиболее крупных неотектонических контрастов в окрестностях Сантьяго-де-Куба.

Выполнив аналогичные, но менее точные построения, Котилья и Альварес [Cotilla, Alvarez, 2001], опираясь на неотектонические, микротектонические и сейсмические исследования, предположили, что в области Гавана—Матансас на западе Кубы (см. рис. 4) существуют восемь ячеек или зон, семь пересечений (или узлов) и девять разломных сегментов, связанных с пятью активными разломами (Кочинос, Гване, Икакос, Гавана—Сьенфуэгос и Нортекубана) (см. рис. 8 из работы [Cotilla, Alvarez, 2001]).

Существование режима сжатия в разломе Нортекубана можно вывести на основании очаговых механизмов, показанных на Всемирной карте напряжений [World-Stress map, 2003], приурочив его к северо-востоку Кубы и восточным штатам Америки. Ранее Котилья [Cotilla, 1993] указывал: 1) сейсмичность в этой части разлома выше, чем в западном секторе, 2) неотектонические характеристики также довольно различны: сброс на западе и взброс на востоке. Все эти явления можно интерпретировать как результат неравномерной передачи напряжений из разломной зоны БК.

КАТАЛОГ РАЗЛОМОВ

Мы изучили более 30 разломов, являющихся наиболее значимыми тектоническими структурами, предположительно связанными с сейсмической активностью на территории Кубы и ее окрестностях. Однако после проведения полевых работ только двенадцать из них были классифицированы как активные разломы. На рис. 5 показаны все двенадцать разломов, которые демонстрируют современную активность на Кубе в соответствии с критериями Хаттера и др. [Hatter et al., 1993]. В частности, эти разломы отвечают вышеназванным (см. раздел „Разломы, неотектоника и сейсмичность“) критериям (а) и (б), тогда как только два из них (Бартлетт—Кайман и Нортекубана) отвечают третьему критерию (в), а именно, критерию очагового механизма. Кроме того, все разломы соответствуют хорошо известным критериям геоморфологического типа [Yeats et al., 1997]. Все соответствуют 1-му типу разломов NUREG-1451 [1992] и выполняют условия Лея и Уоллеса [Lay, Wallace, 1995] и Рейтера [Reiter, 1990] для активных сейсмических структур. Следовательно, разломы Гавана—Сьенфуэгос и Кауто—Нипе являются скрытыми структурами, поскольку они согласуются с описанием, представленным Рабочей группой по изучению вероятности землетрясений в Калифорнии [Working..., 1995]. Данные, на основании которых эти структуры распознаются в настоящей работе, сведены в табл. 1. Это не означает, что остальные семь сейсмогенных структур, выделенные на сеймотектонической карте, не являются активными, просто имеющиеся данные не позволяют сделать определенных выводов относительно них. Некоторые из этих разломов частично или полностью были охарактеризованы другими авторами [Ad hoc Comision, 1991; Cotilla et al., 1996; Cotilla, 1998b]. Выделение этих структур другими исследователями вовсе не означает, что критерии относительно их местоположения и активности совпадают [Cotilla et al., 1996; Cotilla, 1998b, 1999a,b; Cotilla, Alvarez, 1999]. Котилья [Cotilla, 1993] также утверждал, что все эти разломы можно выделить при помощи гравиметрических карт Куеваса и др. [Cuevas et al., 1991] и Сасчины [Sazchina, 1969]. Общие характеристики разломов сведены в табл. 2. Рисунок 10, построенный с использованием данных ГИС и главным образом в соответствии с представлениями Ботта [Bott, 1959], является результатом микротектонического исследования рассматриваемых разломов, с привлечением данных Котилья и др. [Cotilla et al., 1991b]. Плоскости сместителя обычно имеют следы оползней, что позволяет

Таблица 1.

Активные разломы

№ п/п	Разлом	Обозначение	Местоположение	Выявлено по данным	Географическое положение
1	Баконао	Б (B)	Восточная зона	Ge, Gp, R, S	Баконао, Эль-Кристо, Гран Пьедра, Манати, Сан-Херман
2	Бартлетт—Кайман (Ориенте)	БК (BC)	Юго-восточная окраина	Ge, Gm, Gp, Gr, R, S	Юго-восток острова
3	Кочинос	К (C)	Западная зона	Ge, Gm, Gp, Gr, R, S, Sm	Залив Кочинос, Карденас, Хирон, Ховельянос, Педро Бетанкур, Торрьенте-Х. Гранде
4	Камагуэй	КА (CA)	Центрально-восточная зона	Ge, Gm, Gp, Gr, R, S	Камагуэй, Минас, Сенадо и Вертиентес
5	Кауто—Нипе	КН (CN)	»	Ge, Gm, Gp, Gr, R, S, Sm	Байямо, Мансанильо и Нипе
6	Кубитас	КУ (CU)	»	Ge, Gp, R, S	Эсмеральда и юг Кубитас
7	Гване	Г (G)	Западная зона	Gp, R, S	Гване, Харуко, Пинар-дель-Рио и Сан-Хосе-де-лас-Лахас
8	Гавана—Сьенфуэгос	ГС (HC)	Центрально-западная зона	Gp, R, S	Центр Ла-Гаваны, Сьенфуэгос, Сан-Хосе-де-лас-Лахас и Торрьенте-Х. Гранде
9	Икакос	И (H)	Западная зона	Ge, Gm, Gp, Gr, R, S	Батабано, Мадруга, Матансас и Варадеро
10	Ла-Троча	ЛТ (LT)	Центральная зона	Ge, Gm, Gp, Gr, R, S, Sm	Хатибонико, Махагва и Санкти-Спиритус
11	Лас Вильяс	ЛВ (LV)	»	Ge, Gm, Gp, Gr, R, S	Камахуани, Корралильо, Энкру-сихада, Гуинес, Марти, Куемадо-де-Куинес, Ремедиос, Сагва-ла-Гранде и Ягвахай
12	Нортекубана (Северный)	НК (NC)	Северная окраина	Gp, S	Север острова

Примечание. Данные: Ge — геологические, Gm — геомагнитические, Gp — геоморфологические, Gr — гравиметрические, R — дистанционного зондирования, S — сейсмологические, Sm — сейсмического зондирования. Источники: [Cotilla, 1993, 1998b, 1999b; Cotilla, Alvarez, 1999, 2001; Cotilla, Francke, 1999; Cotilla et al., 1991a, b, 1996].

рассматривать их с точки зрения кинематики. Смещение субгоризонтальных полос и топографические уступы также помогают установить направление движения вдоль разлома.

Разлом Баконао (Б). Этот разлом сочетает в себе почти вертикальные сбросовые элементы и взбросовые сегменты с левым смещением. Он относительно глубок и в своей северной оконечности пересекает разлом Нортекубана (в Манати), а на юге — разлом Бартлетт—Кайман (лагуна Баконао). На севере он ограничен горным массивом Гран-Пьедра, восточнее Сьерры-Маэстры. Он простирается с северо-запада на юго-восток. В этом секторе разлома имеются широкие сплошные и резко обрывающиеся уступы, а также много нарушенных речных террас четвертичного и плейстоценового возрастов. Сегмент, ближайший к массиву Гран-Пьедра, приурочен к руслу одноименной реки. В окрестностях бассейна Кауто он смещается разломом Кауто—Нипе и образует два сегмента. Зарегистрированная приборами сейсмическая активность (см. рис. 3, Б) позволяет четко выделить три области: 1) Сьерра-Маэстра, 2) бассейн Кауто и 3) Манати. Наиболее значительные землетрясения: $I = 4$ MSK (23.10.1984, 01.09.1985, 07.01.1986, 16.04.1986 и 07.07.1987)

Разлом Бартлетт—Кайман (БК). В нашем исследовании разлом тянется от возвышенного центра спрединга до Пунта-де-Маиси—Гаити. Это наиболее крупная и сложная система Кубы. В подводном рельефе она проявлена на глубину более 7 км (Бартлетт или Ориенте), а на суше — это хребет примерно 2 км высотой (Сьерра-Маэстра). Итого около 10 км. На южной окраине Кубы отмечается крутой, но крайне неравномерный склон. Присутствие столь крупного разлома отразилось на морфологии региона. Сейсмические структуры, современные разломные выступы с коллювиальными клиньями, которые деформируют систему водосбора и очертания юго-восточного побережья (Пилон—Баконао), свидетельствуют о том, что этот крутой разлом активен, по меньшей мере, начиная с миоцена. Котилья и др. [Cotilla et al., 1991b] выделяют четыре сектора деформации вдоль юго-восточного берега Кубы: 1) меридиональное удлинение в виде наполненных карстом жил и сбросов; 2) сжатие в направлении СВ—ЮЗ или почти С—Ю; 3) сжатие в направлении СЗ—ЮВ; 4) сжатие в направлении ВСВ—ЗЮЗ или В—З. Они соответствуют сдвигам Риделя. Преобладающие режимы разломообразования можно разделить на две группы: 1) левосторонние сдвиги; 2) взбросы. Первая группа приурочена к переходной зоне от бассейна Кабо-Крус до деформиро-

Таблица 2.

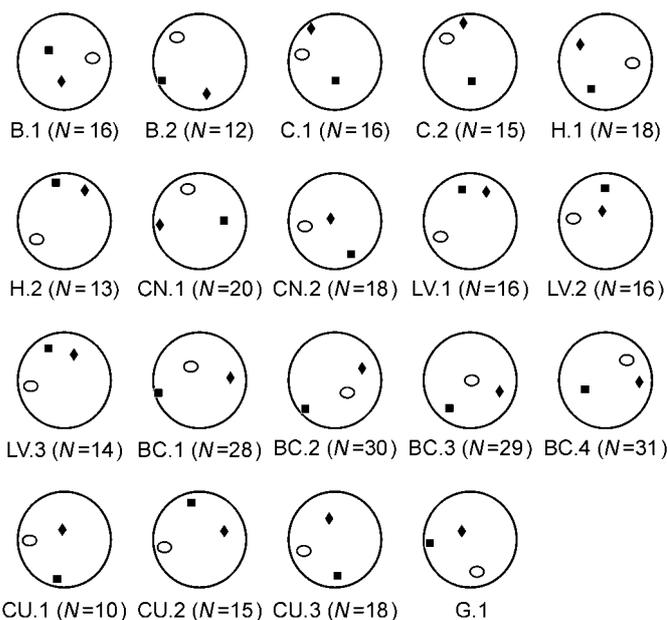
Основные характеристики активных разломов

№ п/п	Характеристика	Б	БК	К	КА	КН	КУ	Г	И	ГС	ЛТ	ЛВ	НК
1	Тип разлома	Нормальный сброс с элементами взброса, левый сдвиг	Левосторонний сдвиг	Нормальный сброс с элементами взброса, левый сдвиг	Левосторонний сдвиг	Левосторонний сдвиг	Нормальный сброс с элементами взброса	Левосторонний сдвиг	Левосторонний сдвиг	Левосторонний сдвиг	Сброс с левосторонним сдвигом	Сброс с элементами взброса	Система вертикальных сбросов и взбросов
2	Преобладающее простираие	СЗ—ЮВ	В—З	ССЗ—ЮЮЗ	СВ—ЮЗ	СВ—ЮЗ	ЗСЗ—ВЮВ	СВ—ЮЗ	СВ—ЮЗ	СЗ—ЮВ	СВ—ЮЗ	СЗ—ЮВ—В—З	В—З—СЗ—ЮВ
3	Длина (км)/ширина (км)/глубина (км)	240/10/10	>1000/200/20	200/30/20	180/30/10	150/20/20	190/20/10	280/10/30	230/20/20	310/10/10	200/30/10	250/30/10	>1000/50/35
4	Проявление	Земля—море	Земля—море	Земля—море	Земля	Земля—море	Земля	Земля	Земля—море	Земля—море	Земля—море	Земля	Море
5	Сегменты	2	3	2	1	2	2	3	3	4	1	2	6
6	Изосейсты	Да	Да	Да	Да	5.8/3.5	4.1/3.0	5.9/3.0	3.0/—	5.0/4.7	4.3/4.6	4.5/4.5	6.2/5.6
7	Максимальная магнитуда (оценка/регистрация)	3.0/3.0	7.3/6.9	5.0/4.7	3.0/—	Да	Да	Да	Да	Да	Да	Да	Да
8	Измеренная сейсмичность	Да	Да	Да	Да	»	»	»	Нет	»	»	»	»
9	Макросейсмические события	5	>100	21	5	5	5	21	14	31	5	10	12
10	Исторические землетрясения	Да	Да	Да	Да	Да	Да	Да	Да	Да	Да	Да	Да
11	Очаговый механизм	Нет	»	Нет	Нет	Нет	Нет	Нет	Нет	Нет	Нет	Нет	»
12	Нарушения	Да	»	Да	»	Да	»	Да	»	Да	»	»	»
13	Сеймотектоническая зона	Вост.	В—ЮВ	З—ЦВ	ЦВ	ЦВ—В	ЦВ	Зап.	Зап.	З—ЦВ	ЦВ	ЦВ	Северная граница мегаблока
14	Неотектоническая категория	3—4	1	4	3	2—3	4	3	4	5	3	3	2
15	Сеймотектоническая категория	3А, 4	1А, 1В	3А	3А	2А	2В, 3А	2А	3А	3А	3А	2А, 3В	2А, 2В
16	Пересечения/узлы	6/4	25/20	6/3	2/2	5/4	2/2	15/10	4/3	5/5	3/3	3/2	8/6
17	Граничные структуры	Блоки	Мегаблоки	Макроблоки	Блоки	Макроблоки	Блоки	Макроблоки	Блоки	Блоки	Макроблоки	Блоки	Мегаблоки

Примечание. 1—3, 13, 15, 16 — по [Cotilla et al., 1991b]; 4, 5, 14, 17 — по [Cotilla et al., 1991a, 1998; Cotilla, 1999]; 6—12 — по [Alvarez et al., 1985, 1990; Cotilla, 1993, 1998c, 1999b, 2003; Cotilla, Alvarez, 1999, 2001; Cotilla, Udias, 2000; Cotilla et al., 1991b, 1997a,b; Perrot et al., 1997; Rubio, 1985].

Рис. 10. Усредненные микротектонические определения по представлению Ботта [Bott, 1959] в стереосетке Вульфа, нижняя полушара.

Черные прямоугольники — σ_1 (вертикаль); треугольники — σ_2 (максимум по горизонтали); кружки — σ_3 (минимум по горизонтали). Здесь $R = 1/R$, это соответствует рис. 5. В.1 — Баконао, В.2 — Сантьяго-де-Куба, С.1 — Кочинос, С.2 — Канимар, Н.1 и Н.2 — Матансас, С.Н.1 — Мансанильо, С.Н.2 — Нипе, Л.В.1 — Сагуа-ла-Гранде, Л.В.2 — Ягуахай, Л.В.3 — Флоренсия, В.С.1 — Пилон, В.С.2 — Пунта Камарон Гранде, В.С.3 — Плайя Агуадорес, В.С.4 — Сан-Антонио-дель-Сур, С.У.1 — Кунагуа, С.У.2 — Камахан, С.У.3 — Хибара, Г.1 — завод по переработке сахарного тростника в Галопе, вблизи Сан-Криstopоля.



ванного пояса Сантьяго, протянувшегося вдоль этой разломной зоны. Современные структуры меняются по простиранию, причем на западе преобладает трансензия, а на востоке — транспрессия. Плоскости сместителя, следуя тенденции разломной зоны, падают на север под углом 60—85°. Тип и ориентация главного нормального палеостресса меняются по простиранию в соответствии с наблюдениями за крупномасштабными подводными структурами на южной континентальной окраине Кубы [Cotilla et al., 1991a].

Неоген-плейстоценовые известняки деформированы, сдвинуты, разорваны и содержат наполненные карстом и кальцитом трещины растяжения [Cotilla et al., 1991a,b]. На рис. 3, В показаны рои эпицентров за период 1977—1994 гг. С этой областью связаны следующие землетрясения: $I = 9$ MSK: 11.06.1766 ($M_s = 6.8$) и 20.08.1852 ($M_s = 7.3$); $I = 8$ MSK: 11.02.1678, 11.07.1670, 13.11.1762, 18.09.1926, 26.11.1852; $I = 7$ MSK: 08.1578, 1580, 11.02.1675, 1682, 1762, 11.02.1775, 01.11.1775, 07.07.1842, 20.01.1848, 28.01.1858, 19.09.1903, 22.06.1906, 25.12.1914, 17.01.1930. Очаговые механизмы, полученные разными авторами [Molnar Sykes, 1969; Dean Drake, 1978; Mocquet, 1984; Alvarez et al., 1985; Rubio, 1985; Perrot et al., 1997; Harvard CMT] соответствуют следующим землетрясениям: 23.02.1887 ($M_s = 7.5$, ($I = 9$ MSK)), 20.02.1917 ($M_s = 7.4$), 03.02.1932 ($M_s = 6.7$, ($I = 8$ MSK)), 07.08.1947 ($M_s = 6.7$), 19.09.1957 ($mb = 6.0$), 20.04.1962, 25.07.1962, 23.02.1966 ($mb = 4.9$), 25.02.1969 ($mb = 5.4$), 11.10.1968 ($mb = 4.3$), 16.02.1969 ($mb = 4.2$), 16.03.1970 ($mb = 4.7$), 23.22.12.1970 ($M_s = 4.7$), 11.04.1972 ($mb = 4.7$), 20.05.1973 ($M_s = 4.5$), 19.02.1976 ($M_s = 5.7$), 23.02.1976 ($mb = 4.6$), 24.02.1976 ($mb = 4.8$), 17.10.1976 ($mb = 4.6$), 13.11.1978 ($M_s = 5.1$), 08.02.1980 ($M_s = 4.2$), 01.09.1985 ($M_s = 5.1$), 12.02.1989 ($M_s = 5.2$), 22.05.1990 ($M_s = 5.2$), 26.08.1990 ($M_s = 5.9$), 04.09.1990 ($M_s = 5.2$), 26.08.1991 ($M_s = 5.2$), 25.05.1992 ($M_s = 6.9$), 27.06.1992 ($M_s = 5.3$), 27.06.1995 ($M_s = 5.6$).

Разлом Камагуэй (КА). Этот разлом пересекает в северо-восточном направлении центрально-восточную сейсмотектоническую зону Америки с юга (Вертиентес) до пересечения (Минас и Сенадо) с разломом Кубитас на севере. Он имеет левосторонний сдвиг с почти вертикальной плоскостью сместителя. Хотя он и ассоциируется с низким уровнем сейсмичности, концентрация эпицентров в его пределах весьма значительна. Среди сейсмических событий отмечены: 23.11.1949 ($I = 4$ MSK); 09.1955, 12.1966 ($I = 3$ MSK) и зафиксированные без конкретизации (1770; 12.04.1776; 28.04.1846; 10.1846; 07.03.1858; 10.11.1952; 16.12.1954).

Разлом Кубитас (КУ). Почти вертикальный сброс с несколькими секторами взбросового характера. Он ограничен к югу от Сьерры-де-Кубитас. Есть несколько крупных уступов. Возраст — плиоцен-четвертичный. Простирание — ЗСЗ—ЮЮВ. На востоке он связан с разломами Кауто—Нипе и Баконао, а на западе — с Ла-Троча. Он аналогичен разлому Лас-Вильяс, хотя и менее активен. Его ограничивает северное удлинение разлома Камагуэй. Сейсмичность позволяет очертить его поверхностные контуры. С ним связаны следующие землетрясения: $I = 5$ MSK (16.03.1952; 01.01.1953); $I = 4$ MSK (1964; 27.06.1972; 08.10.1986); $I = 3$ MSK (1948; 1960); 08.04.1974 ($M_s = 3.7$) и другие события, упомянутые без деталей (22.04.1837; 28.04.1864; 25.05.1941, 29.07.1943; 07.07.1952; 25.03.1954; 1969).

Разлом Кочинос (К). Смещенный влево сброс с несколькими взбросовыми сегментами. Он покрыт молодыми осадками в одноименном асимметричном бассейне с простиранием ССЗ—ЮЮВ. Южнее он очень хорошо выражен в рельефе залива Кочинос и пересекает одно из двух ответвлений разломной системы Суркубана, где в 1964 г. произошло Хиронское землетрясение. Северный конец разлома находится в окрестности залива Матансас (на р. Канимар), там где он пересекается с разломом Икакос и

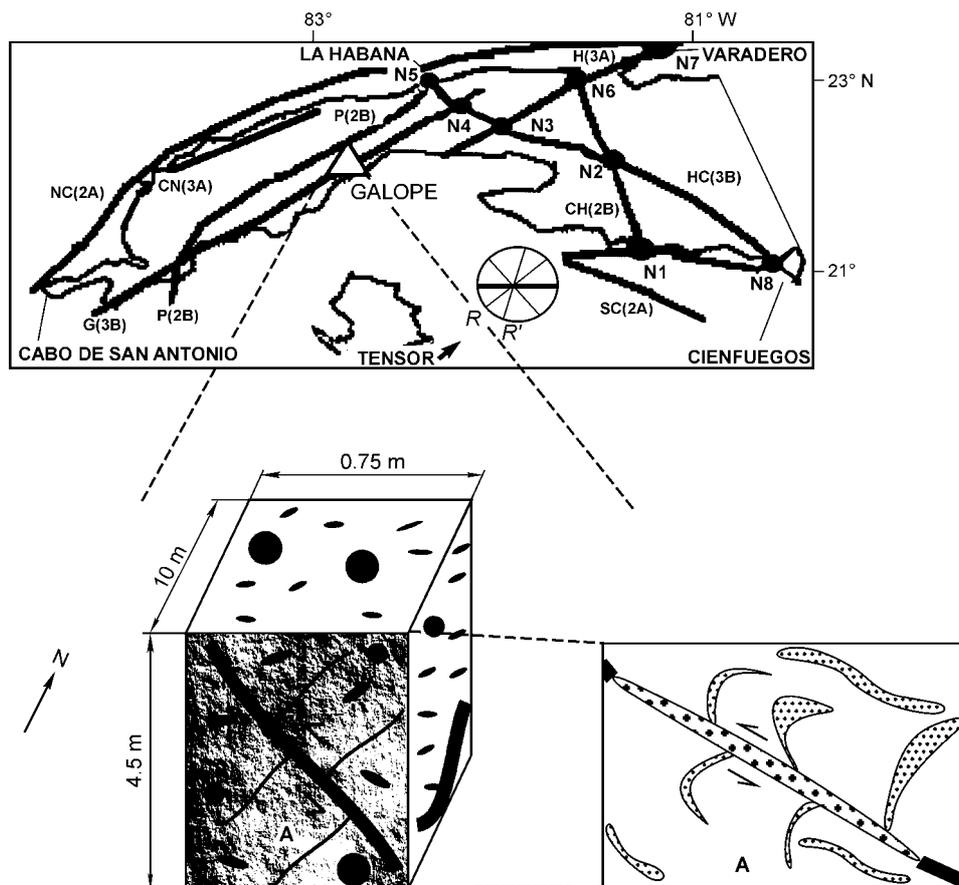


Рис. 11. Местоположение завода по переработке сахарного тростника в Галопе, разрушенного во время землетрясения 28 января 1880 г. ($I = 8$ MSK).

Он находится в западной сеймотектонической зоне. Это сейсмическое событие было названо Сан-Кристобальским, поскольку именно в этой местности произошли наиболее значительные разрушения.

западным ответвлением разломной системы Нортекубана. Предположительно, он возник во время олигоцена. Этот разлом нарушает северо-восточную закономерность структур Кауто—Нипе и Ла-Троча и подтверждает изгиб морфоструктурного плана Кубы. Все события, происходившие в этом районе, имеют низкую интенсивность: 1903; 01.1927; 05.06.1928; 27.03.1964; 1974. Наиболее значительное землетрясение произошло 16 декабря 1982 г. ($M_s = 5.0$) на пересечении с разломом Гавана—Сьенфуэгос, в районе Торрьенте—Ягуэй Гранде.

Разлом Кауто—Нипе (КН). Система разломов с левым смещением, состоящая из нормальных сбросов, простирающихся с СВ на ЮЗ от пересечения с разломом Бартлет—Кайман до Нортекубаны. Эта структура связана с раздвиговым бассейном в окрестности р. Кауто. Он с двух сторон ограничивает морфоструктурный план острова, и его контур маркируется несколькими эпицентрами. На юго-западной оконечности (Кабо-Крус, пересечение с разломом БК) и на северо-востоке (Нипе, пересечение с разломом Нортекубана) наблюдается несколько роев эпицентров (см. рис. 3, В). Восточная сеть выявила более ста событий с $M_s < 3.0$ в 1979—1994 гг. В этом районе произошли следующие исторические землетрясения: 1551 ($I = 8$ MSK); $I = 7$ MSK (10.1624; 03.08.1926), $I = 4$ MSK (16.04.1987; 25.04.1987); и упомянутые без подробностей: 26.11.1856; 28.01.1858.

Разлом Гване (Г). Крупная и сложная структура, полностью покрытая молодыми осадками в бассейне Лос-Паласиос. Она преимущественно вертикальна, с левым смещением, простирается с СВ на ЮЗ. Располагается к югу от выделенного разлома Пинар, который хорошо выражен в рельефе, но не активен. Он тянется от Кабо-де-Сан-Антонио, где пересекается с разломными системами Нортекубана и Суркубана, до района Харуко, Ла-Гавана. К нему приурочены эпицентры: $I = 8$ MSK (23.01.1880); $I = 6$ MSK (20.12.1937); $I = 5$ MSK (11.09.1957; 11.06.1981), $I = 4$ MSK (23.09.1921; 1978; 31.08.1886), $I = 3$ MSK (15.02.1939; 09.03.1976; 15.03.1976; 09.06.1981; 1982; 09.1988); неклассифицированные (20.04.1939; 1958; 1964; 1974). В руинах Инхенио Галопе (фабрика по переработке сахарного тростника),

вблизи Сан-Кристобаля, разрушенного землетрясением 1880 г., можно определить тензор напряжений по нескольким сейсмическим открытым трещинам в сохранившейся стене (рис. 11). Землетрясение 09.03.1995 ($M_s = 2.5$) в местности Сан-Хосе-де-лас-Лахас, около Гаваны, произошло на пересечении с разломом Гавана—Сьенфуэгос.

Разлом Икакос (И). Нормальный сброс с левосторонним смещением. Проявлен по всему п-ову Икакос и заключен внутри него по восточной окраине залива Матансас, четко ограничивающей на востоке Матансасский блок. Простирается главным образом СВ—ЮЗ. Морфология разлома неоднородна, в частности, он очень слабо проявлен в южном секторе (Гвинес—Батабано). На северной оконечности четко выражено соединение с разломом Нортекубана (в двух ответвлениях) на вышеупомянутом изгибе арки Кубинского мегаблока. Несмотря на отсутствие инструментальных записей (в его окрестностях нет сейсмических станций), отмечены макросейсмические эпицентры $I = 5$ MSK (05.03.1843; 1852; 28.05.1914; 10.09.1854); $I = 4$ MSK (1812; 27.05.1914; 27.04.1974); $I = 3$ MSK (1978) и неклассифицированные (1854 и 1880).

Разлом Гавана—Сьенфуэгос (ГС). Разлом с левосторонним сдвигом. Считается неоднородной и крупной структурой, простирающейся в направлении СЗ—ЮВ. Его северо-западная оконечность хорошо выражена в рельефе Гаванского залива, а юго-восточная — залива Сьенфуэгос. Обе оконечности образуют морфоструктурные узлы с системами Нортекубана и Суркубана. На основании данных Ле Роя [Le Roy, 1998] и данных по землетрясениям, зарегистрированным Геологической службой США [Cotilla, Alvarez, 2001], можно считать, что этот разлом простирается до Мексиканского залива. Соответствующие эпицентры землетрясений являются макросейсмическими и инструментальными 16.12.1982 ($M_s = 5.0$); 09.03.1995 ($M_s = 2.5$); $I = 5$ MSK (21.02.1843; 04.10.1859; 25.03.1868; 20.02.1970); $I = 4$ MSK (15.04.1907; 1941; 18.12.1942; 11.09.1957); $I = 3$ MSK (12.1862), и не классифицированные (1693; 1810; 1835; 08.03.1843; 1844; 1852; 1854, 1880). Недавно в двух узлах (пересечениях) этого разлома была зарегистрирована сейсмическая активность: 1) 16.12.1982 на пересечении с разломом Кочинос; 2) 09.03.1995 на пересечении с разломом Гване [Cotilla, 1999b].

Разлом Ла-Троча (ЛТ). Представляет собой зону разломов с крутым левосторонним сдвигом. Простирается в северо-восточном направлении от устья р. Саса на юге до северной части острова, где пересекает разлом Нортекубана. Возраст — плиоцен-четвертичный. Ограничивает бассейн с мощностью осадочного наполнения менее 1 км. Связан со следующими землетрясениями: 30.07.1943 ($I = 5$ MSK); $I = 4$ MSK (11.11.1970; 26.07.1971).

Разлом Лас-Вильяс (ЛВ). Этот разлом следует главному простираению острова в южной части Альтурас-дель-Норте-де-Лас-Вильяс, от окрестностей Сьерры-де-Бибанаси до Сьерры-де-Хатибонико. Это крутой нормальный сброс с отдельными взбросовыми секторами. На востоке его пересекает разлом Ла-Троча. В его пределах находится несколько молодых эродированных уступов. Возраст — плиоцен-четвертичный. С ним связаны следующие сейсмические события: 15.08.1939 ($M_s = 5.6$); 01.01.1953 ($I = 5$ MSK); $I = 4$ MSK (03.02.1952; 25.05.1960), 22.01.1983 ($I = 3$ MSK) и неохарактеризованное событие 04.01.1988.

Разлом Нортекубана (НК). Это нормальная система взбросов, вертикальных и кулисообразных разломов, которые тянутся бок о бок, образуя дугу вдоль всего континентального склона северной части Кубы [Buznevu, 1968; Levchenko, Riabujin, 1971]. Глубина и градиент склона меняются значительно от востока к западу. Наиболее глубокими и крутыми частями являются, прежде всего, восточный (Пунта-де-Майси—Камагуэй), затем западный (Кабо-де-Сан-Антонио—Икакос), а наиболее представительной относительно поперечного спектра является центральная часть (к востоку от п-ова Икакос до Камагуэя). Такое положение обусловлено реакцией современной дифференциальной геодинамики на разнообразную геологию региона [Cotilla et al., 1996]. Через узлы система связана с разломами, которые пересекают кубинский мегаблок: Гавана—Сьенфуэгос, Икакос, Ла-Троча и Кауто—Нипе. Наиболее важный морфоструктурный узел совпадает на востоке с разломом Бартлетт—Кайман (с большой плотностью эпицентров). На этот узел приходится значительная историческая и современная сейсмическая активность [Cotilla et al., 1991a,b]. Котилья [Cotilla, 1993] проанализировал сейсмическую активность за период с 1979 по 1991 г. и показал, что 20 % сейсмичности, зарегистрированной сетью Кубы, приходится на северо-восточный сегмент этого разлома, тогда как только 5 % зарегистрировано в его северо-западном сегменте. Все события имели $M_s < 4.0$. Наиболее значительные исторические и современные сейсмические события, связанные с этим разломом: 12.08.1873; 03.02.1880; 28.02.1914 ($M_s = 6.2$); 15.08.1939 ($M_s = 5.6$); 24.07.1970; 13.05.1978; 05.01.1990 ($mb = 4.5$); 20.03.1992 ($M_s = 4.0$); 24.09.1992 ($I = 5$ MSK), 28.12.1998 ($mb = 5.4$). В свое время этот разлом вызвал цунами (15.08.1939) [Rubio, 1985].

Эта группа из 12 разломов объединяет главные активные структуры с умеренной сейсмичностью, которая воздействует лишь на верхнюю часть коры. БК и НК — наиболее активные разломы и, кроме того, это границы Кубинской микроплиты. Существует еще один набор разломов: Боньято, Сьенфуэгос-Санта-Клара, Консоласьон-дель-Норте, Гуама, Пуриаль, Суркубана (сегмент разлома Сьенфуэгос) и Туйнику —

которые, хотя и отвечают заданным условиям активности, не включены в каталог из-за своих малых размеров. Проще говоря, они не являются региональными. Однако эти разломы отображены на СТК [Cotilla, Alvarez, 1999] и используются для оценки сейсмической опасности.

Выявить разломы, расположенные в западных, центральных и центрально-восточных штатах Америки, по эпицентрам весьма затруднительно из-за практически полного отсутствия постоянных сейсмических станций [Cotilla, 1998d]. Однако при использовании макросейсмических данных (воздействие и изосейсты) во всех случаях можно предположить связь между разломом и землетрясением [Cotilla, Alvarez, 2001]. С другой стороны, по отклонениям, наблюдаемым на водоразделах, в руслах рек и бассейнах [Cotilla et al., 2003], можно установить наличие упомянутых разломов. В частности, расположение и геометрия речных бассейнов указывают на активность разломов Б и КН при стоке рек со Сьерры-Маэстры на север и разлома БК при стоке на юг. Морфоструктурный анализ Гонсалеса и др. [Gonzalez et al., 2003] по конфигурации, простиранию и гипсометрии позволил выявить неоформы, в частности региональных разломов. Таким образом, при ином подходе удалось интерпретировать их присутствие в рельефе и объяснить связь между иерархией и активностью.

Примечательно, что разломы Баконао и Гавана—Сьенфуэгос, даже зародившиеся в разных штатах Америки, придерживаются одного и того же СЗ—ЮВ направления в современном морфоструктурном плане острова. Мы считаем, что это благоприятствует блоковому составу и передаче напряжения с последующим выделением сейсмической энергии [Cotilla, 1993]. Эти два разлома имеют такую же геометрию, что и разлом Бонао на Гаити [Cotilla et al., 1997a]. Мы также полагаем, что простирание, геометрия и активность разломов К, Г, ГК и НК в западных штатах Америки предопределяются наличием двух крупных океанических депрессий, Мексиканского залива и Юкатанского пролива, в отличие от современного поля тектонических стрессов, обусловленного влиянием плит Карибской, Кокос и Североамериканской. Кроме того, структуры восточных и центрально-восточных сеймотектонических зон, соответствующие разломам Б, К, КН, КУ, ЛТ, ЛВ и НК, были определены в контексте латерального дифференциального столкновения Карибской плиты с южной частью Североамериканской. В Североамериканской плите отмечается латеральная последовательность, с запада на восток, типовых структур континентальной платформы и океанической коры, которая реагирует на стресс совсем иначе.

Как уже упоминалось, исходя из ограниченных неотектонических структур и их деформаций, Котилья и др. [Cotilla et al., 1991b] предположили, что в настоящее время существует только один тензор напряжений, а на основании данных анализа очаговых механизмов землетрясений сделали вывод, что они влияют на Кубинский мегаблок. После этого данные по зеркалам скольжения, полосчатости, трещинам и разрывам были собраны с 1600 станций, расположенных в пределах миоцен-четвертичных формаций, чтобы оценить кинематику и историю напряжений на Кубе [Cotilla et al., 1991b]. Пакет программ ZIPE (в настоящее время Geoforschung Zentrum) был использован для определения осей наибольшего (σ_1), среднего (σ_2) и наименьшего (σ_3) палеонапряжений. Это был первый численный результат по тензору,

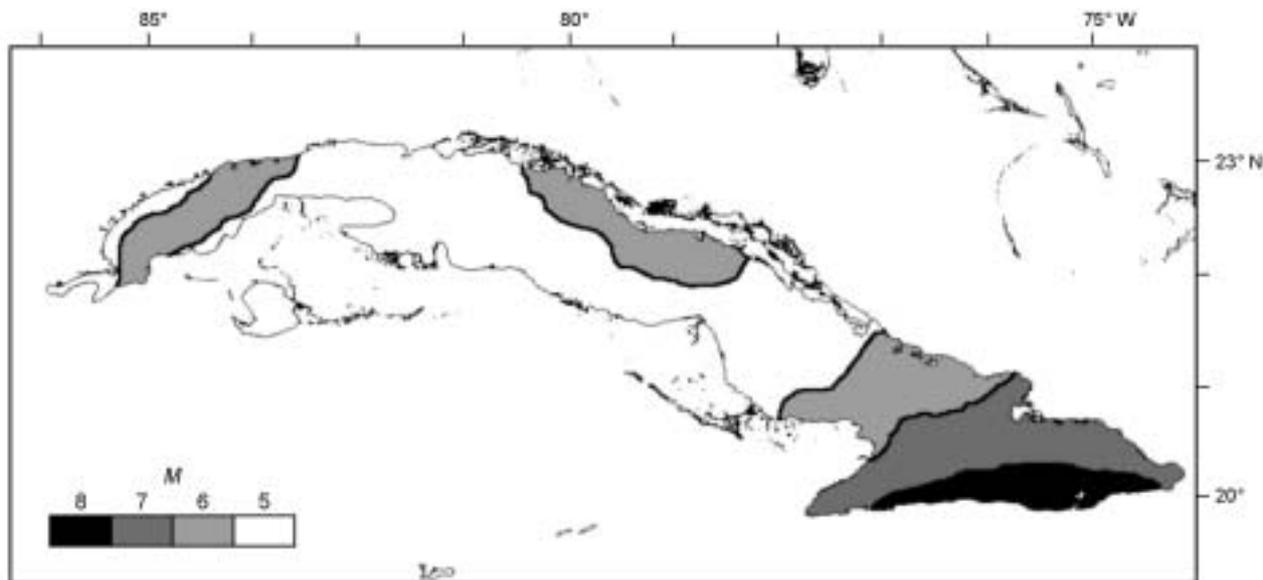


Рис. 12. Карта Кубы с указанием сейсмической опасности.

Шкала интенсивности серого цвета соответствует максимальной сейсмической интенсивности по шкале MSK за 100-летний период.

хоть и оговаривалось, что это лишь предварительные данные. Тензор был получен обратным способом, т. е. из простирации и направлений скольжения некоторого множества разломов, обследованных в поле. В результате, было определено преобладание левого смещения с компонентами взброса. Кроме того, ориентация главной оси близка к ориентации, полученной при помощи диэдрических диаграмм [Cotilla et al., 1991b].

Используя данные по очаговому механизму, мы получили максимальное горизонтальное напряжение сжатия ($\sigma_{h \max}$, достоверность 90 %) для пяти секторов (Кайман, Кабо-Крус, Сьерра-Маэстра, Сантьяго-де-Куба—Гуантанамо, Гаити) в соответствии с представлениями Зобэка [Zoback, 1992] (см. рис. 6). Мы также применили к этим секторам метод Риверы и Систернаса [Rivera, Cisternas, 1989]. Чтобы определить тензор напряжений по всему региону, мы использовали в общей сложности 50 очаговых механизмов (см. рис. 6). Направления региональных напряжений и соотношения осей, которые наилучшим образом согласуются с имеющимся очаговым механизмом, определяются поиском эллипсоидов напряжений по сетке в предположении, что напряжение в области источника однородно. Эти результаты подтверждают полученные ранее данные.

Построенная ГИС содержит общую и конкретную информацию. Общая информация включает в себя: 1) тектоническую схему Северокарибского бассейна; 2) цифровое изображение Кубинского рельефа в м-бе 1:100 000; 3) речную сеть [Cotilla et al., 2003]; 4) геологическую карту в м-бе 1:250 000; 5) морфо-структурную карту в м-бе 1:250 000 [Gonzalez et al., 2003]; 6) неотектоническую карту в м-бе 1:1 000 000 [Cotilla et al., 1991a]; 7) карту главных линейных элементов и приуроченных к ним структур, в м-бе 1:100 000 [Cotilla et al., 1991a]; 8) геоморфологические профили; 9) наиболее важные населенные пункты; 10) данные по сейсмичности за период с XV по XIX в.; 11) данные по инструментально определенной сейсмичности за период 1964—2004 гг.; 12) очаговые механизмы. Конкретная информация содержит данные по двенадцати сейсмоактивным разломам. Для каждого из них имеются карты, фотографии и схемы, данные по геометрии, кинематике и микротектонике.

В рамках ГИС можно реализовать специальные программы [Cotilla, Cordoba, 2004], чтобы: 1) проанализировать сейсмичность (сейсмическую активность, плотность эпицентров, профили землетрясений, среднюю и максимальную магнитуды, главное направление в расположении эпицентров и т. д.); 2) выявить геоморфологию (разломы, трещины, линейные элементы и реки; гипсометрию и склоны); 3) статистически обработать данные, осуществить распознавание образов и их цифровую обработку. В постоянном доступе — словарь, справочник пользователя и главные ссылки. Эта система проста в обращении и уже использовалась для аналогичных исследований на Пиренейском п-ове [Cotilla et al., 2005].

Наконец, с помощью ГИС были составлены три карты сейсмической опасности на периоды в 100, 500 и 1000 лет. На рис. 12 показана карта для периода 100 лет. После проверки оценок M_{\max} для сейсмогенных зон, рассмотренных в работе [Cotilla et al., 1991b], мы пришли к выводу, что они не изменились. Результаты приведены в табл. 2.

ВЫВОДЫ

Впервые для Кубы составлен каталог активных региональных разломов (Баконао, Барлетт—Кайман, Камагуэй, Кауто—Нипе, Кочинос, Кубитас, Гуане, Гавана—Сьенфуэгос, Икакос, Ла-Троча, Лас-Вилья и Нортекубана). Главный разлом в исследуемой области — это зона разлома БК, проходящего по юго-востоку восточной сеймотектонической зоны. Там высвобождается 85 % сейсмической энергии сеймотектонической провинции Кубы. В четвертичном периоде БК скорее сдвигается, чем вздымается вверх. Весь графический материал, включая фотографии, карты и профили, получен при помощи ПК.

Сеймотектоническая сложность Кубинского региона весьма примечательна, поскольку это часть контакта между Североамериканской и Карибской плитами. СВ—ЮЗ транспрессивное напряжение, возникающее в результате взаимодействия Карибской и Североамериканской плит, действует на Кубу разными способами. Напряжения выражены главным образом в зонах скопления эпицентров юго-восточных и восточных зонах, где разломы пересекаются, приспособившись к региональному смещению, и позволяют установить его неоднородность. Тем не менее отмечается ряд слабых и умеренных внутриплитных событий, которые происходят по всей стране. Внутриплитная сейсмичность, по-видимому, локализована, а именно, приурочена к существующим ослабленным зонам коры.

Мы благодарим Армандо Систернаса, Луиса Риверу, Эрве Филипа и Мигеля Эрраиса за ценные замечания, а также Барбару Фернандес, Иоахима и Монику Пиларски за помощь и научную поддержку во время полевых работ. Первый автор выражает благодарность Хосе Л. Альваресу, Хорхе Диасу Комесаньасу, Энио Гонсалесу, Гильермо Миллану, Марио Рубио и Мануэлю Серрано за поддержку в рамках проекта. Мы признательны коллективам лаборатории геофизики, тектоники и седиментологии в Монпелье и страсбургских вузов за предоставленное оборудование. М. Котилья благодарит научное общество Мадрида (докторский грант на 2001—2004 гг.) за частичную финансовую поддержку. Кроме того, под-

держка была получена от Министерства образования и науки Испании (REN 2003-08520-C02-02 и REN 2002-12494-E).

Мы благодарим Юрия Гатинского, главного научного сотрудника Государственного геологического музея им. Вернадского РАН (г. Москва) и анонимного рецензента, замечания которых позволили существенно улучшить первоначальную рукопись.

ЛИТЕРАТУРА

Ad hoc Comision. Dictamen de la comision ad hoc para la determinacion de las zonas sismogeneradoras de la region Oriental de Cuba y sus zonas adyacentes // Archive del Departamento de Sismologia. Institute de Geofisica y Astronomia, Academia de Ciencias de Cuba, 1991 (in Spanish).

Alvarez L., Rubio M., Chuy T., Cotilla M. Informe final del tema de investigation 31001: Estudio de la sismicidad de la region del Caribe y estimation preliminar de la peligrosidad sismica en Cuba // Archive del Departamento de Sismologia. Institute de Geofisica y Astronomia, Academia de Ciencias de Cuba, 1985 (in Spanish).

Alvarez L., Cotilla M., Chuy T. Informe final del tema 430.03: Sismicidad de Cuba // Archive del Departamento de Sismologia. Institute de Geofisica y Astronomia, Academia de Ciencias de Cuba, 1990 (in Spanish).

Balassanian S.Yu., Karakhanian A.S., Nazaretian S.V., Arakelian A.R., Melkumain M.G., Manukian A.V. Retrospective analysis of the Spitak earthquake // Proc.Intern. Conference at Yerevan-Sevan, Armenia, 1994, p. 1—12.

Borissoff B.A., Reisner G.I., Sholpo V.N. Tectonics and maximum magnitudes of earthquakes // Tectonophysics, 1976, v. 33, p. 167—185.

Bott M.H.P. The mechanics of oblique slip faulting // Geol. Mag., 1959, v. 96(2), p. 109—117.

Burke K., Grippi J., Sengor A.M. Neogene structures in Jamaica and the tectonic style of the northern Caribbean plate boundary zone // The J. Geol., 1980, v. 88(4), p. 375—386.

Bush V., Sherbakova B.E. New data on the tectonics of Cuba // Geotectonics, 1986, v. 20(3), p. 192—203.

Buznevy E.M. Informe sobre investigaciones sismicas marinas realizadas en los anos 1966—1967 en la plataforma insular de Cuba y en la region de aguas profundas adyacentes, por la expedition sovietica del barco „Vladimir Obruchev“ y las conclusiones geologicas // Direccion de Petroleo. Institute Cientifico-Investigativo de Geologia y Geofisica Marina de la URSS y Ministerio de Minería, Combustibles y Metalurgia. Republica de Cuba, 1968 (in Spanish).

Calais E., Mercier de Lepinay B. A natural model of active transpressional tectonics: the echelon structures of the Oriente deep, along the northern Caribbean transcurrent plate boundary // Rev. Inst. F. Pet., 1990, v. 45, p. 147—160.

Calais E., Mercier de Lepinay B. From transtension to transpression along the northern Caribbean plate // Tectonophysics, 1992, v. 116, p. 329—350.

Calais E., Bethoux N., Mercier de Lepinay B. From transcurrent faulting to frontal subduction: a seismotectonic study of the northern Caribbean plate boundary from Cuba to Puerto Rico // Tectonics, 1992, v. 11(1), p. 114—123.

Case I.E., Holcombe T.L. Tectonic map of Caribbean // U.S. Geol. Surv. Misc. Invest. Ser., Map 1-1100 (scale 1:2 500 000), 1980.

Caytrough. Geological and geophysical investigations of the Mid-Cayman rise spreading center. Initial results and observations // Deep drilling results in the Atlantic Ocean: Ocean crust. Maurice Ewing Ser. / Eds. M. Talwani, C.G. Harrison, D.E. Hays. 1979, v. 2, p. 66—93.

Cluff L.S., Hansen M.R., Taylor C.C., Charles L. Site evaluation in seismically active region an interdisciplinary team approach // Microzonation Conference, Seattle, Wash. Proc., 1972, v. 2, p. 957—987.

Cotilla M. Una caracterizacion sismotectonica de Cuba: PhD thesis. Institute de Geofisica y Astronomia, Academia de Ciencias de Cuba, 1993, 200 p. (in Spanish).

Cotilla M. Sismicidad y sismotectonica de Cuba. Revista Fisica de la Tierra // Servicios de Publicaciones de la Universidad Complutense de Madrid, 1998a, v. 10, p. 53—86 (in Spanish).

Cotilla M. Una revision de los estudios sismotectonicos en Cuba // Revista Estudios Geologicos, 1998b, v. 54 (3—4), p. 129—145 (in Spanish).

Cotilla M. Terremotos de Cuba // GEOS, 1998c, v. 18(3), p. 180—188 (in Spanish).

Cotilla M. An overview on the seismicity of Cuba // J. Seismol., 1998d, v. 2, p. 323—335.

Cotilla M.O. Apuntes necesarios acerca de los acontecimientos sismologicos en Cuba. Anales de Geografia de la Universidad Complutense, 1999a, v. 19, p. 71—93 (in Spanish).

Cotilla M.O. El controvertido alineamiento Habana-Cienfuegos, Cuba // Estudios Geologicos, 1999b, v. 55(1—2), p. 67—88 (in Spanish).

Cotilla M. The Santiago de Cuba earthquake of 11 June 1766: some new insights // *Geofisica Intern.*, 2003, v. 42(4), p. 589—602.

Cotilla M.O., Alvarez J.L. Mapa de zonas sismogeneradoras de Cuba // *Geologia Colombiana*, 1999, v. 23, p. 97—106 (in Spanish).

Cotilla M.O., Alvarez J.L. Regularidades sismogeneticas de la unidad neotectonica Occidental de Cuba // *Revista Geologica de Chile*, 2001, v. 28(1), p. 3—24 (in Spanish).

Cotilla M.O., Cordoba D. Caracterizacion morfotectonica de Galicia, Espafia // *Revista Geofisica. Instituto Panamericano de Geografia e Historia*, 2003, v. 58, p. 5—56. (in Spanish).

Cotilla M.O., Cordoba D. Present geomorphological characteristics of Alboran Islet and surroundings, Spain: a diagnosis // *Geogr. Fis. Quat.*, 2004, v. 27, p. 3—19.

Cotilla M.O., Udias A. Geodinamica del limite Caribe-Norteamerica // *Revista de la Sociedad Geologica de Espana*, 1999a, v. 12(2), p. 175—186 (in Spanish).

Cotilla M., Udias A. La ciencia sismologica en Cuba II. Algunos terremotos historicos // *Revista Historia de America. Instituto Panamericano de Geografia e Historia*, 1999b, v. 125, p. 46—90 (in Spanish).

Cotilla M., Udias A. El terremoto del 11 de junio de 1766 en Santiago de Cuba // *Revista Geofisica, Instituto Panamericano de Geografia e Historia*, 2000, v. 52—53, p. 5—26 (in Spanish).

Cotilla M.O., Gonzalez E.G., Franzke H.J., Diaz J.L., Arteaga F., Alvarez L. Mapa neotectonico de Cuba, escala 1:1 000 000 // *Comunicaciones Cientificas sobre Geofisica y Astronomia, Instituto de Geofisica y Astronomia, Academia de Ciencias de Cuba*, 1991a, v. 22, 37 p. (in Spanish).

Cotilla M., Bankwitz P., Franzke H.J., Alvarez L., Gonzalez E., Diaz J.L., Grunthal G., Pilarski J., Arteaga F. Mapa sismotectonico de Cuba, escala 1:1 000 000 // *Comunicaciones Cientificas sobre Geofisica y Astronomia. Instituto de Geofisica y Astronomia, Academia de Ciencias de Cuba*, 1991b, v. 23, 35 p. (in Spanish).

Cotilla M., Millian G., Alvarez L., Gonzalez D., Pacheco M., Arteaga F. Esquema neotectogenico de Cuba. Informe cientifico-tecnico del Departamento de Geofisica del Interior // *Archivo del Instituto de Geofisica y Astronomia, Academia de Ciencias de Cuba*, 1996, 100 p. (in Spanish).

Cotilla M.O., Diaz L., Gonzalez D., Fundora M., Pacheco M. Estudio morfoestructural de La Espanola // *Revista Minería y Geología*, 1997a, v. XIV, № 3, p. 73—88 (in Spanish).

Cotilla M., Rubio M., Alvarez L. Sismicidad de tipo intermedio en Cuba // *Revista Geologia Colombiana*, 1997b, v. 22, p. 35—40 (in Spanish).

Cotilla M., Rubio M., Aalvarez L., Grunthal G. Potenciales sismicos del sector Centre-Occidental del arco de las Antillas May ores // *Revista Geofisica. Institute Panamericano de Geografia e Historia*, 1997c, v. 46, p. 129—150 (in Spanish).

Cotilla M., Bankwitz P., Alvarez L., Franzke H.J., Rubio M., Pilarski J. Cinematica neotectonica de Cuba Occidental. *Revista de la Sociedad Geologica de Espana*, 1998, v. 11(1—2), p. 33—42 (in Spanish).

Cotilla M.O., Gonzalez B.C., Canete C.C., Diaz J.L., Carral R. La red fluvial de Cuba y su interpretation morfoestructural // *Revista Geogrdfica, Instituto Panamericano de Geografia e Historia*, 2003, v. 134, p. 47—74 (in Spanish).

Cotilla M.O., Cordoba D., Herraiz M. Main morphotectonic characteristics of Asturias, Spain // *Geofisica Intern.*, 2005, v. 44(1), p. 65—101.

Cuevas J.L., Pacheco M., Polo B., Hernandez M.E. Mapa de anomalias gravimetricas en reduccion de Bouguer total a 2,67 t/m de Cuba Oriental, a escala 1:500 000 // *Informe Cientifico-Tecnico del Departamento de Geofisica del Interior. Institute de Geofisica y Astronomia, Academia de Ciencias de Cuba*, 1991, 20 p. (in Spanish).

Dean B.W., Drake CH.L. Focal mechanism solution and tectonics of the Middle America Arc // *J. Geol.*, 1978, v. 86, p. 11—128.

DeMets C., Gorden R.G., Arges D.F., Stein S. Current plate motions // *Geophys. J. Intern.*, 1990, v. 101, p. 425—438.

DeMets C., Jansma P., Mattioli G.S., Dixon T., Farina P., Bilham R., Calais E., Mann P. GPS geodetic constraints on Caribbean — North American plate motion // *Geophys. Res. Lett.*, 2000, v. 27, p. 437—440.

Deng J., Sykes L.R. Determination of Euler pole for contemporary relative motion of the Caribbean and North American plates using slip vectors of intraplate earthquakes // *Tectonics*, 1995, v. 14, p. 39—53.

Dixon T.H., Farina F., DeMets C., Jansma P., Mann P., Calais E. Relative motion between the Caribbean and North American plates and related boundary zone deformations from a decade of GPS observations // *J. Geophys. Res.*, 1998, v. 103, p. 15157—15182.

Drully T.W. The Caribbean sea floor // *Caribbean geology: an introduction. U.W.I. Publisher's Association*, Kingston, 1994, p. 41—63.

Dziewonski A.N., Woodhouse J.H. An experiment in systematic study of global seismicity: centroid-moment tensor solution for 201 moderate and large earthquakes of 1981 // *J. Geophys. Res.*, 1983, v. 88, p. 3247—3271.

Gonzalez E.G., Cotilla M.O., Canete C.C., Diaz J.L., Carral R., Aarteaga F. Estudio morfoestructural de Cuba // *Geogr. Fis. Dinam. Quat.*, 2003, v. 26(1), p. 49—70 (in Spanish).

Hancock P.L. Brittle microtectonics. Principles and practice // *J. Struct. Geol.*, 1985, v. 7, p. 437—457.

Harvard Centroid Moment Tensor Project Catalogue 1977—1998 of focal mechanisms (13°/21° N; 65°/72° W) (URL:<http://www.seismology.harvard.edu/projects/CMT>).

Hatter K.M., Michael N., Richard L.D. Guidelines for US database and map for the maps of major active faults, Western Hemisphere, International Lithosphere Program (ILP), Project II-2. US Department of Interior, US Geological Survey, 1993, 45 p.

Iniguez H.M., Acosta R., Vizcaino J.A. Relacion de sismos en Republica Dominicana, 1551—1975. Institute Geografico, Universidad Autonoma de Santo Domingo. Republica Dominicana, 1975, 49 p. (in Spanish).

Iturralde M. Los movimientos tectonicos de la etapa de desarrollo plataformico de Cuba. Informe cientifico-tecnico, 20 // Archive del Institute de Geologia y Paleontologia, Academia de Ciencias de Cuba, 1977 (in Spanish).

Johnston A.C. The seismicity of stable continental interiors // *Earthquakes at North Atlantic passive margins: neotectonics and postglacial rebound*, 1989, p. 229—327.

Johnston A.C., Kanter L.R. Earthquakes in stable continental crust // *Scientific American*, 1990, v. 10, p. 42—49.

Kafka A.L., Weiden T.J. The focal mechanisms and depths of small earthquakes as determined from Rayleigh wave radiation pattern // *Bull. Seismol. Soc. Amer.*, 1979, v. 69, p. 1379—1390.

Ladd J., Holcombe J.L., Westbrook G.K., Edgar N.J. Caribbean marine geology: active margins of the plate boundary // *The geology of North America, Vol. H. The Caribbean region (A decade of North American Geology)* / Eds. G. Dengo, J.E. Case. Boulder Colorado, Geol. Soc. Amer., 1990, p. 261—290.

Lay T., Wallace T.C. Modern global seismology. International Geophysics Series, 58. San Diego, California, Academic Press, 1995.

Le Roy S.D. Treating the Gulf of Mexico as a continental margin petroleum province // *The Leading Edge*, 1998, p. 209—212.

Levchenko V.A., Riabujin A.G. Sobre la estructura en bloques del shelf septentrional de Cuba // *Geotecnica*, 1971, № 5 (in Russian).

Levchenko V.A., Gurevich G.S., Zabichina V.V., Kitias N.A., Pafinova S.I. Caracterizacion comparativa de la constitucion geologica de Cuba y otros paises de la cuenca del Mar Caribe y el Golfo de Mexico con el objeto de evaluar las perspectivas petroliferas y gasiferas de Cuba y las acuatorias adyacentes. Informe Cientifico-Tecnico del Ministerio de la Industria Basica, 1976, 150 p. (in Spanish).

Lewis J., Draper G. Geology and tectonic evolution of the northern Caribbean region. The geology of North America, V. H. The Caribbean region // *Geol. Soc. Amer.*, 1990, ch. 4, p. 77—140.

Linares E., Dovbnia A.V., Osadchiy P.O., Judoley C.M., Gil S., Garcia D., Zuazo A., Furrzola G., Brito A., Evdokimov Y.B., Markovskiy B.A., Trofimov V.A., Vtulockkin A.L. Mapa geologico de Cuba, escala 1:500 000. Centre de Investigaciones Geologicas, Ministerio de la Industria Basica de Cuba, 1986.

Machette M., Personius S., Nelson A., Schwartz D., Lund D. The Wasatch fault zone, Utah: segmentation and history of the Holocene earthquakes // *J. Struct. Geol.*, 1991, v. 13(2), p. 137—149.

Mann P., Burke K. Neotectonics of the Caribbean // *Review of Geophysics and Space Physics*, 1984, v. 22(4), p. 309—392.

Mann P., Burke K., Matumoto T. Neotectonics of Hispaniola: plate motion, sedimentation and seismicity at a restraining band // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1984, v. 70, p. 311—324.

Mann P., Taylor F.W., Lawrence Edwards R., Theh-Lung KU. Actively evolving microplate formation by oblique collision and sideways motion along strike-slip faults: an example from the northeastern Caribbean plate margin // *Tectonophysics*, 1995, v. 246, p. 1—69.

Mauffret A., Jany I. Collision et tectonique d'expulsion le long de la frontiere Nord-Caraibe // *Oceanol. Acta*, 1990, v. 10, p. 97—116 (in French).

Mayer L. Tectonic geomorphology of escarpments and mountain fronts // *Active Tectonics*. Washington, D.C., National Academy Press, 1986, p. 125—135.

McCann W.R., Pennigton W.D. Seismicity large earthquakes and the margin of the Caribbean plate. The geology of North America, V. H. The Caribbean region // *Geol. Soc. Amer.*, 1990, ch. 4, p. 291—305.

McKenzie D., Parker R.L. The North Pacific: an example of tectonics on a sphere // *Nature*, 1967, v. 216, p. 1276.

Mocquet A. Vitesses de déplacement discontinue le long d'une zone limite de plaques: Caribes-Amerique du Nord. Master Thesis, University of Rennes, France, 1984, 53 p. (in French).

Molnar P., Sykes L.R. Tectonics of the Caribbean and Middle America regions from focal mechanism and seismicity // *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 1969, v. 80(9), p. 1639—1684.

- Moreno B.** The new Cuban seismograph network // *Seismol. Res. Lett.*, 2002, v. 73(4), p. 504—517.
- Mossakovsky A., Pusharovski Y., Nekrasov G.E., Sokolov S.R., Formell F., Cabrera R., Iturralde M., Flores R., Oro J., Morales A., Pantaleon G., Perez L., Pszozolkowaki A.** Mapa tectonico de Cuba, escala 1:500 000. Institute de Geologia y Paleontologia, Academia de Ciencias de Cuba, 1989.
- NUREG-1451.** Staff technical position on investigations to identify fault displacements and seismic hazards at a geologic repository / K.I. McCornell, M.E. Blackford, A.K. Ibrahim. US Nuclear Regulatory Commission Washington, D.C. 20555, 1992.
- Pacheco J.F., Sykes L.R.** Seismic moment catalog of large shallow earthquakes, 1900 to 1989 // *Bull. Seismol. Soc. Amer.*, 1992, v. 82, p. 1306—1349.
- Perez E., Azcuy E.** Aplicacion de nuevas tecnologias para la interpretacion geomagnetica regional. Trabajo de diploma del Departamento de Geofisica. Instituto Superior Politecnico „J.A. Echeverria“, La Habana, Cuba, 1992, 85 p. (in Spanish).
- Perrot J., Calais E., Mercier de Lepinay B.** Tectonic and kinematic regime along the northern Caribbean plate boundary: new insights from broadband modelling of the May 25, 1992, $M_s = 6.9$ Cabo Cruz, Cuba earthquake // *Pure and Applied Geophysics*, 1997, v. 149, p. 475—487.
- Prol J., Ariaza G., Otero R.** Sobre la confeccion de los mapas de profundidad del basamento y espesor de la corteza terrestre en el territorio cubano. Informe Cientifico-Tecnico de la Empresa Nacional de Geofisica, Ministerio de la Industria Basica de Cuba, 1993, 36 p. (in Spanish).
- Pubellier M., Vila J.M., Boisson D.** North Caribbean neotectonic events: the Trans-Haitian fault system. Tertiary record of an oblique transcurrent shear zone uplifted in Hispaniola // *Tectonophysics*, 1991, v. 144, p. 217—236.
- Pubellier M., Mauffret A., Leroy S., Vila J.M., Amilcar H.** Plate boundary readjustment in oblique convergence : example of the Neogene of Hispaniola, Greater Antilles // *Tectonics*, 2000, v. 19(4), p. 630—648.
- Pusharovsky Yu., Vtulochkin M.A., Mossakovsky A.** Estructuras y tipos de corteza terrestre en Cuba // *Informes de la Academia de Ciencias de la U.R.S.S.*, 1987, v. 294, p. 178—182.
- Reiter L.** Earthquake hazard analysis. New York, Colombia University Press, 1990, 254 p.
- Rivera L., Cisternas A.** Stress tensor and fault plane solutions for a population of earthquakes // *Bull. Seismol. Soc. Amer.*, 1989, v. 80(3), p. 600—614.
- Renard V., Mercier de Lepinay B., Buffet G.** North Caribbean plate boundary: high resolution imagery of the Oriente fault across the Windward Passage and South of Tortuga Island: a model for strike-slip tectonics // *EOS*, 1992 (*Transactions of American Geophysical Union*), v. 73, 278 p.
- Robson G.R.** An earthquake catalogue for the eastern Caribbean // *Bull. Seismol. Soc. Amer.*, 1964, v. 54(2), p. 785—832.
- Rodriguez M.** Estimaciones probabilisticas de la peligrosidad sismica en Cuba. Espana, 1996, 80 p. (in Spanish).
- Rosencratz E., Mann P.** Mapping of transform faults in the Cayman trough, Caribbean Sea // *Geology*, 1991, v. 19, p. 690—693.
- Rosencratz E., Ross M.I., Sclater J.G.** Age and spreading history of the Cayman trough as determined from depth, heat flow and magnetic anomalies // *J. Geophys. Res.*, 1988, v. 93, p. 2141—2157.
- Ross M.I., Scotese CH.** A hierarchical tectonic model of the Gulf of Mexico and Caribbean region // *Tectonophysics*, 1988, v. 15, p. 139—168.
- Rubio M.** Seismicity of the Republic of Cuba and adjacent areas. PhD Thesis, Institute of Geophysics. Academy of Sciences Chzecoslovaquie, 1985, 160 p.
- Rubio M., Cotilla M., Alvarez L.** Evidencias sobre la microplaca Gonave. Informe cientifico-tecnico // *Archive del Departamento de Sismologia, Institute de Geofisica y Astronomia, Academia de Ciencias de Cuba*, 1994, p. 20 (in Spanish).
- Sazchina N.** Mapa gravimetrico de Cuba, escala 1:500 000. Publication del MMCM (Cuba) y MINGEO (U.R.S.S.), Moscu-La Habana, 1969, 51 p.
- Schwartz D.P., Coppersmith K.J.** Fault behaviour and characteristic earthquakes: examples from the Wasch and San Andreas fault zones. In *Special section: Fault behaviour and the earthquake generation process* // *J. Geophys. Res.*, 1984, v. 819(7), p. 5681—5698.
- Shein V.S., Klishov K.A., Jain V.E., Dikenshtein G.E., Yparraguirre J.L., Garcia E., Rodriguez R.** Mapa tectonico de Cuba, escala 1:500 000. Centre de Investigaciones Geologicas, Ministerio de la Industria Basica de Cuba, 1985.
- Sherer J.** Great earthquakes in the island of Haiti // *Bull. Seismol. Soc. Amer.*, 1912, v. 2, p. 161—180.
- Slemmons D.B., Depolo C.M.** Evolution of active faulting and associated hazards // *Active Tectonics*. National Academy Press, 1986, p. 45—62 p.

Spiridonov N., Grigorova E. On the interrelation between seismicity and fault structures identified by space image interpretation // *Space Res. Bulgaria*, 1980, v. 3, p. 42—46.

Sykes L.R. Intraplate seismicity reactivation of preexisting zones of weakness, alkaline magmatism and other tectonism postdating continental fragmentation // *Rev. Geoph.* 1978, v. 16(4), p. 621—688.

Sykes L.R., Ewing M. The seismicity of the Caribbean region // *J. Geophys. Res.*, 1965, v. 70(20), p. 5065—5074.

Sykes L.R., McCann W.R., Kafka A.C. Motion of the Caribbean plate during last 7 million years: implications for earlier Cenozoic movements // *J. Geophys. Res.*, 1982, v. 87, p. 10656—10676.

Taber S. The great fault troughs of the Antilles // *J. Geol.*, 1922, v. 30, p. 89—114.

Trifonov G.V., Machette N.M. The world map of major active faults project // *Annali di Geofisica*, 1993, v. 36(3—4), p. 225—236.

Turko J., Knuefer P. Late Quaternary fault segmentation from analysis of scarp morphology // *Geology*, 1991, v. 19, p. 718—721.

United States Geological Survey. Catalog of first motion focal mechanisms 1984—1988. Open File Rep., 86—520 A, 1986.

Van der Pluijm B.A., Craddock J.P., Graham B.R., Harris J.H. Paleostress in cratonic North-America: implications for deformation of continental interiors // *Science*, 1997, v. 277, p. 794—796.

Working Group on California Earthquake Probabilities. Seismic hazards in southern California: probable earthquakes, 1994—2024 // *Bull. Seismol. Soc. Amer.*, 1995, v. 85, p. 379—439.

World stress map. World Stress Map Project. Research Group of the Heidelberg Academy of Science and Humanities, 2003 (<http://www: World-Stress Map.org>).

Yeats R.S., Sieh K., Allen C.R. The geology of earthquakes. Oxford University Press, 1997.

Zhidkov M.P., Rotvain I.M., Sadowskiy A.M. Forecast of the more probable sites occurrence of strongest earthquakes, IV // *Papers of Seismology*, 1975, v. 8, p. 53—70 (in Russian).

Zoback M.L. First- and second-order patterns of stress in the lithosphere: The World Stress Map Project // *J. Geophys. Res.*, 1992, v. 97, p. 11703—11728.

*Рекомендована к печати 7 сентября 2006 г.
А.Д. Дучковым*

*Поступила в редакцию 20 января 2006 г.,
после доработки — 9 августа 2006 г.*