

ПРИРОДНЫЕ УСЛОВИЯ КУБЫ

Кубинский архипелаг, кроме о. Кубы и о. Хувентуд, до 1978 г. называвшегося о. Пинос, включает в себя более 1600 мелких островов и островков и располагается между $84^{\circ}57'$ и $74^{\circ}6'$ з.д. и $23^{\circ}18'$ и $19^{\circ}47'30''$ с.ш. [Нуньес Хименес, 1960]. Достаточно полные характеристики природных условий Кубы были приведены в опубликованных работах [Massip, Ysague, 1942; Нуньес Хименес, 1960; Национальный атлас Кубы, 1970; и др.], и мы не считаем необходимым повторять их полностью. В этой главе мы приводим описание лишь тех компонентов природной среды, которые имеют непосредственное отношение к содержанию основных разделов работы, посвященных стратиграфии антропогена и позднекайнозойской истории геологического развития Кубы.

Рельефу Кубы мы уделяем особое внимание, главным образом, потому, что наши взгляды на историю его формирования, как отмечалось во введении, существенно отличаются от тех, которые до последнего времени можно было считать общепринятыми, и потому, что эти взгляды во многом определяют наш подход к стратиграфическому расчленению антропогена Кубы. Не менее важной основой наших стратиграфических построений является анализ эволюции процессов выветривания в течение антропогена, начинающийся с анализа зависимости этих процессов от климатических условий. Поэтому мы включаем в данную главу небольшой компилятивный раздел, посвященный современному климату Кубы.

На сегодняшний день наиболее полная сводка сведений о геологическом строении Кубы содержится в книге "Геология Кубы" — объяснительной записке к геологической карте масштаба 1:1 000 000 [Furrazola-Bermúdez et al., 1964]. Результаты более поздних исследований содержатся главным образом в статьях небольшого объема, опубликованных в различных журналах и сборниках. Читателям, интересующимся общей характеристикой геологического строения Кубы, будет, по-видимому, полезно ознакомиться с последней сводкой по стратиграфии мезозойских и кайнозойских осадков Кубы [Kusnetzov et al., 1977]. Материалы геологической съемки Кубы в масштабе 1:250 000, проводившейся с 1969 г. Институтом геологии и палеонтологии АН Кубы в сотрудничестве с геологами академий наук НРБ, ПНР и ВНР и в большинстве провинций уже завершенной, во время подготовки текста этой работы еще не были опубликованы.

Тектонике Кубы посвящен ряд сравнительно недавних работ [Пущаровский и др., 1967; Knípper, Cabrera, 1974; Puscharovskiy, Albear, 1974; Хаин, 1975; Iturralde-Vinent, 1977; Шеин и др., 1978]. Статья М. Итурральде-Винента, представляющая собой геотектоническую характеристику последнего ("платформенного" в его терминологии) этапа геологического развития Кубы, имеет непосредственное отношение к проблемам геологии антропогена. Проанализировав распределение мощностей "платформенного" (верхний эоцен — голоцен) осадочного чехла и основные особенности строения современного рельефа, М. Итурральде-Винент выделил пятнадцать тектонических блоков, различавшихся направленностью и интенсивностью вертикальных тектонических движений, и назвал их горстами, квазигорстами, квазиграбенами и грабенами (рис. 1). Нетрудно видеть, что он применяет эти термины, так же как и понятие "развитие платформенного типа", в значении, несколько отличающемся от общепринятого, но нельзя не согласиться с ним в том, что "это вопрос скорее формы, чем сути дела" [Iturralde-Vinent, 1977, p. 4]. Мы полагаем, что палеогеографический анализ "платформенной" стадии развития Кубы (поздний эоцен — голоцен), выполненный М. Итурральде-Винентом на основе богатого фактического материала, значительная часть которого была собрана им самим, заслуживает самой высокой оценки как успешный и важный шаг в изучении геологического строения Кубы.

Характерной чертой геологического строения Кубы, имеющей непосредственное отношение к основному содержанию нашей работы, являются коры выветривания,

развитые на породах различного возраста, в том числе и на антропогенных. Особенно широкой известностью пользуется никеленосная кора выветривания, представляющая собой важный объект горнодобывающей промышленности Кубы. Довольно многочисленные исследования кор выветривания Кубы можно разделить на две группы, различающиеся главным образом взглядами авторов на возраст этих образований. Одну из точек зрения, ведущую свое начало, по-видимому, от работ А. Спенсера [Spencer, 1912], отстаивают И.З. Корин, Д.П. Коутин, В.П. Петров и В.И. Финько, считающие, что коры выветривания Кубы имеют домаастрихтский и олигоценный возраст [Финько и др., 1967, 1973; Корин и др., 1973]. Согласно другой точке зрения, также разделяемой многими исследователями, коры выветривания Кубы начинали возникать в плиоцене и продолжают формироваться до настоящего времени [Адамович, Чехович, 1964; Linchenat, Shirókova, 1964; Бугельский, Формель-Кортина, 1973].

Наши представления о возрасте кор выветривания Кубы, сложившиеся в результате проведенных нами исследований, в ходе которых этой проблеме уделялось специальное внимание, не совпадают полностью ни с одной из этих точек зрения. Этот факт, а также важность этой проблемы для наших климатостратиграфических построений были основанием для включения в эту главу характеристики современных и реликтовых кор выветривания Кубы и процессов их формирования.

Таким образом, мы ограничиваем содержание этой вводной главы сведениями о трех компонентах природной среды Кубы — о рельефе, климате и корях выветривания, считая, что именно эти сведения необходимы для правильного понимания сущности проблем, рассматриваемых в следующих главах.

РЕЛЬЕФ

Геоморфологическая схема Кубинского архипелага (рис. 2) показывает, что рельеф Кубы представляет собой сочетание форм, созданных главным образом деятельностью флювиально-денудационных процессов (горы и холмы) и абразионной и аккумулятивной деятельностью моря (равнины), проявившимися на фоне неравномерного тектонического поднятия Кубинского мегантиклинория. В районах наиболее интенсивного развития карстовых процессов флювиально-денудационные формы рельефа замещаются карстовыми возвышенностями — "моготами", а талассогенные (морские) равнины — равнинами, созданными субаэральной, преимущественно биогенной, аккумуляцией (торфяные болота).

Различия между флювиально-денудационными формами рельефа, в число которых входят и среднегорные сооружения Сьерра-Маэстры с высочайшей вершиной Кубы — пиком Туркино (1974 м), и холмы, поднимающиеся всего на несколько десятков метров над уровнем моря, определяются прежде всего различиями амплитуд их новейшего тектонического поднятия. Влияние характера горных пород, слагающих эти формы, сказывается главным образом на таких особенностях флювиально-денудационного рельефа, как густота расчленения горных массивов реками и ручьями, форма водораздельных гребней, наличие или отсутствие структурных поверхностей и уступов и т.п. Селективная денудация — препарировка выходов более прочных пород — в некоторых случаях может быть причиной возникновения отдельных останцовых холмов и возвышенностей и определять особенности их формы. Хорошая сохранность высоких террасовых площадок, сложенных прочными карбонатными породами, характерная для рельефа Кубы, — это тоже результат селективной денудации, так как карбонатные породы играют роль "бронирующих" пластов. Однако в формировании основных особенностей строения рельефа Кубы селективная денудация не играет существенной роли. Необходимо специально подчеркнуть, что такая важная черта строения рельефа Кубы, как контраст между равнинами и более или менее крутосклонными возвышенностями, по нашему мнению, в подавляющем большинстве случаев не связана с селективной денудацией.

В этом вопросе, как, впрочем, и в некоторых других, мы не можем согласиться с геоморфологической картой Национального атласа Кубы [1970], которая, на наш взгляд, придает чрезмерно большое значение селективной денудации, выделяя значительное количество различных "петроморфных" форм и комплексов форм рельефа.

Некоторые формы рельефа отнесены на этой карте к "петроморфным" в результате ошибочной интерпретации их происхождения. Так, "грядово-останцовые холмогорья (монадники)" включают в себя, например, молодой горстовый блок Анафе (на границе провинций Пинар-дель-Рио и Гавана), который может служить примером тектонической формы рельефа, почти не измененной флювиально-денудационными процессами, и аструктурные останцовые возвышенности (холмы-"острова") Сьерра-де-Касас, Сьер-

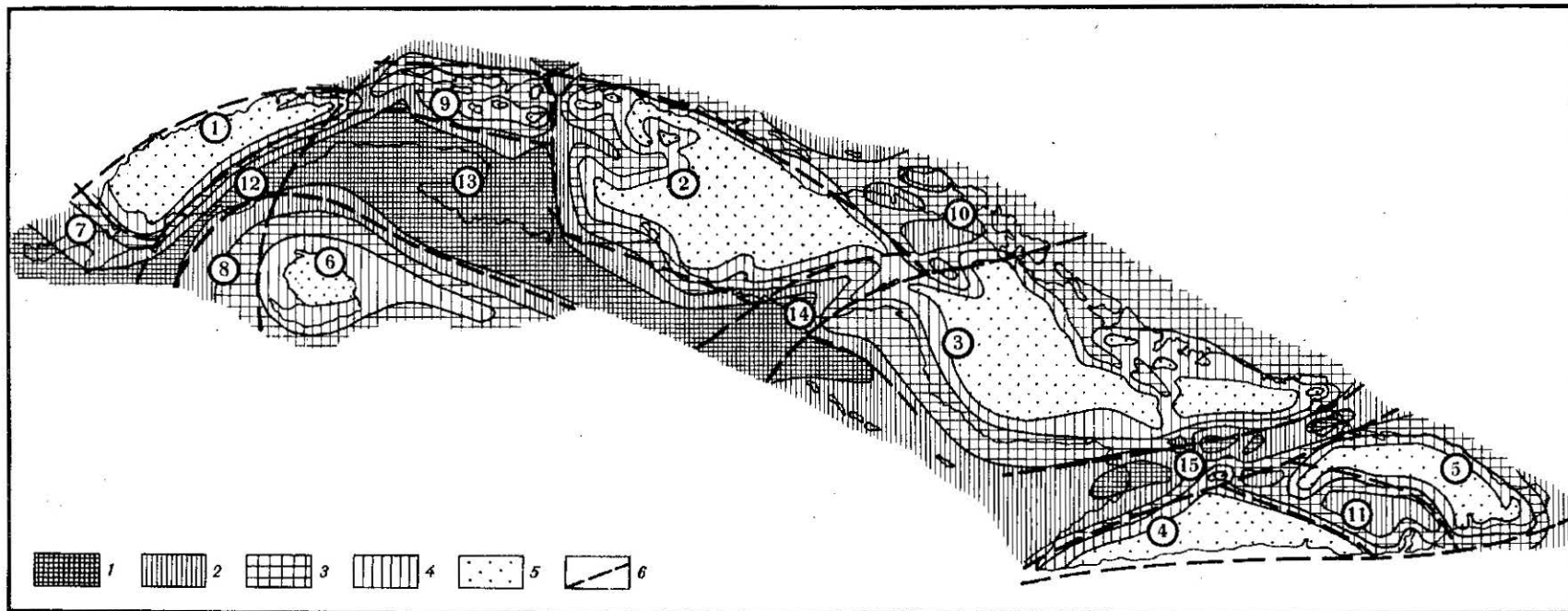


Рис. 1. Тектоническая схема "платформенной" (поздний эоцен — голоцен) стадии геологического развития Кубы. По М. Итурральде-Виненту [Iturralde-Vinent, 1977]

Мощности "платформенного" осадочного чехла, м: 1 — 3000 — 1000, 2 — 1000 — 500, 3 — 500 — 200, 4 — менее 200; 5 — осадочный чехол отсутствует или имеет незначительную мощность; 6 — разломы и флексуры, служащие границами блоков различного тектонического режима.

Цифры на рисунке. Блоки существенного преобладания поднятий над опусканиями ("горсты"): 1 — Гуане, 2 — Вилья-Клара, 3 — Камагуэй, 4 — Сьерра-Маэстра, 5 — Моа — Баракоа, 6 — Хувентуд (Пинос). Блоки слабого преобладания поднятий над опусканиями ("квазигорсты"): 7 — Гуанаакабибес, 8 — Ла-Колома. Блоки слабого преобладания опусканий над поднятиями ("квазиграбены"): 9 — Гавана — Матансас, 10 — Морон, 11 — Баяте. Блоки существенного преобладания опусканий над поднятиями ("грабены"): 12 — Сан-Кристобаль, 13 — Батабано, 14 — Хатибонико, 15 — Кауто — Нипе

ра-де-Кабальос, Сьерра-де-ла-Каньяда и др. (о. Хувентуд), форма которых, как будет показано в дальнейшем, ни в какой мере не связана с литологическими и структурными особенностями слагающих эти возвышенности мезозойских метаморфических пород.

В других случаях применение термина "петроморфный" кажется нам неоправданным, так как этот термин не отражает главных морфологических и генетических особенностей тех форм рельефа, к которым относится. Так, "горстово-складчатыми петроморфными горами" назван комплекс могот Сьерра-де-лос-Органос. Тот факт, что эти формы рельефа сложены карстующимися верхнеюрскими известняками, действительно можно считать определяющим их развитие. Но непосредственной причиной их морфологического своеобразия, несомненно, было "замещение" флювиально-денудационных процессов карстовыми. Спелеологические исследования свидетельствуют о существовании огромного количества карстовых полостей разных форм и размеров, пронизывающих моготы. Моготы "изъедены" карстовыми процессами, как стволы некоторых деревьев, на вид невредимые, бывают изъедены термитами. Если бы весь материал, удаленный карстовыми процессами, был удален с поверхности могот "нормальными" флювиально-денудационными процессами, то на месте этих хотя и не особенно высоких (500–600 м над уровнем моря), но выглядящих весьма внушительно горных сооружений (рис. 3) сохранились бы в лучшем случае невысокие пологосклонные холмы.

К "петроморфным" возвышенностям Национальный атлас Кубы относит также "пластовые" плато и их разновидности, — например, северо-восточные предгорья Сьерра-Маэстры, плато Сьерра-де-ла-Канаста (к западу от Гуантанамо), месеты Кабо-Крус и Майси, прибрежные возвышенности крайнего юго-востока Кубы. Мы полагаем, что структурными или "петроморфными" эти плато можно было бы называть в том случае, если бы их горизонтальные или почти горизонтальные вершинные поверхности возникали в результате избирательной денудации и представляли собой поверхности недеформированных пластов наиболее прочных горных пород, сохранившиеся от разрушения именно благодаря своей прочности. Но в тех случаях, когда эти плато сложены сравнительно молодыми карбонатными осадками плиоцен-плейстоценового и миоценового возраста, их, очевидно, следует считать реликтами аккумулятивных морских равнин, а не деструктивными "петроморфными" формами рельефа. Конечно, прочность карбонатных пород способствовала сохранности образованных ими поверхностей, но возникали они вовсе не в результате денудации.

В других случаях "петроморфные" плато выработаны в толще преимущественно вулканогенных пород палеоцен-эоценового возраста. Поскольку эта толща довольно сильно деформирована, возможность того, что плоские вершинные поверхности этих плато имеют структурный характер, вообще кажется сомнительной. Нам кажется более вероятным, что они представляют собой аструктурные поверхности выравнивания, подобные тем, которые изображены на геоморфологической карте Национального атласа Кубы в смежных районах Сьерра-де-Кристалль и Сьерра-де-Нипе. Как отмечалось во введении и как будет показано в дальнейшем, особенности строения этих поверхностей выравнивания позволяют нам предполагать, что они представляют собой реликты морских абразионных равнин.

Таким образом, на нашей геоморфологической схеме все возвышенности Кубы разделены на карстовые (моготы) и флювиально-денудационные формы рельефа, а последние разделены на горы (высота более 600 м) и холмы, различия между которыми определяются различными амплитудами неотектонического поднятия. Холмы блока Морон (Сьерра-де-Худас или Ла-Кунагуа и др.) возникли в результате формирования соляных куполов, и эту особенность их происхождения мы отразили на геоморфологической схеме (см. рис. 2).

Характеристику равнинного рельефа Кубы мы начнем с тех форм, происхождение которых не вызывает разногласий среди исследователей. Прежде всего следует отметить современные морские (биогенно-морские) аккумулятивные формы рельефа — прибрежные низменные равнины мангровых болот, хотя и не занимающие больших площадей, но протягивающиеся вдоль берегов Кубы на значительные расстояния. Позднеплейстоценовые прибрежные равнины, сложенные карбонатными осадочными породами и бесспорно представляющие собой морские образования, занимают п-ов Гуанаакабисес, юг о. Хувентуд, п-ов Сапата. С этими морскими равнинами пространственно связаны крупнейшие субаэральные аккумулятивные равнины торфяных болот Кубы, занимающие значительную часть п-ова Сапата, а на п-ове Гуанаакабисес и на о. Хувентуд тянущиеся к границам молодых карбонатных толщ с более древними породами. Болота возникали в пределах карстовых депрессий, развитых на морских равнинах, и мы связываем их возникновение с голоценовой гляциозвстатической трансгрессией, вызывавшей повышение уровня грунтовых вод и заболачивание депрессий.

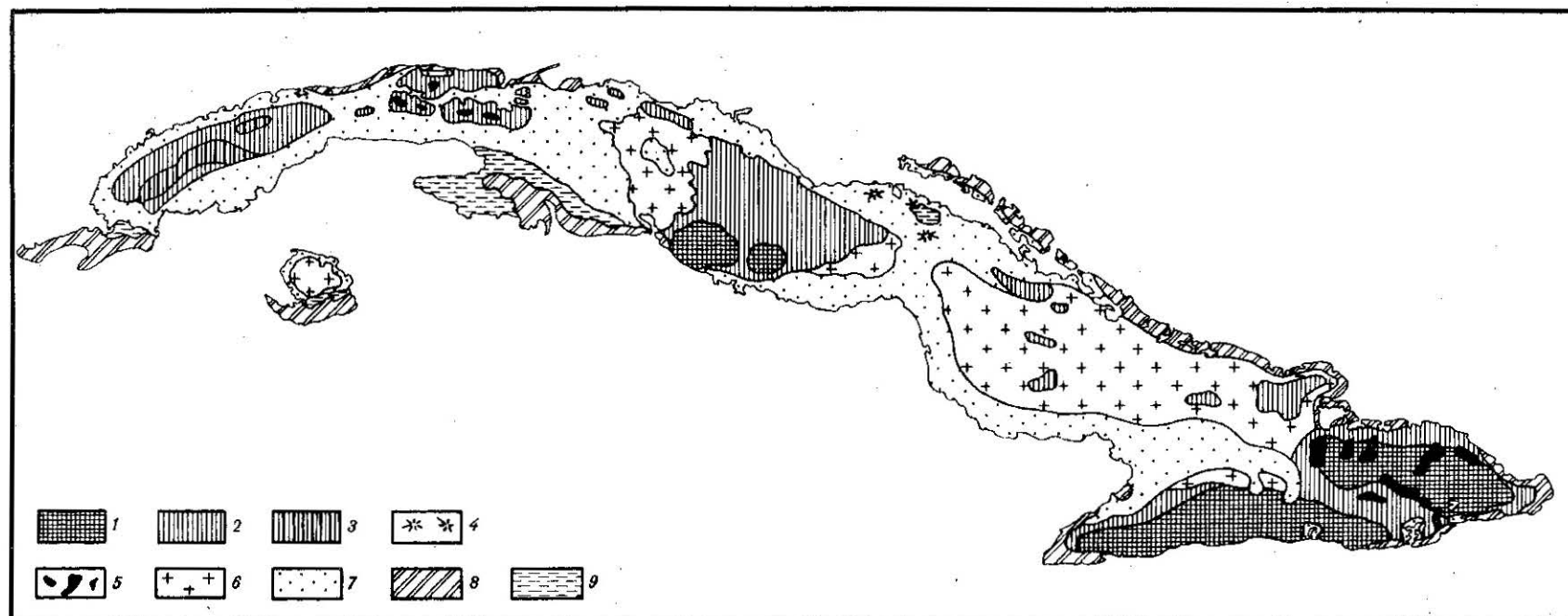


Рис. 2. Геоморфологическая схема Кубинского архипелага

Флювиально-денудационный рельеф: 1 — горы (700 — 2000 м); 2 — холмы (до 700 м). Карстовый рельеф: 3 — моготы. Денудационно-тектонический рельеф: 4 — холмы, образованные поднятием соляных куполов. Талассогенный рельеф: 5 — поднятые и переработанные флювиально-денудационными

процессами реликты абразионных равнин; 6 — поверхности абразионных равнин; 7 — поверхности аккумулятивных равнин, сложенные терригенными осадками; 8 — поверхности аккумулятивных равнин и террасовых ступеней, сложенные карбонатными осадками. Биогенный рельеф: 9 — поверхности аккумулятивных равнин, сложенные торфяниками



Рис. 3. Моготы (карстовые возвышенности) Сьерра-де-лос-Органос
Фото А.Л. Книппера

Более подробно их происхождение будет рассмотрено в следующей главе, в разделе, посвященном голоценовым образованиям.

Мы полагаем, что вопрос о происхождении прибрежных равнин, сложенных с поверхности не карбонатными, а терригенными морскими осадками, также не должен вызывать серьезных разногласий. Однако на геоморфологической карте Национального атласа Кубы южная прибрежная равнина Пинар-дель-Рио и прибрежная равнина Северного Лас-Вильяса отнесены к флювиально-морским формам рельефа, а равнина Кауто — к флювиальным. Это различие в определении генезиса форм рельефа, естественно, распространяется и на представления о генезисе рыхлых терригенных отложений, слагающих поверхности этих равнин, и мы остановимся на нем в следующей главе.

Лестницы морских прибрежных террас имеют в общем то же происхождение, что и прибрежные равнины, а причиной их морфологического отличия был, несомненно, тот факт, что они формировались не на стабильных, а на поднимающихся участках побережья. Морское происхождение нижних комплексов этих террас не вызывает сомнений ни у кого из исследователей. Однако вопрос о происхождении верхних ступеней, обычно лишенных "собственного" покрова известняков и не имеющих хорошо выраженного тылового шва, не всегда решается одинаково. Сошлемся еще на один пример, относящийся к геоморфологической карте Национального атласа Кубы. Верхняя ступень лестницы морских террас на участке северного побережья Кубы между Гаваной и Санта-Крус-дель-Норте, имеющая высоту 80–100 м над уровнем моря, отнесена на этой карте к "моноклиналим структурно-тектоническим возвышенностям". Мы не можем согласиться с этим определением и считаем, что плоская вершинная поверхность этой ступени выработана морем, так как на ней сохранился покров терригенных осадков плейстоценовой формации Вильяроха, которые мы считаем морскими образованиями.

Наиболее дискуссионен вопрос о происхождении тех плоских, горизонтальных вершинных поверхностей Кубы, которые часто не имеют пространственной связи с побережьями и, срезая доантропогеновые породы различного возраста, либо совсем не имеют покрова осадочных отложений, либо перекрываются только маломощными терригенными образованиями. Как отмечалось во введении, к началу наших работ относительно генезиса этих рыхлых терригенных отложений существовали самые различные мнения, а сами плоские вершинные поверхности большинством исследователей принимались за реликты денудационных поверхностей выравнивания — пенепленов или педипленов.

Из всех попыток сгруппировать эти пенеплены или педиплены в разновозрастные уровни наиболее интересна, пожалуй, та, которая содержится в работе Ш. Дюкло [Ducloz, 1963]. На основе анализа всех опубликованных к тому времени представлений о

формировании поверхностей выравнивания Кубы и собственных полевых исследований в районе Матансаса Ш. Дюкло предложил детальное возрастное расчленение "поверхностей континентальной эрозии" этого района, выделив семь уровней этих поверхностей — от позднемiocенового до среднеллейстоценового (табл. 1). На первый взгляд работа Ш. Дюкло кажется и детальной, и обоснованной. Тем не менее мы считаем, что она довольно наглядно демонстрирует несостоятельность всей концепции выделения на Кубе большого числа разновозрастных поверхностей субаэрального выравнивания ("континентальной эрозии"¹).

Из классических представлений В. Дэвиса о формировании пенепленов в результате постепенного выполаживания склонов неизбежно следует, что разновозрастные пенеплены, располагающиеся на разной высоте, должны разделяться зоной расчлененного рельефа, представленной всеми стадиями развития — от начала расчленения древнего пенеплена до выработки молодого — и, следовательно, достаточно обширной, соизмеримой с самими пенепленами. Разновысотные поверхности выравнивания в районе Матансаса, как и на всей Кубе, часто располагаются в непосредственной близости одна от другой, а разделяет их при этом либо неширокий перегиб рельефа, либо уступ или серия уступов. Подобные соотношения не позволяют считать эти поверхности выравнивания реликтами пенепленов.

Альтернатива концепции В. Дэвиса содержится в представлениях Л. Кинга о формировании поверхностей выравнивания (педипленов) в результате отступления сохраняющих свою крутизну склонов "параллельно самим себе" [King, 1953]. Такой процесс действительно мог бы создавать разновозрастные поверхности выравнивания, разделенные одним нешироким уступом. Однако за все время наших исследований мы не смогли обнаружить в рельефе Кубы никаких следов подобного отступления склонов, происходящего без участия волновой абразии. Более того, ряд фактов свидетельствует о невозможности этого процесса.

Мы остановимся на этих фактах несколько позже, здесь же отметим, что в работе Ш. Дюкло отсутствуют попытки объяснить механизм формирования поверхностей выравнивания, если не считать беглых упоминаний об участии карстовых процессов в выработке некоторых поверхностей. Употребляемый им термин "поверхность континентальной эрозии" нейтрален — в отличие от терминов "пенеплен" или "педиплен" он ничего не говорит о механизме формирования этих деструктивных равнин. Таким образом, в работе Ш. Дюкло практически обойдена молчанием проблема, рассмотрение которой сразу же ставит под сомнение правомерность основных выводов работы.

Определение возраста поверхностей выравнивания Ш. Дюкло начал с того, что отнес самую высокую поверхность Паленке к позднему миоцену. Основанием для этого послужил тот факт, что самые молодые из карбонатных осадков, полностью перекрывавших район Матансаса, во время исследований Ш. Дюкло считались верхнемiocеновыми². Затем, считая каждую нижележащую поверхность более молодой, чем вышележащая, он определил возраст этих поверхностей путем деления отрезка времени от позднего миоцена до плейстоцена более или менее пропорционально их высотам. Мы полагаем, что такое "определение" возраста не заслуживает серьезного критического обсуждения.

Итак, разбор одного из наиболее детальных исследований геоморфологии Кубы [Duclos, 1963] показывает, что в нем практически не содержится сколько-нибудь убедительных доказательств субаэрального (континентального) происхождения деструктивных равнин (поверхностей выравнивания) Кубы. Нет таких доказательств и в работах других сторонников этой концепции. Очень часто мнение о континентальном происхождении этих форм рельефа преподносится как аксиома, а существование предположений о том, что они были образованы морской абразией, просто полностью игнорируется.

Вот, например, как аргументируют свои представления О.К. Леонтьев и его соавторы: "Денудационный рельеф о. Пинос представлен пенепленом — поверхностью денудационного выравнивания, занимающей основную часть северного Пиноса. То, что эта волнистая равнина с высотами от 10—12 до 60—70 м над уровнем моря является пенепленом — очевидно, так как топографическая поверхность здесь срезает примерно под один уровень все развитые на северном Пиносе геологические формации: нижней-средней

¹ Термин "эрозия" в работе Ш. Дюкло, как и в большинстве зарубежных работ, не ограничен значением "флювиальная деструкция", принятым в работах советских исследователей, а означает экзогенную деструкцию.

² Современные данные позволяют считать, что в районе Матансаса миоценовая трансгрессия продолжалась и в плиоцене [Iturralde-Vinent, 1969; Torre, 1971, 1972a; Iturralde-Vinent, Morales Hernández, 1973; Borro, Morales, 1974].

Таблица 1

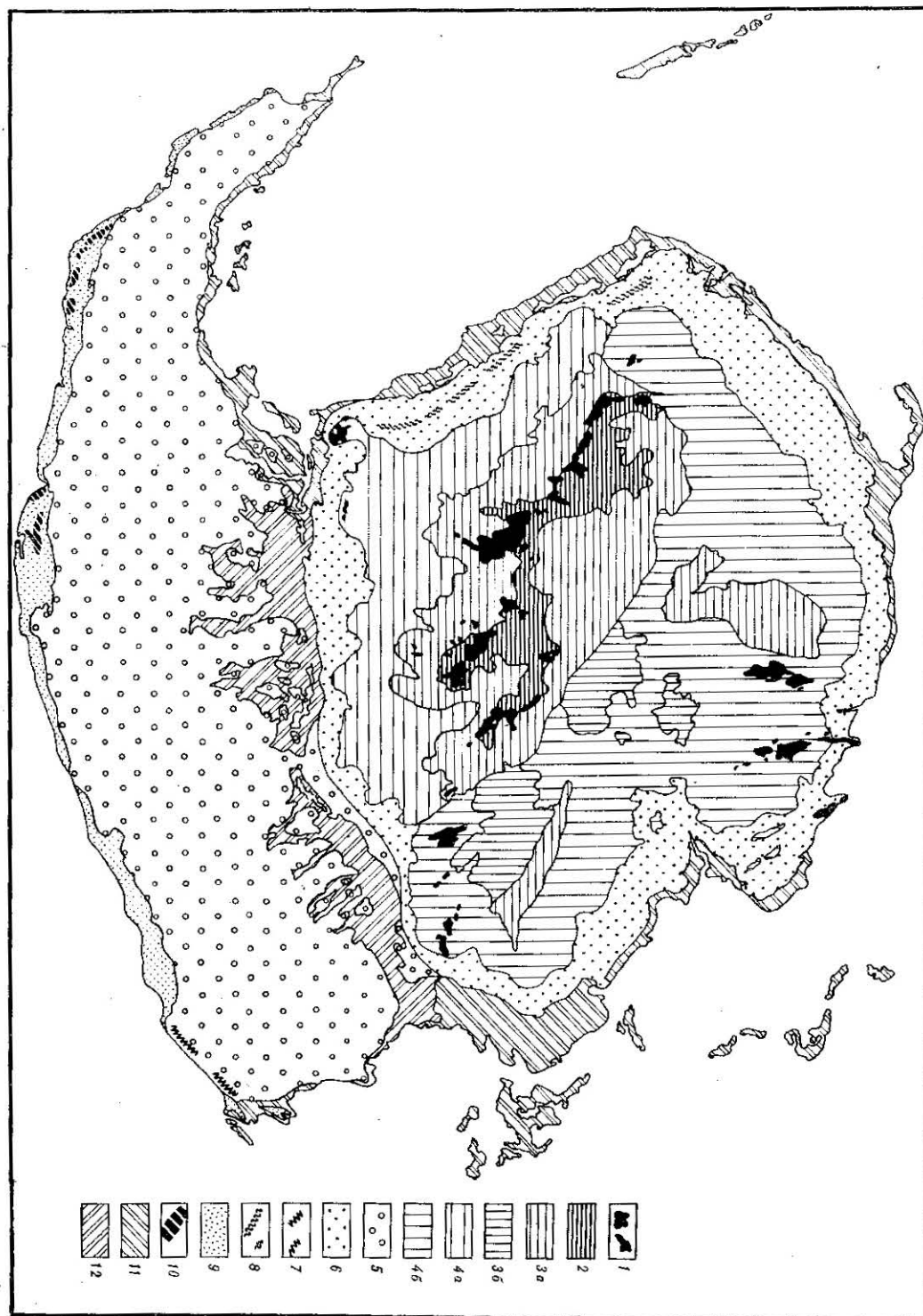
Представления Ш. Дюкло [Ducloz, 1963] об истории формирования поверхностей выравнивания, развитых в районе Матансаса

| Поверхности "континентальной эрозии" и их высота, м | Геологические события | Возраст |
|---|---|--------------------------------|
| Паленке — 260–285 | Эрозионный цикл 1 | Поздний миоцен |
| | Поднятие (около 60 м) и изгибание | Плиоцен |
| Монте-де-Оро — 80–260 | Эрозионный цикл 2 | |
| | Поднятие (около 80 м) | |
| Сантойо — 50–180 | Эрозионный цикл 3 | |
| | Поднятие (10–45 м) и слабая складчатость | |
| Бельямар — 40–100 | Эрозионный цикл 4 | |
| | Поднятие (15–25 м) и слабая складчатость | |
| Чиримоя — 30–50 | Эрозионный эпицикл 1 | Плиоцен — плейстоцен (?) |
| | Понижение уровня моря, поднятие (10 м), очень слабая складчатость | |
| Наранхаль — около 20 | Эрозионный эпицикл 2 | Начало иллинойского оледенения |
| | Понижение уровня моря (11–13 м) | |
| Версапес — 5–9 | Эрозионный эпицикл 3 | |
| | Понижение уровня моря (1 м) | |

юры, мела и гранитоидов" [Леонтьев и др., 1976, с. 87–88]. Подобное нежелание принимать во внимание возможную роль такого мощного геологического агента, как море, кажется нам просто странным, тем более, что в геологически недавнем прошлом (по крайней мере, в среднем кайнозое) большая часть территории Кубинского архипелага неоднократно заливалась морем, а в настоящее время любой пункт этой территории удален от моря не более чем на несколько десятков километров.

Что же касается о. Хувентуд (Пинос), то наша концепция о морском происхождении всех поверхностей выравнивания Кубинского архипелага родилась как раз во время работ на этом острове, рельеф которого обладает такими характерными чертами, которые, по нашему мнению, особенно убедительно свидетельствуют о правильности этой концепции. Поэтому обоснование своих взглядов на происхождение поверхностей выравнивания Кубы мы начнем с краткого геоморфологического очерка о. Хувентуд. На рис. 4 приведена геоморфологическая карта о. Хувентуд, составленная И.П. Карташовым на основе маршрутных исследований 1971, 1973 и 1978 гг. и дешифровки аэрофотоснимков. Не касаясь пока нашей трактовки генезиса и возраста изображенных на карте форм рельефа, остановимся вначале на основных морфологических особенностях рельефа о. Хувентуд.

Большую часть острова занимает выработанная в мезозойских метаморфических породах деструктивная равнина, полого поднимающаяся к центру острова, где она имеет высоту 70–80 м над уровнем моря, и лишь слегка расчлененная современными речными долинами. Уклоны поверхности этой равнины не превышают 5°, а чаще составляют 1–3°. Над поверхностью равнины поднимаются отдельные крутосклонные холмы и группы холмов, относительная высота которых колеблется от первых десятков метров до 250 м и более (30–300 м над уровнем моря). Крутые (до 30°, а иногда и более) скло-



ны этих холмов настолько резко контрастируют с рельефом равнины, что холмы кажутся как бы насаженными на ее поверхность (рис. 5).

В. Куман и Р. Гавилан [Kúman, Gavilan, 1965], составившие первую геоморфологическую карту острова, рассматривали и холмы, и деструктивную равнину как формы денудационного рельефа, созданного комплексом флювиальных и склоновых процессов. Резкие различия в рельефе холмов и равнины, видимо, не привлекли их внимания, и попыток объяснить эти различия в работе В. Кумана и Р. Гавилана не содержится. Геоморфологическая карта Национального атласа Кубы [1970], несмотря на свой мелкий масштаб, объясняет рельеф о. Хувентуд более обоснованно, чем карта В. Кумана и Р. Гавилана, но кроме ошибок, связанных с той трактовкой происхождения равнинного рельефа, которую мы считаем неверной, содержит и такие ошибки, которые трудно объяснить.

Границы голоценовых и позднелейстоценовых морских аккумулятивных и абразионно-аккумулятивных равнин, изображенных на этой карте, почти совпадают с границами этих форм рельефа, показанными на нашей карте. Правда, южная равнина острова, сложенная плейстоценовыми известняками группы Хайманитас, почему-то отнесена к голоцену, но эту ошибку вряд ли можно считать существенной. Наиболее поднятые участки деструктивной равнины отнесены к "эрозионно-денудационным" равнинам (пенепленам и педипленам), а крутосклонные холмы — к "петроморфным" останцам. Хотя эта трактовка и кажется нам ошибочной, она все-таки не лишена логики. Но понять, почему менее поднятые и соответственно менее расчлененные реками и ручьями участки этой равнины отнесены к флювиальным формам рельефа, совершенно невозможно. Кроме того, дополнительным знаком показано, что эти "флювиальные" равнины одновременно являются "участками поверхностей выравнивания с реликтами древней коры выветривания". Противоречивость этой трактовки бросается в глаза. Если аккумулятивные флювиальные равнины — это самые обычные формы рельефа (хотя на Кубе их нет, если не считать небольших современных дельт таких рек, как Манати, Саса, Кауто и др.), то деструктивные равнины — поверхности выравнивания — вообще не могут формироваться реками. Равнины, кольцом опоясывающие остров, конечно, не могут иметь флювиальный генезис.

В уже упоминавшейся работе О.К. Леонтьева с соавторами [1976] эта ошибка не повторяется. На приведенной в ней схеме показано, что "поверхность денудационного выравнивания" центральной части острова окружена "талассогенной поверхностью выравнивания", причем граница между этими формами рельефа также практически совпадает с границей между миоцен-плейстоценовой и позднелейстоценовой морскими равнинами, показанными на нашей карте. К сожалению, в этой работе присутствуют другие ошибки и неточности. Критику этих ошибок можно начать с того, что авторы считают холмы "острова" "петроморфными останцами", возникновение которых обусловлено "препарировкой выходов мраморов... метаморфических сланцев и кварцитов" [Леонтьев и др., 1976, с. 88–89]. Как будет показано в дальнейшем, простое сопоставление рельефа о. Хувентуд с его геологическим строением свидетельствует об ошибочности этих представлений.

Хотя на приведенной в работе схеме вся прибрежная зона о. Хувентуд показана как морская равнина ("талассогенная поверхность выравнивания"), в тексте сказано: "В нижнем течении большинства рек поймы расширяются и постепенно переходят в дельты. Примыкая друг к другу, дельты соседних рек и ручьев образуют единую прибрежную аллювиально-морскую поверхность, окаймляющую северный Пинос. В дельтах рек

Рис. 4. Геоморфологическая карта о. Хувентуд

Денудационный рельеф: 1 — крутосклонные (до 30° и более) холмы-"острова" высотой 30–300 м. Талассогенный рельеф: 2–4 — миоцен-плейстоценовая абразионная равнина: 2 — участки, поднятые до 80 м и расчлененные флювиально-денудационными процессами (уклоны поверхности до 5°); 3 — участки, поднятые до 60 м, расчлененные флювиально-денудационными процессами: а — заметно (уклоны поверхности до 5°), б — слабо (уклоны до 2°); 4 — участки, поднятые до 30 м и расчлененные флювиально-денудационными процессами: а — слабо (уклоны поверхности до 3°), б — очень слабо (уклоны до 1°); 5–8 — позднелейстоценовые аккумулятивные равнины высотой 5–10 м: 5 — сложенные карбонатными осадками группы Хайманитас и расчлененные карстовыми процессами; 6 — сложенные песками (преимущественно кварцевыми) и галечниками формации Сигуанеа; 7 — поднятые до 15 м прибрежные отмели, сложенные калькаренидами группы Хайманитас; 8 — поднятые до 7 м волноприбойные (штормовые) валы, сложенные кварцевыми песками и галечниками формации Сигуанеа; 9–11 — голоценовые прибрежные формы рельефа: 9 — поднятые до 2 м низкие террасы и пляжи, сложенные карбонатными песками и галечниками, в тыловой части нередко заболоченные, с озерами; 10 — волноприбойные (штормовые) валы высотой 3–5 м, сложенные карбонатными галечниками; 11 — низменные равнины мангровых болот. Биогенный рельеф: 12 — голоценовые низменные равнины торфяных болот, развитых на месте крупных карстовых полей позднего плейстоцена



Рис. 5. Сьерра-де-Касас — холмы "острова" о. Хувентуд

о. Пинос выделяются две генерации — голоценовая (4–5 м абс.выс.) и более древняя (до 10–12 м абс.выс.)" [Там же, с. 89]. В действительности на о. Хувентуд нет ни голоценовых, ни более древних дельт. Все устьевые части ручьев и рек острова превращены голоценовой трансгрессией в эстуарии, которые хорошо видны не только на аэрофотоснимках, но и на топографических картах.

Нужно сказать, что характеризуя флювиальные формы рельефа в тексте работы и изображая на схеме "участки долин в пределах ленифицированной поверхности" таким образом, что они выглядят как один из главных компонентов рельефа, О.К. Леонтьев и его соавторы переоценивают роль флювиальных процессов в формировании рельефа о. Хувентуд. Вся рельефообразующая деятельность ручьев и рек острова за время существования деструктивной равнины как формы рельефа суши (с начала плейстоцена) свелась лишь к превращению этой, когда-то, по-видимому, почти идеально плоской равнины в слегка волнистую. Все эти ручьи и речки, за исключением приустьевых частей, в настоящее время, как правило, находятся в стадии глубинного врезания, что объясняется не молодостью тектонических поднятий, сформировавших купол о. Хувентуд, а чрезвычайной медленностью процесса врезания, обусловленной ничтожной живой силой этих водотоков и высокой прочностью метаморфических пород, слагающих деструктивную равнину о. Хувентуд.

Депрессия Сьенага-де-Ланьер, представляющая собой крупное карстовое поле, превращенное в торфяное болото в результате повышения уровня грунтовых вод в ходе голоценовой трансгрессии, рассматривается О.К. Леонтьевым и его соавторами как часть "самой низкой" морской террасы, которая "сплошной полосой тянется вдоль берегов северного Пиноса" [Там же, с. 90]. Это тоже ошибка, так как поверхность депрессии сложена пресноводными торфяниками, а характер ее очертаний и форма уступов, отделяющих поверхность депрессии от южной равнины, сложенной карстующимися известняками, обнаруживают полное сходство с карстовыми депрессиями, развитыми в пределах этой южной равнины.

Отметим, наконец, что приведенная в этой работе ссылка на то, что "низкая поверхность" южной равнины о. Хувентуд, "по данным И.П. Карташова и Н.А. Майо, сложена... известняками плиоцен-четвертичного возраста" [Там же, с. 90] не соответствует действительности. В статье, на которую они ссылаются [Kartashov, Mayo, 1972d], об этих известняках не сказано ни слова. Но именно в этой статье было впервые высказано предположение об абразионном, а не денудационном происхождении деструктивных равнин Кубинского архипелага и, в частности, о. Хувентуд. Это предположение О.К. Леонтьев и его соавторы почему-то обошли молчанием.

Переходя к обсуждению основной дискуссионной проблемы геоморфологического строения острова — проблемы происхождения деструктивной равнины, — отметим, что

тенденция геоморфологической карты Национального атласа Кубы [1970] относить холмы "острова" и многие другие останцовые возвышенности, поднимающиеся над поверхностями выравнивания различных районов Кубы, к "петроморфным" образованиям, тенденция, сохранившаяся и в работе О.К. Леонтьева с соавторами [1976], вполне понятна. Считая поверхности выравнивания Кубы формами рельефа, созданными субаэральной денудацией, существование останцовых возвышенностей можно объяснять либо тем, что эта денудация проявлялась в виде отступления склонов "параллельно самим себе" (педипланация), либо селективной денудацией — препарировкой выходов наиболее прочных пород. Хотя термин "педиплены" и присутствует в легенде геоморфологической карты Национального атласа Кубы, предположение о том, что равнины, окаймляющие останцовые возвышенности, были созданы процессом педипланации, видимо, не показалось авторам карты заслуживающим доверия. Таким образом, в их распоряжении оставалось единственное объяснение существования этих возвышенностей — предположение о том, что они представляют собой выходы прочных пород, отпрепарированные флювиально-денудационными процессами.

Однако сопоставление рельефа с геологическим строением не оставляет никаких сомнений в том, что это предположение не соответствует действительности. На рис. 6 изображена составленная Г. Мильяном геологическая карта небольшого участка северного побережья о. Хувентуд, сложенного мезозойской метаморфической толщей. Детальность наблюдений Г. Мильяна, включавших в себя и прослеживание контактов, была достаточно высокой для того, чтобы не сомневаться в правильности изображения контактов между показанными на этой карте крутопадающими толщами метаморфических пород. Горизонталями показан рельеф возвышенности Сьерра-де-Коломбо и северной части возвышенности Сьерра-де-Кабальос. Каждый из двух резко контрастирующих между собой типов рельефа — крутосклонные возвышенности и плоская поверхность равнины — на рассматриваемом участке встречается на всех разновидностях метаморфических пород, а границы между возвышенностями и равниной настолько резко не совпадают с границами геологических тел, что ни о какой зависимости рельефа от селективной денудации не может быть и речи. Наличие разломов, которые, по мнению О.К. Леонтьева с коллегами [1976], обуславливают крутизну склонов холмов, также не подтверждается геологической картой. Кроме того, очертания границ между равнинным и крутосклонным рельефом о. Хувентуд извилисты и лишены какой-либо линейности, так что предположение о том, что холмы "острова" представляют собой поднятые по разломам блоки, не имеет никаких оснований, кроме резкой контрастности рельефа.

Чтобы закончить разбор всех возможностей сохранения останцовых возвышенностей на поверхностях выравнивания, созданных субаэральной денудацией, остановимся еще раз на возможностях проявления процесса педипланации на о. Хувентуд.

Исходя из представлений о балансе рыхлого материала в денудационных процессах, можно считать, что отступление крутых склонов "параллельно самим себе" возможно лишь в тех случаях, когда скорость транспортировки рыхлого материала по склону настолько превосходит скорость возникновения этого материала в результате выветривания, что весь материал — и подготовленный выветриванием, и поступивший с вышележащих участков склонов — удаляется даже с самых нижних участков склонов [Карташов, 1975, с. 22]. При этом, чем больше количество рыхлого материала, удаляемого с отступающего склона, тем круче поверхность, формирующаяся у подножия этого отступающего склона. Настоящие педименты с углами наклона менее 5° , по-видимому, могут формироваться только в условиях крайне низкой интенсивности процессов выветривания. Если в настоящее время интенсивное химическое выветривание характерно только для горных районов Кубы, то, как будет показано в дальнейшем, геологически недавно, еще в первой половине плейстоцена, каолиновая кора выветривания формировалась в большинстве районов Кубинского архипелага, в том числе и на о. Хувентуд. Таким образом, даже теоретическая возможность формирования поверхностей выравнивания Кубы процессом педипланации кажется мало вероятной.

Некоторые из наблюдавшихся нами деталей геолого-геоморфологического строения о. Хувентуд можно считать эмпирическими доказательствами невозможности проявления процесса педипланации в его пределах и, вероятно, в пределах всего Кубинского архипелага. Так, если бы равнина о. Хувентуд действительно возникала в результате отступления крутых склонов холмов "параллельно самим себе", то ее участки, непосредственно примыкающие к холмам, были бы самыми молодыми образованиями и были бы лишены коры выветривания или обладали бы корой выветривания минимальной мощности. Таких соотношений в мощности коры выветривания здесь не наблюдается. Не только равнина в непосредственной близости к подножиям холмов, но часто и

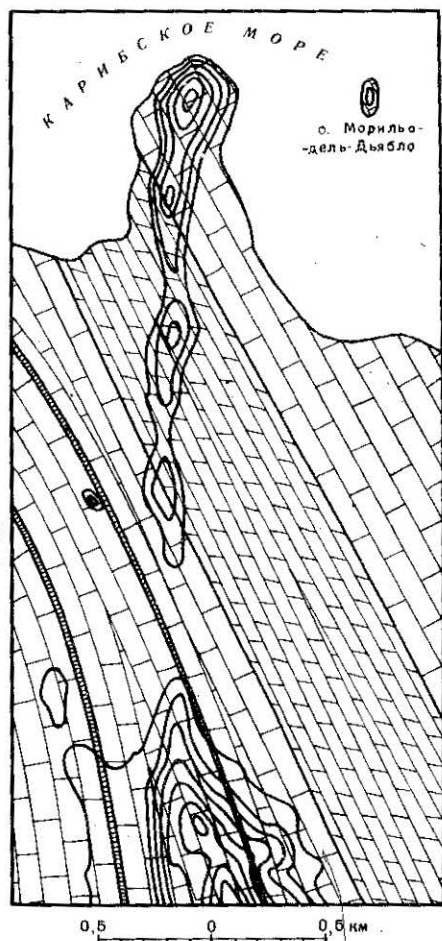


Рис. 6. Сопоставление рельефа с геологическим строением (по Г. Мильяну) на участке северного побережья о. Хувентуд в районе возвышенности Сьерра-де-Коломбо и северной части возвышенности Сьерра-де-Кабальос. Горизонтали через 25 м.

Мезозойская метаморфическая толща: 1 — горизонты известково-силикатных сланцев, 2 — черные и серые мраморы с прослоями черных пироксенсодержащих доломитов, 3 — тонкозернистые белые и серые доломиты с прослоями грубозернистого серого мрамора

сами склоны холмов одеты мощной корой выветривания, сформированной на метаморфических породах, а в пределах равнины — и на сохранившихся местами молодых (плиоцен-плейстоценовых и плейстоценовых) осадочных образованиях.

Еще одно обстоятельство мешает принять гипотезу педипланации для объяснения особенностей строения рельефа всего Кубинского архипелага. Какой процесс мог обеспечивать перенос рыхлого материала отступающих склонов холмов через равнину, не разрушая при этом кору выветривания на ней? Механизм такой транспортировки просто не поддается объяснению, а наши наблюдения свидетельствуют о том, что ее вообще не происходило. Наиболее четкий перегиб рельефа на границе между холмами-«островами» и равниной, совершенно не замаскированный накоплением коллювиальных шлейфов, наблюдается там, где к холмам примы-

кает молодая позднеплейстоценовая равнина. В центральных частях острова, где холмы окружены наиболее древними участками равнины, не покрывавшимися морем по крайней мере с начала плейстоцена, граница между этими формами рельефа представлена не четким перегибом, а плавным переходом, возникшим в результате накопления коллювия у подножия холмов.

Это наблюдение подтверждается данными некоторых буровых линий, которые показывают, что мощность рыхлых глинистых отложений на равнине увеличивается с приближением к склонам холмов при одновременном плавном повышении поверхности равнины. К сожалению, документация буровых скважин, как правило, не настолько детальна, чтобы можно было разделить рыхлые отложения на элювий метаморфических пород, морские осадки (скорее всего формации Гуане) и коллювий, но предположение о том, что все эти образования присутствуют в разрезах по скважинам и что увеличение мощности рыхлых отложений связано с накоплением коллювиальных шлейфов, хорошо согласуется с геоморфологическими данными и кажется вполне правдоподобным. Все это говорит об уменьшении контрастности рельефа о. Хувентуд под действием субэкральной денудации, иными словами — о прямо противоположной тенденции развития рельефа, чем та, которая предполагается гипотезой педипланации.

Все сказанное не может не убеждать в том, что резкую контрастность рельефа о. Хувентуд можно объяснить только тем, что равнинный и крутосклонный рельеф были образованы разными экзогенными процессами. Если рельеф холмов, бесспорно, возникал и развивался под действием флювиально-денудационных процессов, то для образования равнинного рельефа просто не остается никакого другого процесса, кроме морской абразии. Это предположение подтверждается существованием в пределах южной равнины, сложенной морскими карбонатными осадками, холма Каудаль, невысокого (33 м над уровнем моря), но такого же крутосклонного и сложенного теми же метаморфическими породами, что и холмы северной части о. Хувентуд. Здесь уже не остается никаких сомнений в том, что этот холм был островом в море, которое абрадирировало

все флювиально-денудационные формы рельефа, когда-то окружавшие этот холм. Холм Каудаль отличается от холмов северной части острова лишь тем, что в окружавшем его море абразия сменялась аккумуляцией карбонатных осадков, тогда как на севере карбонатные осадки не накапливались.

Процесс формирования абразионной равнины вокруг холмов-"островов" можно видеть и в настоящее время. Так, небольшой островок Морильо-дель-Дьябло у северного побережья о. Хувентуд (см. рис. 6) при понижении уровня моря всего на несколько метров станет точно таким же крутосклонным холмом посреди равнины, как и прочие холмы-"острова".

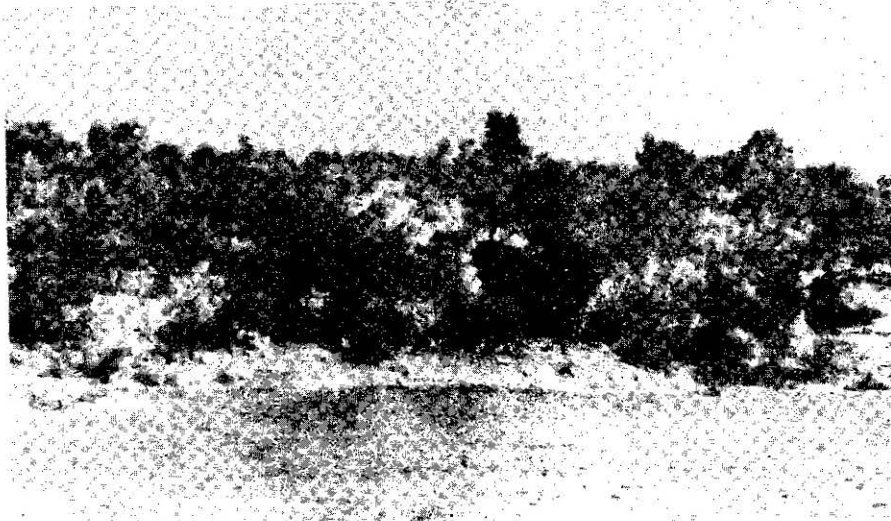
Таким образом, геоморфологический анализ убеждает в том, что деструктивная равнина о. Хувентуд с ее останцовыми холмами-"островами" не могла быть сформирована субазральными флювиально-денудационными процессами и, несомненно, представляет собой талассогенную форму рельефа, образованную морской абразией. Холмы о. Хувентуд — это реликты флювиально-денудационного рельефа, которые во время трансгрессий действительно были островами.

Конечно, абразия, как и субазральная денудация, может действовать избирательно, разрушая в первую очередь менее прочные, податливые горные породы. Но сопоставление рельефа о. Хувентуд с геологическим строением (см. рис. 6) показывает, что литологические различия пород метаморфической толщи не оказывали влияния на форму и положение холмов-"островов". Видимо, прочность этих пород по отношению к разрушающему действию волновой абразии практически одинакова. В этих условиях развитие процесса абразии и соответственно положение и форма островов — реликтов флювиально-денудационного рельефа, сохраняющихся от разрушения морем, — зависели главным образом от преобладающих направлений ветров, которые определяли направления волн, от особенностей строения рельефа абрадируемой суши, от очертаний ее берегов и, вероятно, от целого ряда более или менее случайных факторов. Нужно, впрочем, отметить, что структурный план метаморфической толщи о. Хувентуд находит какое-то отражение в распределении холмов-"островов" на равнине и, по-видимому, в деталях очертаний по крайней мере некоторых из этих холмов. Эта нечеткая связь рельефа со структурой и представляет собой весь результат селективной абразии.

Для большинства других поверхностей выравнивания Кубинского архипелага также характерно присутствие останцовых возвышенностей. Правда, эти останцовые возвышенности не всегда обладают такими же крутыми склонами, как холмы-"острова" на о. Хувентуд, а их границы с равнинным рельефом не всегда выражены таким же четким перегибом. Однако это не меняет сущности взаимоотношений между равнинным рельефом и останцовыми возвышенностями, взаимоотношений, свидетельствующих о морском происхождении равнинного рельефа. К тому же, существуют и такие границы между равнинным рельефом и останцовыми возвышенностями, которые несомненно представляют собой древние береговые линии. Сошлемся для примера на древний клиф с волноприбойными нишами, местами превращенными в пещеры, который имеет протяженность более 100 км (местами на этом отрезке клиф разрушен флювиально-денудационными процессами) и располагается на высоте 80–100 м над уровнем моря, на границе между южной прибрежной равниной провинций Гавана и Матансас и возвышенностью Бехукаль — Мадруга — Колисео (рис. 7). Внешний облик и геоморфологическая позиция этой формы рельефа настолько явно свидетельствуют о ее морском происхождении, что можно только удивляться тому, что на геоморфологической карте Национального атласа Кубы [1970] многие участки этого клифа (так же, впрочем, как и многих других древних клифов) показаны как тектонические уступы, отделяющие ранне-среднеплейстоценовый пенеплен (или педиплен), к которому отнесена наиболее высокая часть (50–70 м над уровнем моря) наклонной прибрежной равнины, либо от плиоцен-плейстоценового пенеплена (100–120 м над уровнем моря), либо от структурно-тектонических возвышенностей.

Останцовые возвышенности, некогда представлявшие собой острова, присутствуют и на самых низких (прибрежные районы о. Хувентуд), и на самых высоких (возвышенность Ла-Менсура на плато Пинарес-де-Маяри, поднимающемся на 700–800 м над уровнем моря) поверхностях выравнивания Кубинского архипелага, и это позволяет сделать вывод о том, что все эти поверхности выравнивания представляют собой реликты морских абразионных равнин.

До начала наших исследований возможность существования на Кубе морских терригенных осадков плейстоценового возраста признавалась, насколько нам известно, только в работе Дж. Спенсера, выделившего плейстоценовую формацию Сапата [Spencer, 1895], и в работе чехословацких ученых [Nemes et al., 1967], высказавших мнение о том, что возможность морского происхождения красноцветных осадков Кубы нельзя



Р и с. 7. Древний клиф с волноприбойными нишами и пещерами возле Сан-Антонио-де-Кабесас (провинция Матансас)

считать полностью исключенной¹. Обе эти работы были почти неизвестны широкому кругу исследователей геологического строения и геоморфологии Кубы, и о существовании плейстоценовых морских терригенных осадков на поверхностях выравнивания Кубы не было известно практически ничего. Связь этого факта с широкой популярностью концепции о формировании поверхностей выравнивания Кубы субэвразальной денудацией не вызывает сомнений. С одной стороны, отсутствие сведений о подобных осадках было косвенным аргументом в пользу этой концепции, а с другой стороны, популярность этой концепции, по-видимому, мешала исследователям замечать эти осадки.

Нам удалось обнаружить морские осадочные терригенные образования плейстоценового возраста и на самых низких, и на самых высоких поверхностях выравнивания Кубы. К сожалению, лишь в некоторых случаях морское происхождение этих осадков не вызывает никаких сомнений. Чаще для решения этого вопроса требуется обстоятельная дискуссия. Вся эта дискуссия приведена в следующей главе, в разделах, характеризующих генезис различных осадочных толщ — подразделений разработанной нами стратиграфической схемы антропогена Кубы. Здесь мы только хотели бы отметить, что считаем вполне логичным рассматривать факт пространственной связи этих толщ с поверхностями выравнивания, морское происхождение которых доказывается геоморфологическим анализом, как один из аргументов в пользу предположения о том, что они представляют собой морские осадки, и наоборот, — рассматривать присутствие морских осадков на поверхностях выравнивания как факт, подтверждающий выводы геоморфологического анализа.

Приведенная выше геоморфологическая схема Кубинского архипелага (см. рис. 2) нуждается еще в одном пояснении. Показанное на ней разделение морских равнин на аккумулятивные и деструктивные (абразионные) имеет довольно условный характер. Так, все равнины, сложенные морскими карбонатными осадками, и реликты таких равнин (террасы) отнесены на схеме к аккумулятивным образованиям. Однако ни в одном случае нельзя уверенно утверждать, что поверхность этих форм рельефа действительно образована аккумуляцией, что она не была хотя бы на несколько сантиметров срезана волновой абразией.

К абразионным равнинам отнесены те поверхности выравнивания, на которых плейстоценовые морские осадки либо совсем отсутствуют, либо сохраняются лишь на небольших по размерам разобщенных участках в понижениях поверхности, выработанной в доплейстоценовых породах. Мощность этих осадков, представленных терригенными фациями, как правило, ничтожна. И опять ни в одном случае нельзя уверенно связывать это отсутствие осадков с процессом морской абразии, так как в отличие от

¹ Более подробный разбор этих работ будет приведен в следующей главе, в разделе, посвященном формации Вильяроха.

карбонатных осадков, обычно образующих "бронирующие" пласты, терригенные осадки сравнительно легко разрушаются флювиально-денудационными процессами. Отсутствие осадков на равнинах, названных нами абразионными, может объясняться их разрушением уже во время существования этих равнин как форм рельефа суши.

Те равнины, на которых сохранился более или менее сплошной покров рыхлых терригенных осадков, отнесены нами к аккумулятивным формам рельефа. Но этот покров, как правило, бывает настолько маломощным, что его формирование нельзя связывать с "настоящей" аккумуляцией осадков, компенсирующей тектонические прогибания. Терригенные осадки этих равнин представляют собой, как правило, осадки, формирующиеся в ходе процесса абразии. Их можно рассматривать как талассогенный аналог инстративного аллювия, как осадки деструктивной динамической фазы [Ламакин, 1948], а это означает, что равнины, поверхность которых образована этими осадками, строго говоря, следует относить не к аккумулятивным, а к деструктивным формам рельефа.

Таким образом, термины "абразионные" и "аккумулятивные" применены к морским равнинам, показанным на геоморфологической схеме Кубинского архипелага (см. рис. 2) и на геоморфологической карте о. Хувентуд (см. рис. 6), условно. Они означают только, что в первом случае поверхность этих равнин срезает доантропогеновые породы и не имеет покрова морских плейстоценовых осадков, а во втором — эта поверхность образована осадками обычно плейстоценового возраста.

И в заключение этого раздела — несколько слов о наших определениях возраста отдельных форм рельефа о. Хувентуд. Голоценовый и позднплейстоценовый возраст морских и биогенной равнин определяется возрастом осадков, слагающих поверхность этих равнин, и это определение возраста форм рельефа, очевидно, не требует специальных пояснений. На поверхности деструктивной (абразионной) равнины центральной части острова кое-где сохранились морские терригенные осадки плиоцен-плейстоценовой формации Гуане. Однако анализ позднекайнозойской истории геологического развития Кубинского архипелага, которому посвящена последняя глава этой работы, показывает, что во время трансгрессии, оставившей эти осадки, море вряд ли могло создать абразионную равнину о. Хувентуд на месте расчлененного флювиально-денудационного рельефа, реликтами которого являются холмы-"острова". Скорее всего, эта равнина была в основном сформирована еще раньше, во время миоценовых трансгрессий, предшествовавших позднекайнозойскому этапу геологического развития, а во время плиоцен-плейстоценовой трансгрессии абразия лишь несколько увеличила размеры этой равнины за счет холмов-"островов". Эти характерные черты истории формирования абразионной равнины о. Хувентуд мы и хотели отразить, определив ее возраст как миоцен-плейстоценовый.

В отличие от многих авторов геоморфологических карт, мы отказываемся от определения возраста денудационных форм рельефа (в данном случае — холмов-"островов"), потому что считаем, что само понятие "возраст рельефа" неприменимо к этим формам, которые, строго говоря, во всех случаях представляют собой современные образования, продолжающие развиваться под действием тех же процессов, которые их создали [Карташов, 1958, с. 10].

КЛИМАТ

Кубинский архипелаг располагается в пассатной, сравнительно дождливой области тропического климатического пояса, для которой характерны резкие различия в количестве атмосферных осадков на наветренных и подветренных склонах гор [Физико-географический атлас мира, 1964]. Согласно литературным данным [Нуньес Хименес, 1960; Давитая, Трусов, 1966; Trúsov, 1967; Национальный атлас Кубы, 1970], климат Кубы складывается под влиянием пассатных ветров, северо-восточных зимой и восток-северо-восточных летом, и теплых течений, формирующих Гольфстрим.

Средняя суточная температура на Кубе не бывает ниже $+10^{\circ}\text{C}$, а самое высокое из средних значений абсолютных годовых максимумов (метеостанция Санкти-Спиритус) составляет $36,6^{\circ}\text{C}$. Годовые амплитуды температур невелики — разница между средними температурами самого холодного (январь) и самого теплого (июль) месяцев составляет всего $6-8^{\circ}$. Невелики и различия среднемесячных температур в разных районах Кубы. Так, средние температуры января в горных районах, поднимающихся более чем на 600 м над уровнем моря, колеблются от 16 до 20° , а в холмистых и равнинных районах — от 22 до 24°C , средние температуры июля — соответственно от 19 до 25° и от 26 до 30°C .

Среднегодовое количество осадков на Кубе колеблется от 600 до 3400 мм [Gagua et al., 1976], причем неравномерность их распределения определяется и общей цирку-

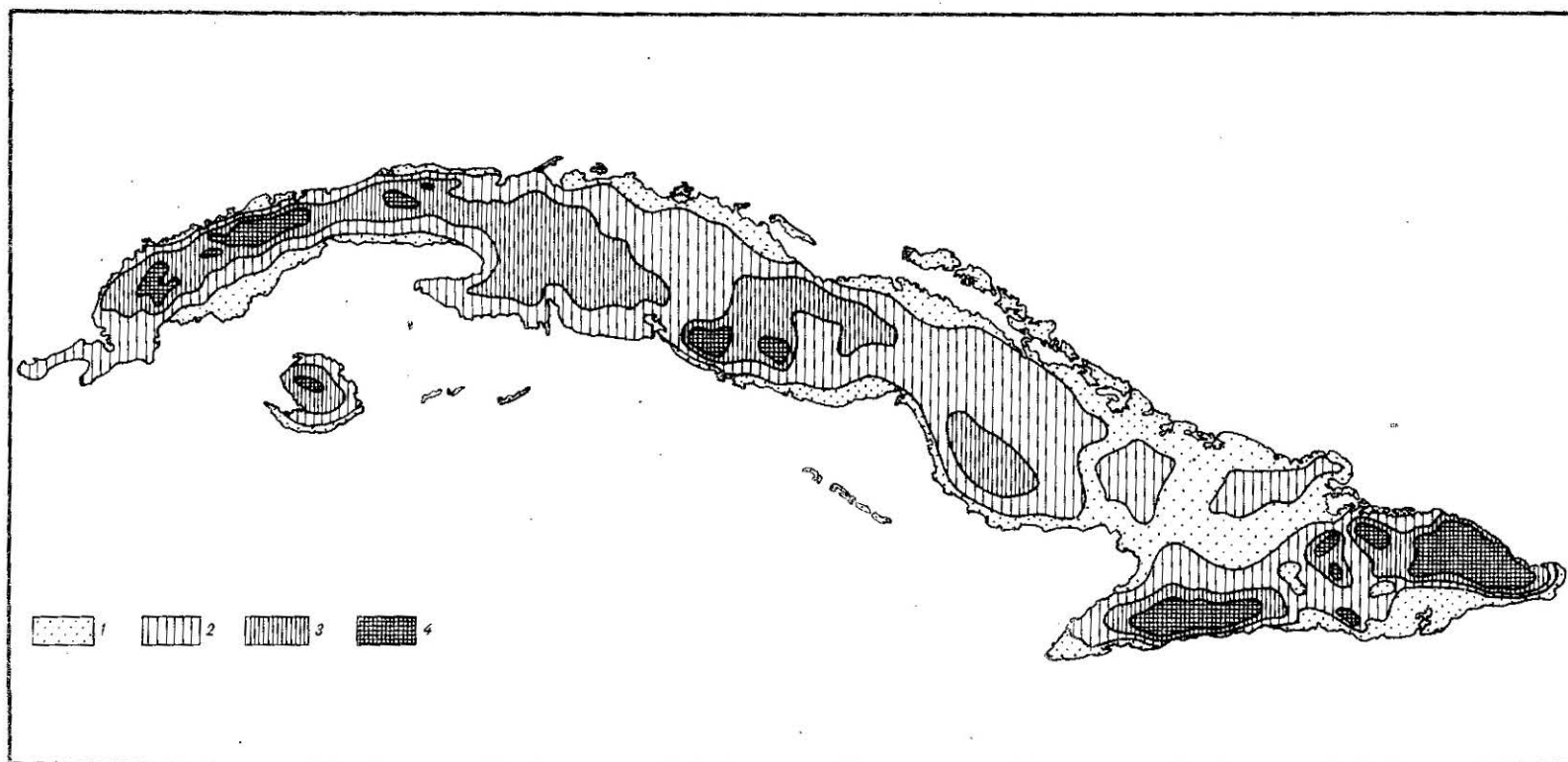


Рис. 8. Схема распределения атмосферных осадков на территории Кубинского архипелага. По Г. Гагуа, С. Зарембо и А. Искьердо [Gagua et al., 1976]
 Атмосферные осадки, мм/год: 1 — менее 1200, 2 — 1200–1500, 3 — 1500–1800, 4 — более 1800

ляцией атмосферы, и неодинаковым влиянием морских течений, но главным образом строением рельефа Кубы. Лишь в ограниченных по площади горных районах количество осадков превышает 1800 мм/год. Большая часть территории Кубы имеет среднюю годовую норму осадков 1200–1800 мм, а осадки в количестве менее 1200 мм/год характерны только для нешироких береговых зон прибрежных низменностей, для низменных равнин Кауто и Ниле, которые отделяют восточную Кубу от центральной, и для крайнего юго-востока Кубы (рис. 8).

В годовом ходе атмосферных осадков Кубы существуют четко выраженные сухой (ноябрь — апрель) и дождливый (май — октябрь) сезоны. В дождливом сезоне наблюдаются два максимума — июльский, связанный с периодом зенитальных дождей, и октябрьский, обусловленный прохождением зоны тропического фронта через Кубинский архипелаг и характеризующийся ураганами и катастрофическими ливнями, вызывающими наводнения. Во время сухого сезона большая часть осадков, приносимых северо-восточными пассатами, выпадает на наветренных склонах гор, но отдельные ливни могут выпадать и на равнинах.

В условиях достаточно высоких температур в течение всего года ход процессов выветривания и формирования кор выветривания, подробная характеристика которых будет дана в следующем разделе, определяется главным образом режимом увлажнения зоны гипергенеза, зависящим от соотношения между количеством атмосферных осадков и испарением.

В районах Кубы, получающих наименьшее количество осадков (600–1200 мм/год), испаряемость колеблется от 1800 до 2100 мм/год. Коэффициент увлажнения в этих районах даже во время дождливых сезонов меньше единицы. Это приводит к формированию резко выраженного непромывного режима увлажнения в зоне гипергенеза. В районах с атмосферными осадками от 1200 до 1800 мм/год испаряемость составляет 1600–1800 мм/год. Это характеризует климат как засушливый, однако в дождливые сезоны коэффициент увлажнения в этих районах все же больше единицы, и в зоне гипергенеза складывается неглубокий периодически промывной режим увлажнения. Районы, получающие наибольшее количество атмосферных осадков (более 1800 мм/год), характеризуются наименьшей испаряемостью (1200–1400 мм/год), и в этих районах существует промывной режим в зоне гипергенеза.

КОРЫ ВЫВЕТРИВАНИЯ

Корой выветривания мы называем поверхностный слой суши, минеральным скелетом которого служат продукты гипергенного изменения вещества горных пород, топографически не перемещенные. Рыхлые образования, слагающие геологическое тело коры выветривания, называют элювием. В профиле коры выветривания выделяются почвенная и сапролитовая зоны, иногда совмещенные. Критерием для их разделения служит наличие или отсутствие непосредственного влияния гумусовых соединений на процессы гипергенеза. Это влияние сказывается главным образом на форме миграции компонентов почвенной массы и отдельных элементов, в частности железа, и ведет к изменению окраски пород, их текстуры и структуры. Ниже уровня, на котором влияние гумусовых соединений затухает, в сапролитовой зоне сохраняются реликты текстурно-структурных признаков материнских субстратов, а в почвенной зоне, особенно в ее верхних горизонтах, эти реликты обычно полностью отсутствуют.

Современные коры выветривания распространены на Кубе почти повсеместно, они отсутствуют только на склонах, крутизна которых превышает 30°, и на заболоченных участках равнин. В зависимости от характера режима увлажнения в зоне гипергенеза современные коры выветривания Кубы представлены тремя типами: примитивным в районах с непромывным режимом увлажнения, слабо развитым в районах с периодически промывным режимом увлажнения и развитым типом в районах с промывным режимом увлажнения. Степень выраженности климатически обусловленных характерных черт каждого типа коры выветривания, так же как и некоторые особенности строения и состава элювия, зависят от материнского субстрата кор, и это позволяет разделять каждый тип на несколько литогенных групп.

Эта строгая зависимость особенностей строения современных кор выветривания Кубы от климатических условий, главным образом от соотношения между количеством атмосферных осадков и испаряемостью, заставила нас обратить внимание на те отклонения от этой закономерности, которые свойственны реликтам древних кор выветривания. В районах с неглубоким периодически промывным режимом увлажнения зоны гипергенеза, как правило, встречаются реликты кор выветривания развитого типа,

находящихся в резком несоответствии с современными климатическими условиями. Эти коры выветривания формировались не только на древних, доантропогенных породах. Их хорошо сохранившиеся реликты характерны и для осадков первой половины плейстоцена. Существование таких реликтов, очевидно, можно считать бесспорным признаком довольно резкого изменения климатических условий Кубы — уменьшения влажности ее климата. Можно утверждать, что это уменьшение влажности климата, проявлявшееся, вероятно, главным образом в уменьшении количества атмосферных осадков, происходило геологически недавно — в плейстоцене.

В ходе наших исследований мы, естественно, уделяли наибольшее внимание именно этим реликтам древних кор выветривания — индикаторам климатических условий геологического прошлого, позволяющим получать информацию, необходимую и для разработки климатостратиграфических построений, и для реконструкции позднекайнозойской истории геологического развития Кубы. Однако правильная интерпретация этой информации невозможна без ее сопоставления со сведениями о современных корях выветривания. Только на примерах современных кор выветривания можно установить прямую зависимость определенных особенностей состава и строения элювия от тех или иных климатических условий. Поэтому мы считаем необходимым привести в этой вводной главе характеристики трех основных типов современных кор выветривания Кубы.

Характеристики древних, реликтовых кор выветривания Кубы будут приведены в следующей главе, вместе с описаниями тех геологических формаций (подразделений литостратиграфической схемы антропогена Кубы), на которых эти коры развиты. В этой главе, употребляя термин "кора выветривания" без специальных пояснений, мы будем иметь в виду только современные коры выветривания. Древние коры выветривания будут упоминаться лишь как материнские субстраты современных.

Чтобы чрезмерно не увеличивать объем этого раздела, мы не будем приводить полные характеристики даже основных литогенных групп каждого типа коры выветривания. Различия между этими группами мы постараемся показать на примерах конкретных разрезов, описаниями которых будут сопровождаться общие характеристики основных особенностей строения и состава коры выветривания каждого типа.

КОРЫ ВЫВЕТРИВАНИЯ ПРИМИТИВНОГО ТИПА

Отличительными особенностями кор выветривания примитивного типа, формирующихся в условиях непромывного режима увлажнения, можно считать их малую мощность, определяющуюся глубиной максимального годового промачивания, и дресвяный или дресвяно-щебнистый состав элювия на консолидированных породах. Элювий рыхлых и слабо консолидированных пород обычно сохраняет гранулометрические характеристики материнских субстратов. На консолидированных породах, содержащих в качестве породообразующих компонентов гидрофильные слоистые алюмосиликатные минералы, дезинтеграция, связанная с формированием коры выветривания, прослеживается до глубины 3—4 м от дневной поверхности. На породах, не содержащих слоистых алюмосиликатных минералов, заметные изменения материнских субстратов уже не видны на глубине 0,5—0,8 м.

Изменения минерального состава субстратов, связанные с выветриванием, скорость которого очень невелика, незначительны. Они сводятся к частичному растворению, перераспределению и перекристаллизации карбонатов, частичному растворению минералов серпентиновой группы (иногда также плагиоклазов и темноцветных минералов) и накоплению охр, представленных в основном рентгеноаморфными соединениями железа, и слабой трансформации хлорита, продуктом которой является триоктаэдрический смектит (смешанослойный хлорит-смектит с большим содержанием смектитовых пакетов).

Первичные окраски материнских субстратов в большинстве случаев сохраняются в элювии. Вторичные окраски возникают обычно только в связи с накоплением гумуса и с перераспределением карбонатов. Однако выветривание серпентинитов и длительное выветривание полимиктовых субстратов ведет к накоплению железистых охр, окрашивающих элювий в красный цвет. Этому, несомненно, способствует замкнутый характер водного режима и малое количество органического материала, продуцирующегося в почве.

Почвенная и сапролитовая зона кор выветривания примитивного типа обычно совмещены, исключением можно считать только коры выветривания, развитые на сильно пропилитизированных вулканитах среднего и основного состава. В почвенной зоне кор

выветривания, материнские субстраты которых содержат карбонаты, формируется неглубоко залегающий аллювиальный горизонт.

Для кор выветривания примитивного типа характерны главным образом коричневые карбонатные и бескарбонатные почвы, но на субстратах с высоким содержанием смектитов встречаются черные слитые почвы, а на серпентинитах — темно-красные аллит-ферритные [Зонн, 1968]; длительное существование коры выветривания примитивного типа на полимиктовых песчано-галечных субстратах приводит к формированию красно-бурых карбонатных почв.

Одной из самых характерных черт кор выветривания примитивного типа на Кубе следует считать практически полное отсутствие в них каолинового материала, происхождение которого, как будет показано в дальнейшем, чаще всего связано с формированием кор выветривания развитого типа. Отсутствует каолиновый материал и в плейстоценовых осадках, служащих материнскими субстратами примитивных кор выветривания. Очевидно, в районах, где современная годовая норма атмосферных осадков не превышает 1200 мм, за все время существования в их пределах суши климатические условия, необходимые для формирования кор выветривания развитого типа, не возникали ни разу. Иными словами, в течение всего позднего кайнозоя годовая норма осадков в этих районах не превышала 1800 мм.

Приведенные далее описания четырех разрезов кор выветривания примитивного типа служат примерами основных различий в строении этих кор, различий, зависящих главным образом от состава материнских субстратов, а иногда и от длительности развития.

1. В уступе невысокой (3–4 м над руслом) террасы руч. Посо-Асуль в межгорной депрессии Каухери (провинция Гуантанамо) сверху вниз выделяются следующие горизонты:

| | Мощность, м |
|--|-------------|
| Гумусовый — серые рыхлые суглинки с галькой и массой корней растений; содержат раковины пресноводных моллюсков и корродированные обломки известняков | 0,4 |
| Иллювиальный глинисто-карбонатный — палевые до белесых суглинки, пески и галечники. Окраска обусловлена выделениями порошкового кальцита; встречаются карбонатные журавчики и жилки. Нижняя граница нечеткая | около 1 |
| Желто-серые суглинки, пески и галечники. | |

В галечном и песчано-алевритовом материале разреза присутствуют кварц, полевые шпаты, роговые обманки, обломки серпентинитов, кристаллических сланцев и известняков, фрагменты раковин моллюсков. Карбонатный материал представлен кальцитом, глинистый — смектитом, гидрослюдой, хлоритом, смешанослойным слюда-смектитом.

Состав обломочного материала материнского субстрата полностью сохраняется в иллювиальном глинисто-карбонатном горизонте. В гумусовом горизонте почти полностью отсутствуют мелкие обломки карбонатных пород, однако фрагменты крупных раковин, галька и гравий известняков, корродированные с поверхности, сохраняются, а галька пород алюмосиликатного состава практически не изменяется. Таким образом, процесс выветривания выражается в частичном растворении карбонатного материала, большая часть которого откладывается в пределах почвенного профиля в виде пелитоморфного кальцита и люблинита. Иллювиальное перемещение глинистого вещества выражено значительно слабее. Оно не сопровождается какими-либо изменениями первичного состава этого вещества, объективно регистрируемыми с помощью оптических и физических методов исследования.

2. В обрыве крутого левого берега р. Баямо в районе г. Баямо (провинция Гранма), в галечниках, слагающих поверхность равнины высотой около 50 м над уровнем моря, сверху вниз выделяются следующие горизонты:

| | Мощность, м |
|---|-------------|
| Гумусовый — темно-серый, глинистый, комковатый, с галькой и валунами | 0,25 |
| Иллювиально-глинистый — красно-бурый, глинистый, комковатый, с галькой и валунами | 0,3 |
| Карбонатного накопления — розовый, ниже белесый, с валунами и галькой; присутствуют порошковые выделения кальцита, а также плотные субвертикально ориентированные конкреции причудливой формы, иногда сливающиеся в плиту с уходящими на глубину до 3 м "корнями" | 0,6 |
| Галечники серые и зеленовато-серые, обычно рыхлые, иногда слабо консолидированные. | |

В не затронутых выветриванием галечниках преобладают хорошо окатанные обломки гидротермально измененных вулканитов. Это кварциты, эпидозиты и пропили-

тизированные вулканы со смектитом, замещающим основную массу и большую часть вкрапленников, и метагаллуазитом, который иногда развивается по плагиоклазам.

Песчано-алевролитовый материал галечников содержит обломки тех же пород, а также кварц, халцедон, эпидот, полевые шпаты, роговые обманки, слюды, цеолиты, хлорит, кальцит, гипс. Цемент галечников — глинисто-карбонатный. Карбонаты представлены преимущественно кальцитом, а глинистый материал — смектитом с небольшим количеством метагаллуазита.

В горизонте карбонатного накопления изменения, связанные с выветриванием, сводятся к перекристаллизации карбонатного цемента, появлению карбонатных оолитов и крустификационных карбонатных каемок на алюмосиликатных зернах. Эти изменения локальны, и в нижних и средних частях горизонта сохраняются неизменные карбонатные обломки. В верхних частях горизонта иногда наблюдаются признаки метасоматического замещения алюмосиликатных обломков кальцитом. Карбонатные новообразования представлены пелитоморфным и тонкокристаллическим кальцитом и люблинитом.

Иллювиально-глинистый горизонт почвы выделяется в разрезе красно-бурым цветом. Он почти лишен карбонатного материала. Большая часть валунов и гальки покрыта разрыхленной корочкой красного цвета толщиной 2–5 мм. Ее образование связано с растворением ряда породообразующих минералов, в первую очередь минералов серпентиновой группы и полевых шпатов. Растворяется сравнительно небольшое количество материала, и состав элювиальных корочек мало отличается от состава неизмененных выветриванием пород. В песчано-алевритовом материале, кроме того, можно видеть признаки разрушения хлорита, выраженные в появлении орзолов железистой пигментации.

Освобождающиеся при выветривании элементы, и в частности железо, не выносятся из элювия, так как его водный режим имеет замкнутый характер, а количество продуцирующегося в почве органического материала, присутствие которого существенно увеличивает подвижность железа [Страхов, 1960], невелико. Рентгеноаморфные соединения железа сорбируются глинистым материалом, который и служит основным носителем красной окраски. Иллювиальное перемещение глинистых суспензий приводит к равномерному распределению красной окраски по всему иллювиально-глинистому горизонту и к ее проникновению в верхние части горизонта карбонатного накопления. Следы иллювиального перемещения материала представлены глинистыми колломорфными натеками в трещинах и вокруг крупных обломков. Вещество глинистого материала этих натеков по составу в общем идентично глинистому материалу материнских субстратов.

Гумусовый горизонт выделяется своей темной окраской и резким обеднением глиной из-за ее иллювиального выноса в нижележащие горизонты.

Выветривание разрезов этого типа, зашедшее дальше, чем в разрезах коры примитивного типа на таких же субстратах, но без красных почв, объясняется, по-видимому, только большей длительностью развития, а не какими-то отличиями режима увлажнения. Присутствие в разрезах этого типа неглубоко залегающих горизонтов карбонатного накопления служит подтверждением того, что эти коры выветривания формировались в условиях непромывного режима увлажнения.

3. В промоине на склоне междуречья в верховьях р. Калета (крайний юго-восток Кубы, провинция Гуантанамо) обнажаются (сверху вниз):

| | Мощность, м |
|--|-------------|
| Серый с розовым оттенком щебнистый суглинок с корнями растений | 0,25 |
| Красный щебнистый суглинок, глинистый, комковатый | 0,25–0,3 |
| Разбитые трещинами серпентиниты. | |

Серпентиниты, практически не затронутые выветриванием, — это серые или зеленовато-серые плотные породы, состоящие из антигорита с примесью хризотила и смешанослойного хлорит-смектита. Элювий обоих горизонтов почвы, серого и красного, состоит в основном из щебня тех же серпентинитов. Песчано-алевритовый материал элювия, кроме обломков серпентинитов, содержит зерна магнетита, единичные фитолитарии, сложенные опалом, и фрагменты растительной ткани. В глинистом материале элювия благодаря тому, что выветривание сводится к растворению наиболее тонких обломков минералов серпентиновой группы, накапливаются хлорит-смектит, унаследованный от материнского субстрата, и нерастворимый остаток серпентинитов — охры, представленные в основном рентгеноаморфными соединениями железа. Присутствие охры придает элювию красный цвет.

4. В стенке дорожной выемки одной из второстепенных дорог к северу от шоссе Ольгин — Бузнавентура (провинция Ольгин) выделяются (сверху вниз) :

| | Мощность, м |
|--|-------------|
| Черные тяжелые комковатые песчаные глины с многочисленными корнями растений; нижняя граница довольно отчетлива | 0,4 |
| Желтовато-бурая глинистая дресва с хорошо сохранившимися текстурно-структурными признаками вулканического туфа | 2,5 |
| Пропилитизированный туф андезито-базальта с шаровой отдельностью. | |

В образцах из свежего туфа и пород нижних горизонтов сапролитовой зоны, слабо измененных выветриванием, все стекло, все темноцветные вкрапленники и часть полевошпатовых замещены хлоритом и бурым смешанослойным триоктаэдрическим хлорит-сметитом с большим содержанием сметитовых пакетов. Глинистые выделения образуют густую сеть прожилков, замещают отдельные микроучастки породы, а также выполняют многочисленные миндалины. В результате пропилитизации порода теряет сингенетические микроструктурные особенности, которые сохраняются лишь в виде реликтов.

Дезинтеграция породы в пределах сапролитовой зоны, очевидно, обусловлена главным образом гидратацией сметита и связанным с ней увеличением объема элювия. В элювии сапролитовой зоны исчезает самостоятельная хлоритовая фаза, в остальном же он не отличается по составу от свежей породы.

В песчаной фракции почвенной зоны преобладают обломки вулканического туфа, зерна полевых шпатов и цеолитов и фрагменты разложившейся растительной ткани. Состав глинистого материала черной слитой почвы аналогичен составу глинистого материала сапролитовой зоны. Изменения, связанные с почвообразованием, ограничиваются главным образом профильным перераспределением глинистых суспензий. Это выражается в появлении вторичных сетчатых структур и глинистых натек на обломочных зернах.

КОРЫ ВЫВЕТРИВАНИЯ СЛАБО РАЗВИТОГО ТИПА

В строении кор выветривания слабо развитого типа много общего с примитивными корами выветривания. Их элювий на скальных субстратах обладает дресвяно-глинистым составом, а на слабо консолидированных породах имеет такие же гранулометрические характеристики, как эти породы. Эти коры выветривания отличаются от примитивных главным образом своей большей мощностью. На кристаллических сланцах слабо развитые коры выветривания имеют мощность 4—5 м, а на таких породах, как граниты и регионально пропилитизированные вулканиты, их мощность может достигать 10 м и более.

На слабо консолидированных породах влияние почвенно-элювиальных процессов не заметно глубже 2,5 м. В мощных корях на скальных субстратах почвенная зона обычно обособляется от сапролитовой. Горизонт карбонатного накопления для нее не характерен, но карбонаты иногда сохраняются ниже почвенной зоны.

Изменения минерального состава материнских субстратов, связанные с выветриванием, так же как и в корях выветривания примитивного типа, незначительны. Они наблюдаются главным образом в зоне интенсивного промачивания верхних горизонтов почвенно-элювиальных профилей, которая часто целиком располагается в почвенной зоне.

Минералообразование в ходе формирования кор выветривания слабо развитого типа осуществлялось тремя основными путями: деградиционной трансформацией слоистых алюмосиликатов, растворением карбонатов, минералов серпентиновой группы, каркасных, цепочечных и островных силикатов и синтезом. В результате этого строение и состав коры выветривания на породах, содержащих слоистые алюмосиликатные минералы (пропилитизированные вулканиты, слюдисто-хлоритовые сланцы, биотитовые граниты и т.п.), и на породах, в которых эти минералы отсутствуют, резко различны. В первом случае новообразования в элювии представлены продуктами трансформационного изменения, во втором — продуктами разрушения и синтеза.

В нижних горизонтах сапролитовой зоны биотит трансформируется в гидробиотит. Увеличение агрессивности среды в приповерхностных горизонтах ведет к формированию смешанослойных образований с блоками пакетов сметитового типа и диоктаэдрическим заселением октаэдрических сеток. Хлориты и хлорит-сметитовые смешанослойные образования пропилитизированных вулканитов и осадочных пород замещаются в элювии сметитом. Структурные изменения диоктаэдрических сметитов,

регистрируемые дифрактометрией, обнаружены не были. Таким образом, в зависимости от структурных особенностей слоистых алюмосиликатов, трансформационные процессы в корах выветривания слабо развитого типа отличаются друг от друга. Однако намечается общая тенденция обогащения элювия диоктаэдрическим смектитовым компонентом.

Растворение минералов в процессе формирования элювия выявляется наиболее четко (если не считать карбонатов) при разрушении серпентинитов и вулканитов основного состава, содержащих стекло и плагиоклазы. Пироксены и амфиболы, более устойчивые по сравнению с основными плагиоклазами, накапливаются в элювии. Новообразования обычно представлены рентгеноаморфными соединениями неопределенного состава, аллофаноидами, метагаллуазитом и, возможно, диоктаэдрическим смектитом.

Слабая интенсивность выветривания приводит к тому, что в основном элювий наследует минеральный состав материнских субстратов. В сапролитовой зоне в общем сохраняются и окраски материнских субстратов, имеющие чаще всего серые и зеленовато-серые тона. Вторичные окраски почвенной зоны обусловлены накоплением гумуса и профильным перераспределением бурых, главным образом рентгеноаморфных продуктов выветривания. Вторичные красные окраски элювия отсутствуют даже при выветривании серпентинитов. Это, очевидно, обусловлено сравнительно небольшой скоростью выветривания при большом количестве продуцирующегося в почве органического вещества, которое связывает освобождающееся при выветривании железо в подвижные органо-минеральные комплексы.

Весьма характерно для кор выветривания слабо развитого типа присутствие в их элювии материала древних кор выветривания развитого типа. Только на тех участках территории Кубы, где формированию современных кор выветривания предшествовала глубокая экзогенная деструкция, уничтожавшая все следы древних кор выветривания, коры выветривания слабо развитого типа не содержат продуктов этого древнего выветривания. Иногда в корах выветривания слабо развитого типа присутствуют связанные с поверхностью инфильтрационные прожилки смешанослойного каолинит-смектита — "корни" древней коры выветривания. Иногда материнским субстратом кор выветривания слабо развитого типа служат рыхлые песчано-глинистые осадки, почти полностью состоящие из переотложенного материала древних кор выветривания. Наконец, нередки случаи, когда материнским субстратом современных кор выветривания слабо развитого типа служат почти полностью сохранившиеся древние коры выветривания развитого типа, формировавшиеся в более влажном климате недавнего геологического прошлого. В этих случаях современные коры полностью наследуют состав древних кор и строение их профиля.

Этим обстоятельством, а при выветривании вулканитов, кроме того, и различной интенсивностью их постмагматических изменений объясняется чрезвычайно пестрый состав кор выветривания слабо развитого типа. В исходных условиях климата и режима увлажнения, но на различных материнских субстратах эти коры венчаются различными и, казалось бы, плохо совместимыми почвами: коричневыми (на слабо пропилитизированных вулканитах, гранитах и полимиктовых осадочных отложениях), черными слитыми (на смектитсодержащих пропилитизированных вулканитах, нонтронитизированных серпентинитах и смектитсодержащих осадочных образованиях), дерново-карбонатными (на карбонатных осадочных породах), кварц-аллитными и красными ферраллитными (на древних корах выветривания и на осадках, состоящих в основном из продуктов переотложения этих древних кор)¹.

В качестве примеров кор выветривания слабо развитого типа, сформированных на различных материнских субстратах, мы приводим описания шести разрезов.

1. В стенке обводного канала водохранилища на р. Саса (провинция Санкти-Спиритус) сверху вниз обнажаются:

| | Мощность, м |
|---|-------------|
| Черная песчанистая глина с комковато-глыбистой отдельностью; содержит корни растений | 0,2 |
| Темно-серая песчанистая карбонатная глина с инфильтрационными прожилками глинистого вещества, окрашенного гумусом. Нижняя граница неровная | 0,4 |
| Зеленовато-серые карбонатные пески, песчанистые глины и песчанистые мергели с фауной моллюсков миоценового возраста и большим количеством костей крупных морских млекопитающих. | |

¹ Характеристики этих почв и критерии их выделения на Кубе были разработаны С.В. Зонном [1968] и Г.С. Татевосяном с соавторами [1977 и др.].

В обломочном материале терригенно-карбонатных осадочных пород, служащих материнским субстратом коры выветривания, преобладают угловатые и угловато-округлые зерна кварца, присутствуют зерна полевых шпатов и обломки гранитоидов, кремне-зеленокаменно измененных вулканитов, эпидозитов и т. п. В карбонатном материале известково-глинистого цемента выделяется пелитоморфная или тонкокристаллическая масса магнезического кальцита с большим количеством идиоморфных ромбоэдрических кристаллов доломита. Глинистый материал цемента представлен диоктаэдрическим смектитом с примесью гидрослюда и хлорита.

Почва полностью наследует минеральный состав материнского субстрата. Ее нижние горизонты отличаются от материнской породы лишь натеками гумусового вещества, придающими элювию серую окраску. В них сохраняются даже карбонаты, особенно доломит.

В верхних частях черной слитой почвы (до глубины 20–25 см) карбонаты полностью растворены; появляются признаки профильного перераспределения глинистых суспензий – оптически ориентированные агрегаты в трещинах и в бордюрах вокруг крупных обломков; присутствует хорошо разложенный растительный детрит, количество которого увеличивается вверх по разрезу.

Современная кора выветривания слабо развитого типа в этом разрезе полностью лишена каких-либо компонентов, унаследованных от древней коры выветривания.

2. В стенке дорожной выемки на шоссе Виа-Бланка возле его пересечения с границей провинций Гавана и Матансас, южнее Пуэрто-Эскондидо сверху вниз выделяются следующие горизонты:

| | Мощность, м |
|---|-------------|
| Иллювиально-гумусовый – серый, окрашенный гумусом суглинок с дресвой и щебнем; содержит много корней растений | 0,3 |
| Иллювиально-глинистый – зеленовато-серый разрыхленный серпентинит с хорошо сохранившимися текстурно-структурными признаками невыветрелой породы | 0,5–1 |
| Серпентинит темно-зеленого цвета, развальцованный и разбитый трещинами. В трещинах иногда видны серые прожилки, сложенные опалом. | |

В серпентинитах различается сеть шнуров, прожилков, лучистых сферолитов и пластин, сложенных бесцветным или зеленоватым серпентиновым минералом, главным образом хризотилом. Присутствуют выделения магнетита неправильной формы, с которыми иногда связаны зеленые, слабо действующие на поляризованный свет или ярко интерферирующие выделения железистого смектита. Сходные по оптическим свойствам глинистые образования изредка участвуют в строении шнуров и петель породы. В альбандах опаловых жилок содержание смектита обычно повышено.

Разрыхленные серпентиниты иллювиально-глинистого горизонта почвы отличаются более светлыми окрасками. Разрыхление и изменение цвета обусловлены массовой микрокоррозией хризотила. Это, однако, не приводит к таким изменениям минерального состава элювия, которые можно было бы заметить с помощью оптических и физических методов исследования; отмечается только существенное увеличение содержания смектита (предположительно нонтронита и смектита с триоктаэдрическим заполнением октаэдрических позиций).

В иллювиально-гумусовом горизонте текстурно-структурные признаки материнского субстрата полностью исчезают. Растворение серпентиновых минералов приводит к обогащению дресвяно-щебнистого элювия устойчивыми компонентами породы: щебнем окремнелых серпентинитов и слабо серпентинизированных пироксенитов, а в глинистой фракции – смектитом.

Как и в первом разрезе, здесь не отмечено каких-либо следов наследования материала древней коры выветривания развитого типа.

3. В окрестностях Ла-Мосы (провинция Вилья-Клара), в промоине на правом склоне долины р. Аримао различаются следующие горизонты (сверху вниз):

| | Мощность, м |
|--|-------------|
| Гумусовый – темно-серый песчаный суглинок с дресвой гранита; содержит корни растений | 0,5 |
| Иллювиально-глинистый – бурая дресва гранита с сохранившимися текстурно-структурными признаками пород материнского субстрата | 1,5 |
| Гранит серый, разрыхленный, превращенный в дресву | 3–10 |
| Гранит серый, плотный. | |

Наименее устойчив в коре выветривания биотит, который буреет, распадается на отдельные пластины и замещается гидробиотитом и упорядоченным смешанослойным слюда-смектитовым образованием. Значительное увеличение высоты пакета новообра-

зованного смешанослойного слюда-сметита по сравнению с исходным слюдястым пакетом, очевидно, следует считать одной из основных причин дезинтеграции гранитов в сапролитовой зоне.

Роговые обманки и полевые шпаты в элювии сапролитовой зоны растворяются вдоль микротрещин и превращаются в мучнистые оскольчатые обломки. Дезинтеграция роговых обманок почти не сопровождается появлением красящего железистого пигмента, а мучнистые продукты разрушения полевых шпатов не содержат глинистых новообразований.

В иллювиально-глинистом горизонте почвы сохраняются все минералы сапролитовой зоны: кварц, полевые шпаты, роговые обманки и образованный в результате трансформации биотита смешанослойный слюда-сметит. Отличительным признаком горизонта можно считать сеть прожилков бурого глинистого вещества с отчетливо выраженными колломорфными структурами. В составе глинистого вещества преобладает смешанослойный каолинит-сметит.

В гумусовом горизонте полностью исчезают текстурно-структурные признаки материнского субстрата. Песчано-алевритовая фракция элювия содержит зерна олигоклаза, калиевых полевых шпатов, роговых обманок, чешуйки выветрелого биотита и серицита. Глинистый цемент представлен дисперсным колломорфным веществом, выполняющим межпоровое пространство и трещины в минеральных обломках. По фазовому составу глинистого вещества гумусовый горизонт полностью аналогичен иллювиально-глинистому, но общее содержание каолинит-сметита несколько увеличивается.

Каолинит-сметит этого разреза не имеет генетических связей с продуктами современного выветривания и, очевидно, представляет собой реликт разрушенной древней коры выветривания развитого типа.

4. Карьер в окрестностях Вальиты (провинция Камагуэй) в непосредственной близости от Центрального шоссе на участке Флорида—Камагуэй вскрывает следующие горизонты (сверху вниз):

| | Мощность, м |
|---|-------------|
| Гумусовый — темно-серые до черных тяжелые вязкие глины, комковатые, с корнями растений. В нижней части много выветрелого щебня вулканического туфа. Нижняя граница нечеткая | 0,75 |
| Иллювиально-глинистый — желто-буря разрыхленная древесно-щебнистая порода сохраняющая текстурно-структурные признаки вулканического туфа. В многочисленных трещинах присутствуют затеки глинистого вещества, в верхних частях горизонта черного, а к низу постепенно изменяющего цвет на зеленовато-серый | 1,5—1,8 |
| Зеленовато-буря древесно-щебнистая порода, относительно слабо разрыхленная, сохраняющая текстурно-структурные признаки вулканического туфа | 1—1,5 |
| Вулканический туф, разбитый трещинами. | |

Материнский субстрат представлен угловатыми и угловато-округлыми зернами кислых плагиоклазов и роговых обманок и угловатыми обломками лав андезитового состава. Изменения, связанные с пропилитизацией, ведут к замещению первичных минералов туфа эпидотом, кальцитом, хлоритом, и смешанослойным хлорит-сметитом.

Дезинтеграция породы в сапролитовой зоне обусловлена гидратацией минералов и растворением кальцита, который в верхних горизонтах элювия (до глубины около 2 м от поверхности) полностью отсутствует. Глинистый компонент элювия сапролитовой зоны в основном наследует состав материнского субстрата.

В иллювиально-глинистом горизонте почвы порода превращена в желтовато-бурю глинистую дресву с разрыхленным щебнем, но ее текстурно-структурные признаки еще сохраняются. Изменения, связанные с выветриванием, относительно слабо сказываются на грубой кластике и значительно сильнее на глинистом веществе. При полном наследовании первичных форм выделения глинистое вещество довольно густо пигментировано гидроокислами железа. Хлорит как самостоятельная фаза исчезает, остаются хлорит-сметит и сметит, содержание которого увеличивается вверх по разрезу. Сметит, таким образом, можно рассматривать как конечный продукт выветривания хлоритов и хлорит-сметитов в корях выветривания слабо развитого типа.

Затеки глинистого вещества по трещинам в верхней части иллювиально-глинистого горизонта имеют черный цвет за счет окраски гумусом. В составе глинистого вещества этих инфильтрационных прожилков преобладает сметит с примесью смешанослойного каолинит-сметита, содержание которого увеличивается вверх по разрезу. Характерно, что вне прожилков каолинит-сметит отсутствует даже в наиболее выветрелых участках породы, что, по-видимому, свидетельствует о его происхождении за счет инфильтрации из древней коры выветривания, в настоящее время разрушенной.

В гумусовом горизонте текстурно-структурные признаки материнского субстрата отсутствуют полностью. Он представлен желтовато-бурыми щебнем и дресвой вулканического туфа и темно-серым до черного песчано-глинистым цементом с отчетливыми натежными структурами. Песчано-алевритовая фракция цемента содержит все минеральные компоненты нижележащего горизонта за исключением роговых обманок. Глинистый материал представлен смектитом и каолинит-смектитом, который приобретает породообразующие значения.

5. В стенке дорожной выемки на пересечении возвышенности Серрос-де-ла-Сейба (центральная часть о. Хувентуд) дорогой Ла-Фе — Сан-Педро можно видеть следующие горизонты (сверху вниз):

| | Мощность, м |
|---|---------------|
| Гумусовый — черный песчаный суглинок со щебнем выветрелых сланцев; содержит массу корней растений | 0,3 |
| Иллювиально-глинистый — желто-бурый песчаный суглинок со щебнем выветрелых сланцев | 1,2 |
| Красные, желтые и пестроокрашенные выветрелые кристаллические сланцы | 2,5 (видимая) |

Специфика этого и других разрезов "гумусово-кварцево-аллитных почв" [Зонн, 1968] определяется тем, что современная кора выветривания слабо развитого типа формируется в них на древней коре выветривания развитого типа. Современное выветривание, ослабленное иссушением климата, не в состоянии существенно изменить характерные особенности древнего профиля, и они наследуются современным почвенно-элювиальным профилем.

В приведенном разрезе материнским субстратом современной коры выветривания служит сапролитовая зона древней коры. В ней иногда сохраняются реликтовые участки со слабо измененными выветриванием первичными минеральными ассоциациями мусковит-биотит-кварцевых сланцев, но в большинстве случаев эти ассоциации сильно изменены. Наибольшим изменениям подвергся биотит, на месте которого обычно остаются пустоты, частично выполненные слабо действующими на поляризованный свет рентгеноаморфными соединениями железа или низко интерферирующим несовершенным каолинитом, окрашенным гидроокислами железа и титана. Глинистое вещество с такими же оптическими свойствами выполняет густую сеть микротрещин в контактах между кварцевыми зернами выветрелых сланцев.

В иллювиально-глинистом горизонте текстурно-структурные признаки материнского субстрата прослеживаются лишь изредка — по расположению несколько менее измененных выветриванием участков породы. В гумусовом горизонте эти признаки отсутствуют полностью.

Элювий обоих почвенных горизонтов полностью наследует все минеральные компоненты древней коры выветривания: несовершенный каолинит, кварц, мусковит и выветрелый биотит.

Современное выветривание ведет только к профильному перераспределению унаследованного каолинового материала и к накоплению гумуса. В иллювиально-глинистом горизонте почвы в результате этого образуются вторичные глинистые накопления в виде многочисленных прожилков, натеков и инкрустаций пор и трещин, а в ее гумусовом горизонте уменьшается количество глинистого вещества.

6. В стенке глубокой канавы в 2—3 км к востоку от Хагуэй-Гранде (провинция Матансас) сверху вниз обнажаются:

| | Мощность, м |
|---|-------------|
| Красновато-коричневый разрыхленный комковатый суглинок с корнями растений | 0,25 |
| Красный суглинок с редкими корнями растений, несколько более плотный | 0,25—0,3 |
| Красная песчанистая глина с гравием, представляющим собой переотложенные железистые конкреции | |

Материнским субстратом этой "красной ферраллитной почвы" [Зонн, 1968] служат осадки плейстоценовой формации Вильяроха, сформированные за счет перемыва и переотложения древней коры выветривания развитого типа. И в этих красноцветных осадках, и в нечетко выделяющихся горизонтах современной почвы преобладают смешанослойный каолинит-смектит и рентгеноаморфные соединения железа. Выветривание привело только к растворению карбонатной кластики осадков формации Вильяроха, иллювиальному перемещению глинистых суспензий и накоплению гумуса. Оно не сопровождалось профильным перераспределением железистого пигмента материнского субстрата, характерным для древних кор выветривания развитого типа, и пестрых окрасок элювия не возникало.

КОРЫ ВЫВЕТРИВАНИЯ РАЗВИТОГО ТИПА

Современные коры выветривания развитого типа имеют на Кубе ограниченное распространение. Они формируются только в горных районах, где количество атмосферных осадков превышает 1800 мм/год. При сравнительно небольшой испаряемости это обеспечивает глубоко промывной режим увлажнения в зоне гипергенеза и возможность формирования мощных кор выветривания охристо-глинистого состава.

Скорость выветривания, состав элювия и мощность кор выветривания развитого типа в значительной степени зависят от особенностей материнских субстратов. Так, основным результатом выветривания известняков и серпентинитов можно считать процессы карстования. В тех случаях, когда нерастворимый остаток карстующихся известняков содержит железосодержащие глинистые минералы — хлорит и смектит, накопление этого остатка сопровождается их разрушением и возникновением красного железистого пигмента. В результате формируются красноцветные карстово-элювиальные образования — "terra rossa". Карстование серпентинитов приводит к формированию маломощных, разрушающихся по мере образования элювиальных корок, состоящих преимущественно из плохо кристаллизованного гётита и рентгеноаморфных гидроокислов железа. Эти корки служат источником материала сложного комплекса коллювиально-пролювиальных красноцветных отложений, известных под названием "бесструктурные охры", и бобово-обломочных железистых латеритов.

Выветривание слабо измененных постмагматическими гидротермальными процессами магматических пород, содержащих в качестве породообразующих компонентов полевые шпаты, амфиболы, пироксены и вулканические стекла, приводит, в конце концов, к полному растворению всех этих минералов. В коре выветривания таких пород, мощность которой обычно ограничена первыми метрами, синтезируются и накапливаются гиббсит и гётит. В качестве промежуточных фаз иногда присутствуют рентгеноаморфные соединения переменного состава, метагаллуазит и аллофан. Это так называемые коры выветривания "быстрого развития" или "сокращенного профиля" [Никитина и др., 1971]. Специфика их формирования и строения заключается в том, что выветривание распространяется вдоль трещин отдельности и разгрузки внутренних напряжений. Поэтому в центральных частях блоков, ограниченных трещинами, и внутри ядер шаровой отдельности могут сохраняться породы, не измененные выветриванием.

Подобные гиббситоносные коры выветривания встречаются на Кубе сравнительно редко, так как высоко- и среднетемпературные постмагматические гидротермальные изменения магматических пород, приводящие к появлению в их составе в качестве породообразующих компонентов слоистых алюмосиликатов, имеют здесь региональное развитие. Коры выветривания развитого типа на материнских субстратах, содержащих значительное количество слоистых алюмосиликатов (ди- и триоктаэдрических слюд, хлоритов и смектитов), отличаются сложно построенным глинистым профилем "стадийного развития" [Никитина и др., 1971], мощность которого может превышать 10 м. Среди современных кор выветривания развитого типа именно такие коры "стадийного развития" распространены на Кубе наиболее широко.

В нижних горизонтах таких кор выветривания элювий в основном наследует минеральный состав материнских субстратов, в средних — слоистые алюмосиликаты претерпевают ряд деградационных трансформаций, а в верхних — слюды, хлориты и смектиты разрушаются и за их счет образуются смешанослойный каолинит-смектит и рентгеноаморфные соединения различного состава, количество которых в глинистой фракции элювия (мельче 0,001 мм) может превышать 50%. Возможность разрушения смектитов и образования каолинит-смектитов в зоне гипергенеза служит основным признаком кор выветривания развитого типа, отличающим их от слабо развитых и примитивных кор выветривания.

Важно отметить, что на Кубе большая часть алюминия в корях выветривания "стадийного развития" связывается в структуре новообразованного каолинит-смектита и накопление гиббсита для этих кор поэтому не характерно. Возможность активной мобилизации осуществляется лишь для железа, которое не входит в структуру каолиновых минералов. Оно образует красящий пигмент элювия, и в верхних частях сапролитовой зоны и в почве, ниже ее темноокрашенного гумусового и осветленного элювиального горизонтов, появляются интенсивные красные и пестрые окраски, а в подчиненных геохимических ландшафтах в почве формируются железистые конкреции и плиты железистых латеритов ячеистой структуры.

Очевидно, региональное развитие высоко- и среднетемпературных постмагматических гидротермальных изменений магматических пород Кубы и связанное с ним присутствие в их составе в качестве породообразующих компонентов слоистых алюмосиликатных минералов следует считать основной причиной отсутствия промышленных месторожде-

ний бокситов среди современных и плейстоценовых кор выветривания Кубы и парагенетически связанных с ними осадочных отложений.

Приводимые далее описания шести разрезов кор выветривания развитого типа могут служить примерами зависимости основных особенностей строения этих кор от материнских субстратов.

1. Шурф на вершине останцово-возвышенности Ла-Менсура, поднимающейся над поверхностью выравнивания плато Пинарес-де-Маяри (провинция Ольгин), вскрыл следующие горизонты (сверху вниз):

| | Мощность, м |
|---|-------------|
| Под маломощным дерновым слоем ржаво-бурый песчаный суглинок с корнями растений. Нижняя граница неровная, с многочисленными затеками | 0,3—0,4 |
| Ржаво-бурая глинистая охра с хорошо сохранившимися текстурно-структурными признаками материнской породы. Содержит многочисленные блоки свежего плагиоклазового горнблендита | 1 |

Материнский субстрат этого разреза — плагиоклазовый горнблендит, дайки которого, секущие серпентиниты, довольно многочисленны в пределах возвышенности Ла-Менсура; это черная тонкозернистая порода, сложенная равными количествами зеленой роговой обманки и лабрадора. С постмагматическими изменениями породы связано замещение лабрадора, реже роговой обманки смектитом или хлоритом. Эти изменения локальны и на общий минеральный состав породы почти не оказывают влияния.

Выветривание распространяется по многочисленным трещинам, разделяющим породу на блоки, величина которых у поверхности не превышает 10 см в поперечнике. С глубиной размер блоков постепенно увеличивается. Элювиальные корки на поверхности блоков имеют внутреннюю серовато-зеленую часть толщиной 3—5 мм и ржаво-бурую внешнюю оторочку толщиной до 2 см. Этого оказывается достаточно для того, чтобы большая часть блоков была полностью разрушена выветриванием.

Во внутренних частях элювиальных корок растворяются плагиоклазы. Поры на их месте иногда остаются пустыми, но значительно чаще в них образуется аллофан. На расстоянии десятых или даже сотых долей миллиметра от разрушающегося зерна плагиоклаза аллофан исчезает и на его месте развивается кристаллический гиббсит. Выделения гиббсита образуют полные псевдоморфозы по плагиоклазам, инкрустируют стенки пор или выделяется совместно с гидроокислами железа в виде тонких секущих жилок. Роговые обманки во внутренних частях элювиальных корок не имеют видимых изменений. В периферических частях корок они разрушаются путем растворения, и это ведет к появлению ржаво-бурых тонов окраски. Элювиальная корка превращается в "структурный боксит", сложенный главным образом гиббситом, гетитом и рентгеноаморфными соединениями железа и алюминия.

Выветривание при образовании "структурного боксита" приводит к существенному снижению объемного веса породы (в данном разрезе — 2,9 г/см³ в свежей породе и 1,38 г/см³ в элювии) за счет выноса всех основных породообразующих элементов за исключением железа и алюминия. Содержание Al₂O₃ в корке "структурного боксита" данного разреза составляет около 30%.

Ржаво-бурые суглинки верхнего горизонта возникли за счет механического разрушения охры и их ближнего переотложения.

2. В промоинах на границе крутого склона и плоской вершинной поверхности высотой 500—550 м над уровнем моря в северной части водораздела рек Тоа и Дуаба, к западу от Баракоа (провинция Гуантанамо) сверху вниз выделяются следующие горизонты:

| | Мощность, м |
|---|-------------|
| Гумусовый — белесо-серая песчаная глина с корнями растений | 0,25 |
| Элювиально-иллювиальный — белая или светло-палевая плотная песчаная глина | 0,5—0,6 |
| Белая глина с розовыми пятнами и разводами, сохраняющая текстурно-структурные признаки материнского субстрата; содержит блоки осветленного разрыхленного габбро | 2,5—10 |
| Постмагматически измененное габбро зеленовато-серого цвета. | |

Первичные минералы габбро в результате постмагматических изменений в той или иной степени замещены вторичными. По плагиоклазам развиваются бесцветные слюдоподобные продукты, в которых присутствуют смешанослойные образования с тальковыми пакетами, парагонит и пиррофиллит, а также соссюрит и цоизит. Пироксены замещаются бледно-зеленым хлоритом, смектитом и смешанослойным хлорит-смекти-

том. По оливину развиваются серпентиновые минералы. Некоторые участки породы окварцованы. Среди сильно измененных участков породы обычно сохраняются блоки, сравнительно слабо затронутые постмагматическими процессами.

Выветривание приводит к полному растворению сохранившихся плагиоклазов, пироксенов и оливина, на месте которых остаются поры, хорошо различимые под бинокулярным микроскопом. Разрушаются и глинистые минералы, в первую очередь хлорит, смектит и их смешанослойные образования. Они сохраняются лишь в нижних горизонтах сапролитовой зоны. Парагонит и пиррофиллит, очевидно, более устойчивы. Породообразующими компонентами элювия сапролитовой зоны становятся смешанослойный каолинит-смектит, метагаллуазит и рентгеноаморфные соединения. Каолинит-смектит образует полные псевдоморфозы по хлориту и смектиту, поэтому в элювии сапролитовой зоны хорошо сохраняются текстурно-структурные признаки материнского субстрата.

В почвенных горизонтах профиля состав грубой кластики и глинистого материала аналогичен составу подстилающего их "структурного" элювия, но текстурно-структурные признаки материнского субстрата утрачены полностью.

Железо, которое освобождается при разрушении пироксенов и каолинизации хлорита и смектита, по-видимому, полностью выносятся из рассматриваемого геохимического ландшафта. Лишь в редких случаях, особенно в тех, где порода была обогащена темноцветными минералами, в белом элювии можно видеть розовые пятна.

3. На той же водораздельной возвышенности, ниже по склону (на высоте около 400 м над уровнем моря) в промоинах можно видеть следующие горизонты (сверху вниз):

| | Мощность, м |
|--|-------------|
| Гумусовый — серый суглинок, в нижней части горизонта плотный, в верхней — рыхлый, комковатый | 0,2 |
| Элювиально-иллювиальный — палевая плотная песчаная глина, в нижней части горизонта — глинистый песок | 1 |
| Красная или розовая глина, рыхлая, с более плотными блоками желтовато-бурого цвета; хорошо сохранившиеся текстурно-структурные признаки материнского субстрата | 2 |
| Буровато-серая и зеленовато-бурая рыхлая дресва с блоками разрыхленного габбро | 4—5 |
| Габбро, аналогичное наблюдавшемуся в предыдущем разрезе. | |

Первичные магматогенные минералы габбро — плагиоклазы, пироксены и оливин — сохраняются лишь в самых нижних частях нижнего горизонта сапролитовой зоны, а выше, как и в белом элювии предыдущего разреза, полностью растворяются. Большая часть минералов, образованных в результате постмагматических изменений габбро, — хлорит, хлорит-смектит, смешанослойные образования с тальковыми пакетами, парагонит, пиррофиллит — сохраняются в нижнем горизонте сапролитовой зоны. Можно наблюдать лишь признаки коррозии цоизита и частичного разрушения чешуйчатых агрегатов хлорита, которое проявляется в возникновении ореолов железистой пигментации. Железистый пигмент придает бурые тона окраске элювия.

В красноцветном горизонте сапролитовой зоны выветривание приводит к разрушению хлорита и хлорит-смектита, которые псевдоморфно замещаются смешанослойным каолинит-смектитом. При этом возникает значительное количество рентгеноаморфных соединений, накапливающихся в элювии. Расчет потерь вещества после кислотной и щелочной обработки образцов по известным методикам Мэра-Джексона и Хасимото-Джексона показывает, что содержание рентгеноаморфных компонентов в глинистой фракции элювия достигает 55%. Рентгеноаморфные соединения, главным образом гидроокислы железа, придают элювию красный цвет. Это бросающееся в глаза отличие от белого элювия предыдущего разреза, очевидно, связано с понижением миграционной способности железа, обусловленным скорее всего увеличением его концентрации в растворах при смещении вниз по склону.

Выветривание блоков пород, слабо затронутых постмагматическими изменениями, в пределах красноцветного горизонта сводится к растворению плагиоклазов, пироксенов и оливина. В элювии таких блоков накапливается хлорит, и в порах, оставшихся после растворения плагиоклазов, и в мелких трещинах происходит незначительное накопление гиббсита.

Элювиально-иллювиальный и гумусовый горизонты почвы развиваются главным образом за счет коллювиального материала, смещающегося по склону. В грубой кластике этих горизонтов преобладают угловатые обломки выветрелых пород из подстилающего "структурного" элювия, но встречаются и единичные зерна плагиоклазов и темноцветных минералов из менее выветрелых пород вышележащих участков склона. Обломки сцементированы дисперсной светлоокрашенной глинистой массой с натеками

по стенкам пор и трещинам. В составе глинистого вещества почвы преобладает материал, заимствованный из разных горизонтов коры выветривания: рентгеноаморфные соединения, смешанослойный каолинит-сметит, тальк, хлорит и т.п.

4. В промоинах на склоне, в непосредственной близости от водораздельного гребня Сьерра-Маэстры, восточнее вершины Ла-Баямеса, сверху вниз обнажаются следующие горизонты:

| | Мощность, м |
|--|-------------|
| Гумусовый — серый комковатый суглинок, переполненный корнями растений. | 0,5—0,7 |
| Элювиальный — желтая песчаная глина. | 0,5—0,8 |
| Иллювиальный — красная песчаная глина, лишенная текстурно-структурных признаков материнского субстрата. | 1,5—2 |
| Красные или пестроокрашенные глины и глинистая дресва с реликтами текстурно-структурных признаков материнского субстрата. В нижних частях горизонта встречаются блоки породы зелено-серого цвета, характерного для нижележащего горизонта. | 5—6 |
| Буровато-зеленая и зелено-серая глинистая дресва с хорошо сохранившимися текстурно-структурными признаками материнского субстрата. | 1—2 |
| Постмагматически измененный (силицитизированный) андезит. | |

В результате постмагматических гидротермальных изменений часть вкрапленников, микролитов и основной массы андезита замещена кварцем. Глинистый компонент породы обычно представлен чешуйчатыми зелеными и бесцветными агрегатами гидрослюда и смешанослойного слюда-хлорита, присутствуют хлорит и хлорит-сметит, в зонах сильного окремнения встречаются также смешанослойный каолинит-сметит гидротермального происхождения.

В нижнем горизонте сапролитовой зоны минеральные ассоциации материнского субстрата в основном сохраняются, растворяются только карбонаты. Растворением карбонатов, частичным разрушением цеолитов и гидратацией глинистых минералов, очевидно, обусловлена дезинтеграция породы. Вдоль трещин появляются инфильтрационные прожилки коллоидального вещества, окрашенного гидроокислами железа. С этими прожилками связаны буроватые тона окраски горизонта.

Основные минеральные преобразования, связанные с выветриванием, осуществляются в красноцветном горизонте сапролитовой зоны. Здесь растворяются все, за исключением кварца, неслойные силикатные минералы, а на их месте остаются пустоты. Хлорит и смешанослойный хлорит-сметит разрушаются практически полностью. Продукты их разрушения представлены дисперсными образованиями, густо окрашенными гидроокислами железа; в них преобладают рентгеноаморфные соединения, гётит, каолинит-сметит, а иногда и метагаллузит. Гидрослюда и смешанослойные образования, содержащие диоктаэдрические пакеты хлорита и слюды, более устойчивы и сохраняются вплоть до гумусового горизонта почвы.

Первичная неоднородность материнского субстрата, обусловленная неравномерной гидротермальной проработкой породы, приводит к тому, что слабо измененные блоки сохраняются в красноцветном горизонте в виде ядер относительно свежей породы с коркой "структурного боксита", сложенной гиббситом и гётитом и имеющей толщину несколько сантиметров.

5. На плоских вершинных поверхностях и склонах возвышенностей Кучильяс-де-Моа, на границе провинции Ольгин и Гуантанамо, все выходящие на поверхность серпентиниты, сложенные хризотилом и антигоритом, покрыты элювиальной коркой, в которой сверху вниз различаются:

| | Мощность, м |
|---|-------------|
| Охра "структурная" — ржаво-бурая легкая пористая порода, разрушающаяся при прикосновении. | 0,02—0,5 |
| Разрыхленный до порошкового состояния выветрелый серпентинит бурого, а на контакте со свежей породой белесо-серого цвета. | 0,03—0,1 |

Весь профиль коры выветривания серпентинитов, не измененных гидротермальными процессами, укладывается в эту маломощную корку. Толщина корки зависит от состава и структуры материнского субстрата и от рельефа. Она увеличивается на слабо серпентинизированных перидотитах и на пологих склонах, под покровом коллювиально-пролювиальных охр и существенно уменьшается на участках развития серпофитов. В корке полностью растворены пироксены и оливин, на месте которых остаются пустоты, частично выполненные сеткой гидроокислов железа. Антигорит и хризотил сильно корродированы. Элювиальная корка, образованная остаточными минералами серпентиновой группы, гётитом и рентгеноаморфными соединениями железа, в своих периферических частях так ажурна, что разрушается даже от собственного веса и дает начало комплексу склоновых отложений, представленных охрами.

Выветривание сопровождается выносом всех порообразующих элементов, за исключением железа и алюминия. Большая часть элементов сбрасывается в море, но кремний частично задерживается в охристом коллювии склонов, образуя жилки и гнезда порошкватого кварца. Сохраняя реликты структуры, порода теряет 30–40% массы, — ее объемный вес уменьшается с 2,7 до 2,2–1,6 г/см³.

Интенсивное растворение и вынос материала ведут к формированию карстового рельефа. В верхних, приводораздельных частях склонов развиты формы открытого карста. Это сложная система воронок, кончающихся понорами, карстовых долин и замкнутых котловин с причудливо изрезанными стенками. Высота копьевидных и ножевидных карров (местное название — “собачьи зубы”) достигает здесь 2,5 м. Активно развивающиеся карстовые формы рельефа можно видеть и на нижележащих участках склонов и реликтах поверхностей выравнивания, где они в той или иной степени погребены под рыхлыми коллювиально-пролювиальными охрами. В крупных воронках мощность охр даже на довольно крутых склонах достигает 3–4 м. Легко проницаемый для атмосферных вод покров охр, очевидно, не препятствует развитию под ним карста. Повсеместное развитие рыхлой элювиальной корки и карстовых форм рельефа на крутых склонах горного рельефа свидетельствует о том, что скорость их формирования соизмерима со скоростью склоновой денудации. Серпентиниты восточной Кубы, следовательно, относятся к легко карстующимся горным породам.

Среди опубликованных работ, касающихся карста на серпентинитах Кубы [Адамович, Чехович, 1964; Корин и др., 1967; Núñez Jiménez et al., 1967; Franco, 1973b], работа И.З. Корина с соавторами выделяется особенно детальной характеристикой этого своеобразного явления. Основным (и, на наш взгляд, не бесспорным) выводом этой работы можно считать предположение о том, что карстовые (у них — “карстоподобные”) формы рельефа на серпентинитах во всех случаях формировались под мощным покровом коры выветривания, который с наиболее поднятых участков “древнего пенеплена” был впоследствии удален флювиально-денудационными процессами. Последовательно отстаивая свою концепцию олигоценового возраста “латеритной” коры выветривания на серпентинитах Кубы [Финько и др., 1967], эти авторы объясняют явную связь процессов формирования коры выветривания и карстового рельефа реликтовым характером этого рельефа. Для этого им приходится считать, что современный рельеф сложенных серпентинитами невысоких гор имеет олигоценовый возраст. С этим можно не соглашаться, но понять логику этих рассуждений нетрудно. Трудно понять, почему, не отрицая того, что все эти формы рельефа образованы растворением серпентинитов, И.З. Корин и его соавторы считают, что они “по своему генезису не связаны с процессом карстообразования” [Корин и др., 1967, с. 183], и называют их “псевдокарстовыми”.

6. В стенках одного из действующих карьеров месторождения никеля Пинарес-де-Маяри на уже упоминавшемся плато того же названия сверху вниз обнажаются:

| | Мощность, м |
|--|-------------|
| Охра “бесструктурная” ярко-красная с сеткой плотных железистых прожилков мощностью до 2 см: содержит корни растений. | 0,5–0,75 |
| Охра “бесструктурная” темно-красная и желто-красная с линзами гравия, представленного железистыми конкрециями. Горизонт местами полностью выклинивается, а местами образует “карманы” в нижележащем горизонте, в которых его мощность увеличивается до 10,0 м. | 2–3 |
| Охра “структурная” ржаво-бурая и красно-бурая, рыхлая, пористая; пересекается маломощными дайками, сложенными зеленовато-бурым глинистым веществом, и связанной с ними сетью белесых, зеленоватых или голубых прожилков и микровключений. Серпентинит темно-зеленый до черного, местами осветленный; пересекается той же системой даек и прожилков, что и горизонт “структурной” охры; на контакте со “структурной” охрой покрыт маломощной разрыхленной коркой. | 5–10 |

Серпентинит, имеющий петельчатую структуру, сложен зеленоватым или бесцветным в проходящем свете веществом, состоящим из антигорита и хризотила с незначительной примесью смектита и магнетита. Первичный диоритовый состав гидротермально измененных даек можно реконструировать по реликтам альбита, биотита и роговых обманок. Альбит замещается метагаллуазитом, а биотит — хлоритом в парагенезе с тальком. Однако большая часть альбита, биотита и роговых обманок замещена хрупким фарфоровидным алюмосерпентинитом. Маломощные прожилки сложены хлоритом, иногда в смеси с хлорит-смектитом и серпентинитом.

Выветривание приводит к полному растворению минералов серпентиновой группы. Серпентиниты превращаются в “структурную” охру, которая состоит из сохраняющего текстурный рисунок материнского субстрата ажурного переплетения тяжей и скоплений

дисперсного вещества, образованного главным образом рентгеноаморфными соединениями железа и гётитом.

Дайки и связанные с ними прожилки продолжают из серпентинитов, не затронутых выветриванием, в горизонт "структурных" охр. Выветриванием они изменяются сравнительно слабо. Растворяются сохранившиеся после изменений, связанных с гидротермальной аргиллизацией, альбит и роговые обманки; растворяется алюмосерпентин, в котором образуются каверны, соединенные ветвящимися каналами; на стенках каверн и каналов осаждается дисперсное вещество, густо окрашенное гидроокислами железа; в ассоциации с ними иногда встречаются выделения кристаллического гиббсита; слабая трансформация хлорита проявляется в возникновении орелов железистой пигментации. Основная масса глинистых минералов гидротермального происхождения и алюмосерпентина сохраняется в элювии даек и прожилков.

Сравнительно устойчивые по отношению к выветриванию дайки и глинистые прожилки гидротермального происхождения служат скелетом "структурной" охры, позволяя сохраняться в качестве геологического тела этому образованию, настолько хрупкому, что оно рассыпается в порошок при самом легком механическом воздействии.

Характерной чертой данного разреза, обуславливающей все особенности строения коры выветривания, следует считать интенсивную гидротермальную аргиллизацию даек и вмещающих эти дайки серпентинитов. Промышленные месторождения никеля, локализующиеся в корях выветривания гипербазитов, в большинстве случаев обнаруживают тесную связь именно с такими участками аргиллизации [Разумова, 1977; Черняховский, 1977]. Поэтому именно такие коры послужили моделью для обобщенных и идеализированных схем, повторяющихся в работах, посвященных этой проблеме (например, В.И. Финько и др. [1967]; И.З. Корин и др. [1973]). Мы хотели бы подчеркнуть, что участки гидротермальной аргиллизации серпентинитов и связанные с ними коры выветривания, подобные той, которая вскрыта данным разрезом, имеют лишь локальное развитие.

Горизонт "бесструктурных" охр многие исследователи (например, Ю.Ю. Бугельский, Ф. Формель Кортина [1973]) включают в профиль коры выветривания, а И.З. Корин, В.И. Финько и их соавторы даже считают его самостоятельной "латеритной" корой выветривания олигоценового возраста, наложенной на кору выветривания домаастрихтского возраста, представленную "структурными" охрами [Финько и др. 1967; Корин и др., 1973]. Мы считаем "бесструктурные" охры коллювиально-пролювиальными осадками, формирование которых продолжается и в настоящее время. Обоснование этой точки зрения, литологическая характеристика этих образований и характеристика их переработки процессами выветривания будут приведены в следующей главе при описании того литостратиграфического подразделения, в которое мы их включили.