

MANUEL A. DE JESU VICENT

CALLE 8 # 687 Apt. 1
Vedado Habana, Cuba

Моссаковский, Альберт
1978

ГЕОТЕКТОНИКА

(ОТДЕЛЬНЫЙ ОТТИСК)

Дорогой другу Сергею
с любовью

Аль

УДК 551.243.4(729.1)

А. А. МОССАКОВСКИЙ, Х. Ф. АЛЬБЕАР

**ПОКРОВНАЯ СТРУКТУРА ЗАПАДНОЙ И СЕВЕРНОЙ КУБЫ
И ИСТОРИЯ ЕЕ СТАНОВЛЕНИЯ
В СВЕТЕ ИЗУЧЕНИЯ ОЛИСТОСТРОМ И МОЛАСС**

Для Западной и Северной Кубы характерна многоярусная покровная структура, в которой нижние шарьяжи образованы породами миогеосинклинали, а верхние — породами эвгеосинклинали и фрагментами глубоких частей океанической коры. Анализ структурной позиции и пространственной локализации разных типов олистостром, а также моласс приводит к выводу о том, что формирование покровной структуры Кубы происходило в раннем — среднем эоцене и распадалось на два этапа: ранний, когда возникла шарьяжная структура миогеосинклинали в условиях движения горных масс с севера на юг, и поздний, в процессе которого миогеосинклинальные шарьяжированные комплексы были тектонически перекрыты краевыми офиолитовыми аллохтонами, перемещенными из эвгеосинклинальной зоны при противоположном движении горных масс, т. е. с юга на север. Главным фактором образования покровной структуры Западной и Северной Кубы было движение континентальной коры Багамской плиты с ее последующим пододвиганием под эвгеосинклинальную зону Кубы.

ВВЕДЕНИЕ

Известно, что олистостромы и молассы относятся к тому виду геологических формаций, появление которых всегда связано с определенным типом тектонических движений и характером структур земной поверхности. Олистостромы образуются в результате обрушения, как правило, в подводных условиях крутых сейсмоактивных и поэтому неустойчивых уступов, обычно лобовых частей движущихся тектонических покровов (Schardt, 1898; Flores, 1955; М. Леонов, 1970, и др.). Поэтому олистостромы являются одним из характерных признаков горизонтальных тектонических перемещений, происходящих еще в доскладчатый период развития геосинклиналей.

Молассы, напротив, формируются в условиях преобладающих вертикальных движений, накапливаясь в межгорных или предгорных впадинах за счет обломочного материала, сносимого с прилегающих горных сооружений. Они служат показателями дифференцированных изостатических поднятий земной коры, обусловленных ростом сиалических корней горно-складчатых сооружений в результате тектонического сжатия, складчатости и гранитизации масс горных пород.

Из этого следует, что изучение олистостром и моласс, особенностей их пространственного размещения и времени образования может явиться одним из эффективных методов выявления характера и направленности тектонических движений в геологическом прошлом.

Вряд ли нужно говорить о том, насколько это важно для расшифровки тектонического развития и механизма формирования сложно построенных складчатых геосинклинальных зон и, в частности, Кубинской островной дуги, относительно тектоники которой в последние годы были высказаны самые различные, нередко противоречивые взгляды как мобилистского, так и фиксистского толка (Пущаровский и др., 1967; Книпп-

пер, 1975; Шапошникова, 1974; Борукаев, 1976; Khudoley, Meyerhoff, 1971; Meyerhoff, Hatten, 1968; Khudoley, 1967, и др.).

Олистохромы и молассы широко представлены в меловых и палеогеновых отложениях Кубы. В процессе полевых исследований нам удалось в 1975 г. изучить эти характерные геологические формации в провинциях Пинар-дель-Рио, Гавана, Матансас и Лас-Вильяс в Западной и Центральной Кубе.

Однако, прежде чем перейти к их характеристике, необходимо, хотя бы кратко, рассмотреть главные черты тектоники Кубы и прежде всего ее структурно-формационную зональность.

ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ КУБЫ

Несмотря на свои относительно небольшие размеры, Куба обладает сложным тектоническим строением, большую роль в котором играют тектонические покровы и шарьяжи. Сейчас уже прошло то время, когда можно было спорить о том, есть ли покровы и шарьяжи на Кубе, или их нет, и играют ли они существенную роль в ее строении. Ранее высказанные представления американских и кубинских геологов (Palmer, 1945; Flint, Albear, Guild, 1948; Hatten, 1967; Meyerhoff, Hatten, 1968; Rigassi-Studer, 1963, и др.) о покровно-тектоническом строении Кубы в последние годы получили новые геологические и геофизические доказательства (Книппер, Сабрега, 1974; Сомин, Мильян, 1974, 1976; Борукаев, 1976; Шапошникова, 1974). Существенны в этом отношении исследования сотрудников Академии наук ПНР (Pszczolkowski, 1971, 1977^{1,2}; Piotrowska, 1972, 1975; Kuthek Pszczolkowski, Wierzbowski, 1976), расшифровавших в деталях покровно-шарьяжную структуру гор Сьерра-дель-Росарио и Сьерра-де-лос-Органос в процессе геологического картирования провинции Пинар-дель-Рио, и результаты бурения глубоких параметрических и нефтепоисковых скважин на северном побережье Кубы, проведенного кубинскими и советскими геологами-нефтяниками, сотрудниками департамента геологии и геофизики Министерства минеральных ресурсов и металлургии Кубы (Р. Сокопа, Г. Лопес, В. С. Шенин, К. А. Клещев, В. И. Кузнецов, В. А. Басов и др., см. Resúmenes Primera Jornada Científico-Técnica, 1974). Во многих из этих скважин было вскрыто многократное чередование тектонических пластин, образованных серпентинитами и серпентинизированными ультрабазитами, часто превращенными в меланж, вулканическими породами нижнего мела, кампан-маастрихтскими молассами, которые надвинуты на миогеосинклинальные карбонатные толщи ниже- или верхнемелового возраста и реже глинисто-карбонатные породы палеоцена. Данные бурения неопровержимо свидетельствуют о тектоническом совмещении в ряде районов северного побережья Кубы различных структурно-формационных зон мезозойских и кайнозойских (доверхнеэоценовых) отложений. Первоначальное взаимное положение этих зон можно установить в Центральной Кубе в провинциях Лас-Вильяс и Камагуэй, где они были впервые выделены А. Меерхофом, Ч. Хаттенем (Meyerhoff, Hatten, 1968), Ж. Пардо, а затем подтверждены советскими (Пущаровский и др., 1966, 1967; Книппер, 1975, и др.) и болгарскими (Kantchev et al., 1975) геологами.

Согласно этим представлениям, на Кубе можно выделить по меньшей мере три главных структурно-формационных зоны (рис. 1, 2): 1) северную миогеосинклинальную (зона Ремедиос), характеризующуюся мощными залегающими согласно известняково-доломитовыми разрезами с широким развитием карбонатных брекчий и включениями кремней и солей, а также олистостром в палеоцен-эоценовом интервале; в возрастном отношении они охватывают верхи юры, весь мел, палеоцен, нижний и средний эоцен; 2) южную эвгеосинклинальную (зоны Санта-Клара, Заса, Сейбабо), в которой тот же стратиграфический интервал

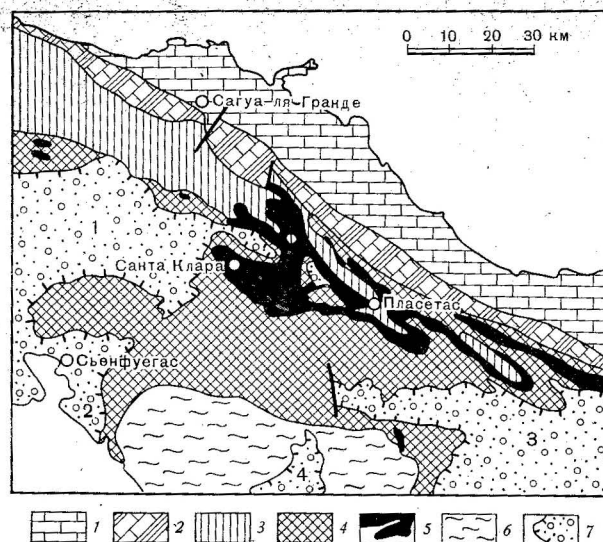


Рис. 1. Схема структурно-формационной зональности Центральной Кубы (провинция Лас-Вильяс) (по Kantchev et al., 1975; Книппер, 1975)

1 — северная, миогеосинклинальная зона (зона Ремедиус); 2-3 — промежуточная (миктогеосинклинальная) зона (2 — зона Камахуани, 3 — зона Пласетас); 4 — южная эвгеосинклинальная зона (зоны Санта-Клара, Заса, Сейбабо); 5 — ультраосновные породы и габброиды; 6 — метаморфический комплекс Эскамбрая; 7 — наложенные молассовые бассейны (1 — Санто-Доминго, 2 — Сьенфегас, 3 — Кабаихуаны, 4 — Тринидад)

представлен преимущественно вулканогенными образованиями и продуктами их размыва, находящимися в тесной ассоциации с серпентинитовым меланжем и протрузиями, а также габбро и амфиболитами; в структурном отношении комплекс этих образований четко распадается на два тектонических яруса: нижний ярус сильно дислоцированных, смятых в крутые складки докампанских меловых и юрских (?) вулканогенно-осадочных пород и верхний ярус пологолежащих кампан-маастрихтских, ниже- и среднеэоценовых моласс и карбонатно-терригенных пород, выполняющих так называемые наложенные бассейны; 3) промежуточную зону (зоны Пласетас, Камахуани) некомпенсированного глубоководного осадконакопления, отличающуюся резко сокращенным по мощности общим разрезом верхнеюрских и меловых карбонатно-терригенных отложений, а также развитием радиолариевых кремнистых сланцев в альб-сеноманской части разреза, микритовых известняков в нижнем мелу и олистостромовых толщ в нижнем—среднем эоцене; структурно согласный характер доверхнеэоценового разреза и отсутствие в нем моласс сближает промежуточную зону с северной миогеосинклинальной¹.

Большинство исследователей считают, что северная, миогеосинклинальная зона Кубы формировалась на континентальной коре, общей с корой Багамской плиты, а южная, эвгеосинклинальная зона — на коре океанического типа. В отношении промежуточной зоны существуют противоречивые высказывания, допускающие ее заложение как на континентальной, так и на океанической коре.

Верхнеэоценовые, олигоценовые и неогеновые терригенно-карбонатные отложения Кубы не подчиняются рассмотренной зональности и в виде пологого, слабо дислоцированного прерывистого чехла несогласно перекрывают все более древние образования.

Охарактеризованные структурно-формационные зоны прослеживаются в более или менее ненарушенной последовательности только в Цент-

¹ Верхнемеловые и эоценовые вулканические и вулканогенно-осадочные серии в горах Сьерра-Маэстра на крайнем юго-востоке Кубы относятся к еще одной, четвертой, структурно-формационной зоне. Однако эта наиболее молодая и вместе с тем очень локально развитая (только в провинции Ориенте) структурно-формационная зона занимает совершенно особое положение в структуре Кубы. Ее возникновение, видимо, было связано с развитием океанических впадин Карибского моря и образованием в нем желобов и по отношению к тектоническому развитию основной, большей части Кубы было наложенным процессом.

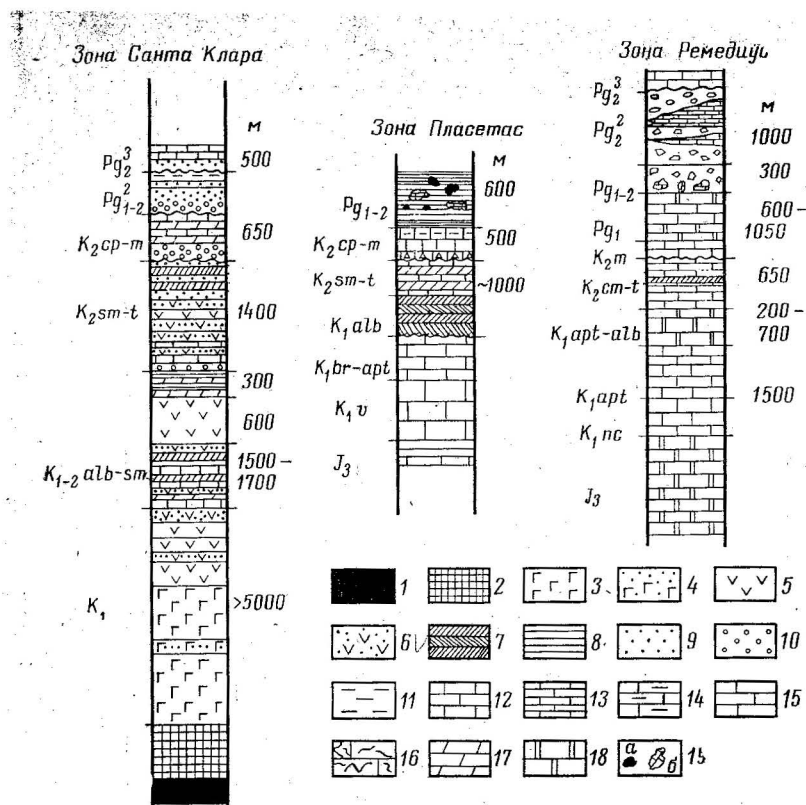


Рис. 2. Сводные стратиграфические разрезы основных структурно-формационных зон Центральной Кубы (по Книпперу, 1975; Kantchev et al., 1975)

1 — ультраосновные породы (серпентиниты, гарцбургиты, лерцолиты, дуниты, серпентинитовый меланж); 2 — габбро, микрогаббро; 3 — эффузивы основного состава (лавобрекчии и лавы); 4 — туфы и туфовые брекчии основного состава; 5 — эффузивы среднего состава (андезитовые лавы, лавобрекчии); 6 — туфы и туфовые брекчии среднего состава; 7 — кремнистые сланцы и радиолариты; 8 — глинистые сланцы; 9 — песчаники; 10 — конгломераты и гравелиты; 11 — алевролиты; 12 — массивные известняки; 13 — слоистые известняки; 14 — известняки с кремнями; 15 — обломочные известняки; 16 — известняковые брекчии; 17 — мергели; 18 — доломиты; 19 — олистолиты (a — серпентинитов, b — известняков)

ральной Кубе — в провинциях Лас-Вильяс, Камагуэй и на юге провинций Гавана и Матансас. В других районах Кубы, особенно в провинции Пинар-дель-Рио и на севере провинций Гавана и Матансас первоначальное взаимное расположение основных структурно-формационных зон нарушено последующими процессами тектонического скучивания и шарьяжеобразования, в результате которых комплексы пород разных структурно-формационных зон были в виде тектонических пластин надвинуты друг на друга (север провинции Гавана) или переброшены одна через другую (горы Сьерра-дель-Росарио).

В качестве примера таких районов с нарушенной структурно-формационной зональностью юрско-меловых — палеогеновых отложений рассмотрим тектоническую структуру северо-восточной части провинции Гавана (район так называемой антиклинали Гавана — Матансас) и гор Сьерра-дель-Росарио.

MANUEL A. TERNALDE VIENT

CALLE 8 # 657 Apto. 1
Vedado Habana, Cuba

ПОКРОВНАЯ ТЕКТОНИЧЕСКАЯ СТРУКТУРА СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ ПРОВИНЦИЙ ГАВАНА И МАТАНСАС

Как известно, современная тектоническая структура провинции Гавана и прилежащих частей провинции Матансас характеризуется широким развитием пологозалегающего карбонатно-терригенного чехла позд-неоценового, олигоценового и в основном миоценового возраста, среди которого в сводах обширных поднятий вскрываются сложно дислоцированные комплексы пород мела, палеоцена, нижнего и среднего эоцена,

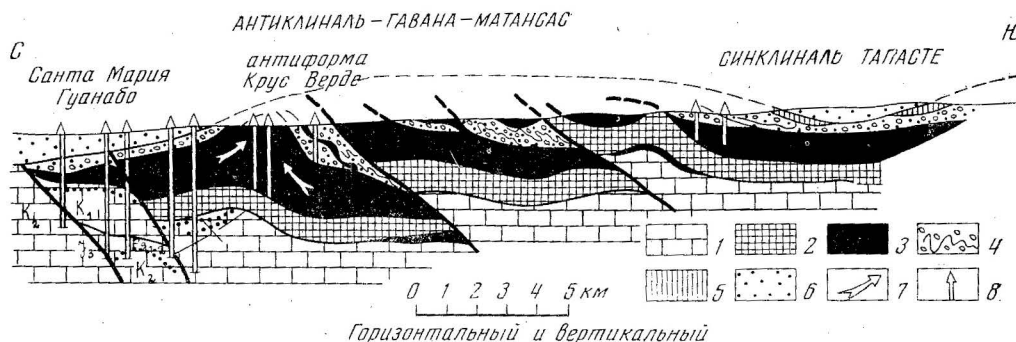


Рис. 3. Структурно-геологический разрез антиклиналя Гавана — Матансас

1 — нижняя структурная единица (миогеосинклинальный в основном карбонатный комплекс отложений верхней юры, мела и палеоцена); 2—5 — верхняя структурная единица: 2 — вулканогенные и вулканогенно-осадочные породы свиты Тобас (нижний — верхний мел) и кремнисто-сланцевые породы свиты Предвиабланка (верхний мел), 3 — ультрабазиты, габброиды и серпентинитовый меланж, 4 — моласса свиты Виа Бланка (кампан — маастрихт), 5 — обломочно-карбонатные породы свиты Пеньялвер (верхний маастрихт), молассы свиты Капдевила (нижний эоцен); 6 — терригенно-карбонатный чехол верхнего эоцена, олигоцена и неогена; 7 — направление выживания пластичного серпентинитового материала в ядре антиформы; 8 — буровые скважины

а также крупные массы серпентинитов и габброидов. Наиболее крупным из таких сводовых поднятий является антиклиналь Гавана — Матансас (Brönnimann, Rigassi, 1963).

Полевые наблюдения в совокупности с анализом существующих геологических карт и результатов глубокого бурения показывают, что для этого района характерно многоярусное покровно-шарьяжное строение. Оно выражается в многократном напластовании одних тектонических покровов на другие и в последующих деформациях пакетов таких покровов с образованием сравнительно простых антиформ и синформ, которые в свою очередь были раздроблены по разломам на разновеликие блоки, смещенные относительно друг друга в вертикальном и горизонтальном направлениях по продольным и поперечным взбросам и сдвигам (рис. 3).

Исходя из состава пород и принадлежности их соответствующим структурно-формационным зонам, все тектонические покровы и чешуи в рассматриваемом районе могут быть сгруппированы в две структурные единицы первого порядка — верхнюю и нижнюю, разделенные субгоризонтальной главной шарьяжной поверхностью.

Верхняя структурная единица (аллохтон) состоит из тектонических покровов, образованных мел-среднеэоценовыми породами южной эвгеосинклинальной зоны и развитых в ее пределах наложенных молассовых бассейнов, тектонически перемещенных на север из более южных районов Кубы, где они первоначально располагались. Нижняя структурная единица (параавтохтон) объединяет тектонические покровы, в строении которых участвуют юрские, меловые и палеоцен-нижнеэоценовые отложения северной, миогеосинклинальной зоны.

Верхняя структурная единица доступна для непосредственного изучения на дневной поверхности, и именно она вместе с комплексами верхнеэоцен-неогенового чехла является основным объектом геологического картирования. Нижняя структурная единица вскрывается главным образом, глубокими скважинами и представляет собой важный объект для нефтегазопромысловых работ. На поверхности она обнажается лишь в ядрах наиболее глубоко эродированных антиформ (подобных антиформе Канаси — Сан-Адреан) на западной и восточной периферии провинции Гавана.

Внутреннее строение верхней структурной единицы может быть реконструировано на основании данных геологического картирования и маршрутных наблюдений. Оно характеризуется следующими принципиальными особенностями.

а) Тектонические пластины и чешуи верхней единицы образованы тремя комплексами пород:

— эвгеосинклинального складчатого докампанского комплекса: нижне- и верхнемеловые вулканогенные и вулканогенно-осадочные пачки свиты Тобас, в том числе нижней (диабазово-базальтовой) и верхней (андезитово-туфовой) ее частей; фрагменты сеноман-туронской кремнисто-сланцевой свиты Предвиабланка; незначительные фрагменты терригенно-туфогенных и карбонатных пачек верхнемелового разреза эвгеосинклинали;

— комплекса отложений наложенных молассовых бассейнов: кампан-маастрихтские молассы свиты Виа Бланка, верхнемаастрихтские обломочно-карбонатные образования свиты Пеньялвер, нижнеэоценовые молассы свиты Капдевила, нижнеэоценовая флишеподобная терригенно-карбонатная свита Универсидад и некоторые другие;

— фрагментов базальтового слоя океанической коры: серпентиниты, гарцбургиты, лерцолиты и другие ультраосновные породы, габбро.

б) Количество тектонических пластин в верхней структурной единице может достигать 5—6 или даже более. Взаимоотношения этих пластин и их мощность, обычно измеряемая первыми сотнями метров, может сильно варьировать от места к месту, отражая процесс очень неравномерного скучивания горных масс. На этом фоне резко выделяется своей выдержанностью и мощностью (1—2 км) пластина (или сближенные пластины) океанической коры (см. рис. 3), состоящая из серпентинитов, неизмененных ультрабазитов, габбро и серпентинитового меланжа, в составе которого кроме ультраосновных пород участвуют фрагменты известняков, кремнистых пород, туфов и лав. В строении этой пластины нередко отмечаются элементы первичной ненарушенной структуры океанической коры, в частности, ее расслоение на серпентинитовую (верхнюю) и гарцбургитовую (нижнюю) части. Это установлено, например, в глубоких скважинах на нефтепромысловых площадях Тарара, Санта-Мария, и Бока-де-Сиега. Как правило, эта пластина тектонически перекрывает (между ними часто отмечаются тонкие чешуи, сложенные молассами кампана — маастрихта) столь же мощные (500—600 м) пластины, образованные эффузивно-туфовой меловой свитой Тобас, как бы демонстрируя опрокинутую последовательность океанической коры и эвгеосинклинальных напластований. Такие взаимоотношения мощных тектонических пластин ультраосновных и эффузивно-туфовых пород очень характерны для северной части провинции Гавана и отмечаются как в разрезах глубоких скважин на многих нефтепромысловых площадях (Тарара, Санта-Мария, Гуанабо, Бока-де-Сиега), так и на поверхности (в районе Лома Кока к югу от Кампо Флорида или на Лома-де-Калиндо западнее пос. Караль Нуэбо).

в) Все тектонические покровы верхней структурной единицы (вместе с покровами нижней структурной единицы) смяты в пологие антиформы и синформы и разорваны продольными (субширотными) взбросами и

поперечными (субмеридиональными) сдвигами и сбросо-сдвигами на тектонические блоки разных размеров, испытавшие в позднегеретичное и четвертичное время тектонические перемещения. Наиболее крупными являются антиформа Бакурао — Крус Верде и антиформа Канаси — Сан-Адреан. В ядре первой из них произошло нагнетание пластичного серпентинитового материала, что обусловило резкое возрастание мощности серпентинитов и серпентинитового меланжа (свыше 2 км по данным скважин²) и обилие мелких протрузий, прорывающих молассы кампан — маастрихта; в ядре второй, более глубоко эродированной, вероятно, обнажается параавтохтонный комплекс нижней структурной единицы, прорванный гипсовыми диапирами в районе Сан-Адреан.

г) Покровообразование при формировании верхней структурной единицы происходило, по-видимому, в приповерхностных условиях. Указанием на это может служить очень слабое развитие олистостром в верхней структурной единице и, напротив, сильное проявление подшаряжных деформаций в виде мелких лежачих складок и других очень напряженных дислокаций со следами тектонического раздавливания и брекчирования. Подобные деформации, например, прекрасно выражены в породах кампан-маастрихтской свиты Виа Бланка в районе между Хибакса и Канаси и в породах нижнеэоценовой свиты Капдевила в районе Кайяхабус.

О внутреннем строении нижней структурной единицы имеется пока мало данных, поскольку наши знания ограничены здесь исключительно материалами глубокого бурения в пределах нефтегазопроисловых площадей на северном побережье Кубы. Поэтому важную роль для правильного понимания и расшифровки внутреннего строения нижней структурной единицы в провинции Гавана может сыграть сравнительный материал по северным районам провинции Пинар-дель-Рио, где по существу та же структурная единица (может быть, с небольшими отклонениями в формационном составе некоторых толщ) хорошо обнажена и доступна для изучения на больших пространствах.

Основываясь на всех имеющихся данных (прямых и косвенных), мы можем прийти к выводу о том, что нижняя структурная единица на севере провинции Гавана и Матансас состоит из нескольких тектонических пластин или чешуй, надвинутых одна на другую и образованных карбонатными, обломочно-карбонатными и терригенно-карбонатными формациями верхней юры, нижнего и верхнего мела и низов палеогена. Данные глубокого бурения на нефтегазопроисловых площадях Бока-де-Харуко и Варадеро доказано существование по крайней мере двух-трех таких пластин или чешуй. Однако можно думать, что их, вероятно, больше, если опираться на сравнение со структурой северной части провинции Пинар-дель-Рио.

Из всего приведенного материала с полной очевидностью вытекает вывод о том, что структурно-формационная зональность в северной части провинций Гавана и Матансас полностью определяется взаимоотношениями и пространственным размещением выходов на дневную поверхность нижней и верхней структурной единиц. Ясны и причины столь прихотливой и извилистой границы эв- и миогеосинклинальных зон на севере провинций Гавана и Матансас, поскольку эта граница является здесь выходом на поверхность главной граничной шарьяжной поверхности, разделяющей нижнюю и верхнюю структурные единицы, которые относятся соответственно к образованиям северной миогеосинклинальной и южной эвгеосинклинальной зон Кубы.

² В этом отношении особенно показательна скважина Басилио I, пробуренная юго-западнее города Санта-Крус-дель-Норте и приуроченная к ядерной части одной из антиформ в пределах антиклинали Гавана — Матансас. Она прошла более 3500 м по серпентинитовому меланжу, включающему глыбы габброидов, гарцбургитов, перцолитов, диабазов, кремней, туфов и кремнистых известняков.

**ПОКРОВНАЯ ТЕКТОНИЧЕСКАЯ СТРУКТУРА
ГОР СЬЕРРА-ДЕЛЬ-РОСАРИО
НА СЕВЕРЕ ПРОВИНЦИИ ПИНАР-ДЕЛЬ-РИО**

Современные представления о тектонической структуре гор Сьерра-дель-Росарио в последние годы получили совершенно новое освещение в результате геолого-съемочных работ, проведенных в этом регионе геологами Академии наук ПНР и отраженных на составленной ими очень детальной и структурной геологической карте. В свете этих новых данных горы Сьерра-дель-Росарио предстают как сложное покровно-складчатое сооружение, в строении которого участвуют комплексы пород всех трех главных структурно-формационных зон Кубы. При этом здесь очень широко развиты олистостромы разных типов, которые вместе с тектоническими покровами были охвачены позднейшими складчатыми и глыбовыми деформациями и поэтому хорошо вписываются в общую структурную картину региона.

Согласно данным А. Пшулковского (Pszczolkowski, 1977₂), который показал различия в стратиграфических и формационных разрезах отложений, слагающих тектонические пластины на севере, в центральной части и на юге гор Сьерра-дель-Росарио, оказывается возможным объединить все множество шарьяжей и чешуй в четыре основные структурные единицы. В каждой из этих единиц группируются тектонические пластины, образованные сходными в стратиграфическом и формационном отношениях комплексами пород и характеризующиеся одинаковой направленностью тектонических перемещений (рис. 4).

На самом севере гор Сьерра-дель-Росарио в районе Баия Онда развита одноименная структурная единица, образованная мощными тектоническими пластинами (мощностью в сотни метров), состоящими из пород океанической коры и эвгеосинклинальных комплексов. В современной структуре гор Сьерра-дель-Росарио эта структурная единица занимает самое высокое «стратиграфическое» положение. Все слагающие ее тектонические пластины наклонены в северных румбах и по отношению только пологим тектоническим контактам (25—35°) перекрывают более южную структурную единицу Киньенес. Внутреннее строение структурной единицы Баия Онда характеризуется той же опрокинутой последовательностью эвгеосинклинальных напластований и океанической коры, которую мы уже отмечали выше для верхней структурной единицы провинции Гавана. Наиболее нижние пластины образованы коричневыми и грязно-зелеными скорлуповатыми туфами и туффитами основного состава, перемежающимися с горизонтами основных и средних лав, пачками черных и красно-коричневых кремнистых сланцев и тонкоплитчатых серых и черных известняков, т. е. комплексом пород, типичным для верхней части меловой свиты Тобас из южной эвгеосинклинальной структурно-формационной зоны Кубы.

Более верхние пластины образованы габбро и микрогаббро, а затем ультрабазитами, в том числе крупными массивами серпентинитов, тектонизированных и меланжированных (рис. 5). Наконец, самая верхняя пластина состоит из нижнеэоценовых флишеподобных моласс (глины, мергелистые глины, алевролиты, полимиктовые гравийные песчаники и мелкогалечные конгломераты с гранитной и эффузивной галькой), свойственных наложенным молассовым бассейнам Центральной и Южной Кубы.

Следующая к югу и более нижняя по разрезу структурная единица Киньенес по составу пород, участвующих в строении тектонических пластин, относится к миеосинклинальному типу. По данным А. Пшулковского, здесь представлены преимущественно карбонатные породы, относящиеся к трем согласно пластующимся свитам: 1) свита Лукас (верхи готерива — нижний баррем) — тонкослоистые микритовые извест-

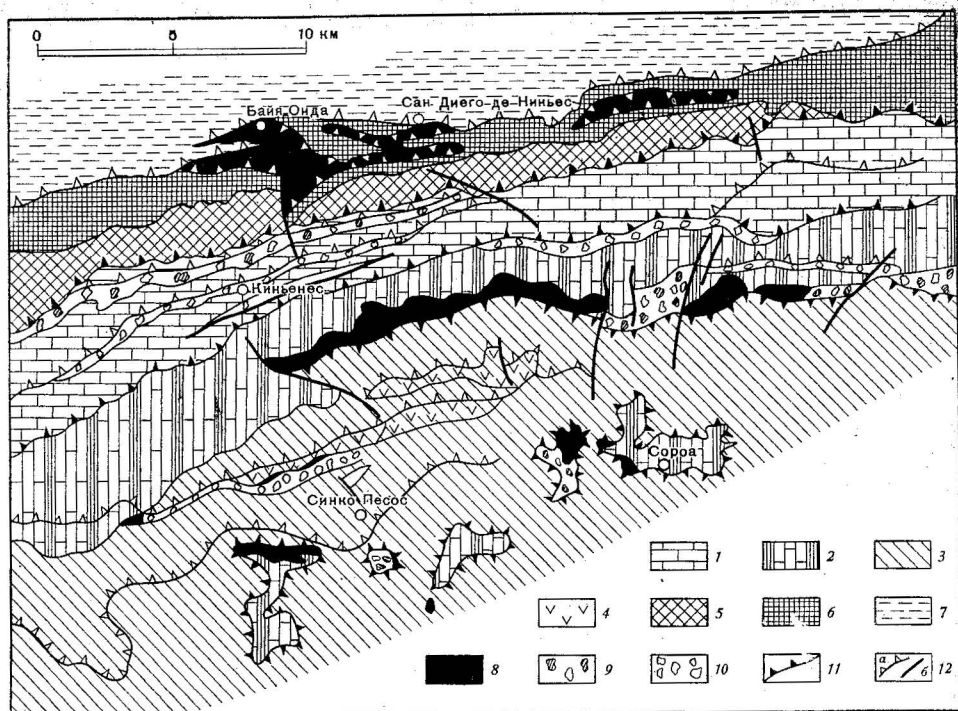


Рис. 4. Структурная схема гор Сьерра-дель-Росарио. Составлена А. А. Моссаковским на основе геологической карты геологов Польской Академии наук (Pszczółkowski, 1977₂) с дополнениями и исправлениями по материалам собственных наблюдений

1 — структурная единица Киньёнес; 2 — структурная единица осевой части хребта; 3 — структурная единица Синко Песос; 4 — пачки диабазов в той же единице; 5—7 — структурная единица Баия Онда (5 — вулканогенно-осадочные породы эвгеосинклинального комплекса нижнего — верхнего мела, 6 — габбро и микрогаббро, 7 — флише-подобные молассы нижнего эоцена); 8 — ультраосновные породы и серпентинитовый меланж; 9 — поликомпонентные олистостромы; 10 — одноконпонентные известняковые олистостромы; 11 — выходы главных шарьяжных поверхностей, разграничивающих структурные единицы; 12 — выходы шарьяжных поверхностей, разделяющих тектонические пластины внутри структурных единиц (а) и поперечные взбросы и взбросо-сдвиги (б)

няки с прослоями карбонатных сланцев и включениями кремней, мощность до 200 м, многочисленные радиоларии; 2) свита Сьерра-Асул (апт — кампан) — грубослоистые известняки, мергелистые известняки, карбонатные брекчии с кремнями, в низах прослой кремнистых сланцев, мощность 600 м; 3) свита Гуахайбон (маастрихт) — массивные микритовые, детритусовые и оолитовые известняки до 500 м мощности с бентосными и планктонными фораминиферами, пелециподами, кораллами.

По нашим наблюдениям, завершает разрез олистостромовая толща, представленная зелено-серыми песчанистыми алевролитами в верхней части и мергелистыми алевролитами в нижней, в которых рассеяны фрагменты (олистолиты), состоящие из различных известняков (кремневых, серых, светло-серых, черных, массивных, часто рассланцованных, иногда содержащих фауну кампан-маастрихтского возраста), а также обломки кремней, черных и красно-коричневых, полосчатых, туфогенных песчаников мелко- и среднезернистых. Размер фрагментов известняков колеблется от 1,5 м до 3—4 см, кремней — максимально 15—20 см. Иногда встречаются крупные олистолиты в сотни метров длиной и десятки метров шириной, сложенные карбонатными брекчиями с кремнями.

В целом в формационном и возрастном отношении комплекс пород

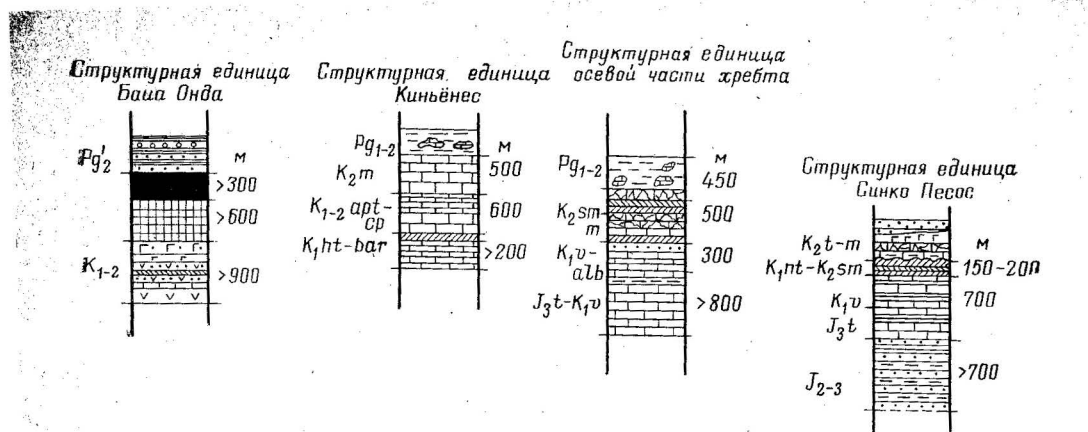


Рис. 5. Сводные стратиграфо-формационные разрезы структурных единиц гор Сьерра-дель-Росарио
(усл. обозн. см. на рис. 2)

структурной единицы Киньёнес очень похож на разрез северной миогеосинклинальной структурно-формационной зоны Кубы, в частности на разрез зоны Ремедиос на севере провинции Лас-Вильяс.

В строении структурной единицы Киньёнес участвует не менее трех тектонических пластин, каждая из которых подстилается олистостромовой толщей. Вместе с тем важно отметить, что состав олистолитов в олистостромовых толщах в кровле структурной единицы и в ее средней части различный — в кровле он полимиктовый, во внутренних частях мономиктовый, исключительно известняковый.

Расположенная южнее осевая тектоническая единица гор Сьерра-дель-Росарио занимает наиболее низкое структурное положение по сравнению со всеми остальными структурными единицами рассматриваемой области (рис. 6). Ее стратиграфический разрез, по данным А. Пшулковского, следующий:

наиболее нижние горизонты видимого разреза представлены свитой Артемиса (титон — валанжин) — серые слоистые известняки с аммонитами и аптихами, которые вверх по разрезу переходят в свиту Польер (валанжин — апт по аммонитам и радиоляриям), сложенную радиоляриевыми пелагическими известняками с прослоями песчаников и карбонатных сланцев, переслаивание которых в верхах свиты приобретает флишевый характер, мощность свиты около 300 м;

верхняя часть разреза — свита Буэновиста (апт — маастрихт) состоит из кремнистых и карбонатно-кремнистых сланцев, чередующихся с пачками мергелистых известняков или карбонатно-кремнистых брекчий, а также с прослоями турбидитовых песчаников, реже дацитовых туффов и туффитов, мощность свиты достигает 400—500 м.

Венчается разрез структурной единицы осевой части хребта мощной (до 400 м) олистостромовой толщей. Эта единая, по нашему мнению, толща относится польскими геологами в одних местах к свите Буэновиста (кампан-маастрихтского возраста), в других — к свите Каскараки-хара (палеогенового возраста).

Восточнее пос. Москас олистостромовая толща имеет ярко выраженный поликомпонентный состав. Здесь в зеленовато-буrom мелкозернистом полимиктовом песчаном цементе рассеяны разновеликие (от первых сантиметров до 2—3 м) глыбы серпентинитов, серых и кремневых известняков, грубозернистых песчаников, порфиринов и кремнистых сланцев. Западнее пос. Москас в олистостроме преобладают фрагменты различных известняков (черных, серых, светло-серых, кремневых слоистых), кремнистых сланцев, известняковых и кремнисто-известняковых брек-

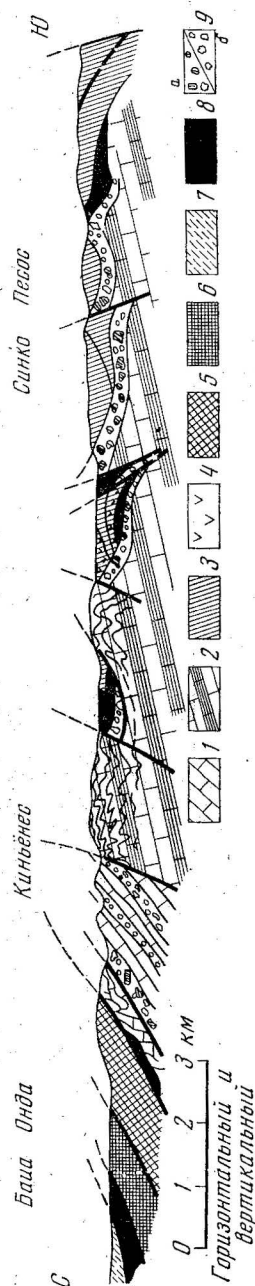


Рис. 6. Структурно-геологический разрез гор Сьерра-дель-Росарио. 1 — структурная единица Киньенес; 2 — структурная единица осевой части хребта; 3 — структурная единица Синко Песос; 4 — пачки диабазов в ее составе; 5-7 — структурная единица Баия Онда (5 — вулканогенно-осадочный эвгеосинклинальный комплекс, 6 — габброиды, 7 — флишеподобные молассы), 8 — ультраосновные породы и серпентинитовый меланж; 9 — олигостромы (а — поликомпонентные, б — однокомпонентные)

чий. Во фрагментах известняков и в виде самостоятельных обломков присутствует много переотложенных остатков рудистов и крупных орбитоидов кампан-маастрихтского возраста. Существуют указания о находках в цементе палеогеновых фораминифер (Khudoley, Meyerhoff, 1971).

Разрез структурной единицы осевой части хребта чрезвычайно напоминает разрез зоны Пласетас на севере провинции Лас-Вильяс. И там, и тут развит резко сокращенный по мощности и существенно кремнистый разрез верхов нижнего и низов верхнего мела.

Структурная единица осевой части хребта на севере по положению тектоническому контакту, к которому приурочены тела серпентинитового меланжа, перекрывается шарьяжными пластинами структурной единицы Киньенес, а на юге — полого уходит под структурную единицу Синко Песос. Тектонический контакт между ними наклонен на юг под углами 15—20° (см. рис. 6).

Тот факт, что структурная единица осевой части хребта подстилает структурную единицу Синко Песос в пределах всей южной части хр. Сьерра-дель-Росарио, подтверждается ее выходами в целом ряде тектонических окон в поле развития пород структурной единицы Синко Песос. Наиболее крупное из таких тектонических окон расположено в районе Сороа.

Самая южная структурная единица Синко Песос образована породами четырех согласно пластуемых в нормальном разрезе свит — Сан-Каэтано, Артемиса, Франциско и Буэновиста, участвующих в строении нескольких тектонических пластин (Pszczolkowski, 1971, 1976, 1977).

Свита Сан-Каэтано (средняя — верхняя юра, до нижнего оксфорда включительно) состоит из песчаников (кварцевых и граувакковых), алевролитов и сланцев, образующих часто флишеидное переслаивание. Видимая

мощность 700—800 м. Свита Франциско (средний оксфорд) представляет собой маломощный горизонт (25 м) глинистых сланцев, известняков, иногда песчаников с аммонитами. Свита Артемиса (верхний оксфорд — валанжин, возможно, и готерив) — слоистые микритовые известняки с прослоями сланцев и кремней, содержащих радиолярии, аптихи и аммониты. Мощность около 400 м. Свита Буэновиста — кремни с прослоями красных сланцев и известняков (готерив — сеноман), выше которых располагается комплекс известняков с кремнями, диабазов, вулканогенных брекчий и туфов, мергелистых известняков, граувакк и полимиктовых песчаников (турон — маастрихт?).

Судя по появлению в составе меловых отложений наряду с кремнистыми и карбонатными породами вулканогенных пород основного состава, породы структурной единицы Синко Песос относятся к переходным разрезам между миогеосинклинальной и эвгеосинклинальной зонами, т. е. относятся к типу миктогеосинклиналей Ю. М. Пущаровского (1972).

Таким образом, покровно-шарьяжной структуре гор Сьерра-дель-Росарио свойственна следующая последовательность структурных единиц снизу вверх.

1. Структурная единица осевой части хребта, вскрывающаяся в ядре антиформы Сьерра-дель-Росарио — автохтон или параавтохтон.

2. Структурная единица Киньёнес, образованная пакетом тектонических пластин, падающих на север и слагающих северное крыло главной антиформы Сьерра-дель-Росарио.

3. Структурная единица Синко Песос, образованная пакетом тектонических покровов, наклоненных на юг и слагающих южное крыло главной антиформы Сьерра-дель-Росарио.

4. Структурная единица Баиа Онда, представленная пакетом тектонических покровов, перемещенных с юга на север через все перечисленные структурные единицы, и слагающая крупную синформу в районе города Баиа Онда на северном побережье Кубы.

Первые две структурные единицы по формационному типу участвующих в их строении комплексов пород и их сравнении с соответствующими комплексами различных структурно-формационных зон провинции Лас-Вильяс относятся к миогеосинклинальной зоне Северной Кубы. При этом породы более верхней единицы (Киньёнес), по-видимому, формировались севернее по сравнению с породами более нижней единицы (рис. 7).

Третья и четвертая структурные единицы могут рассматриваться как типично эвгеосинклинальные (единица Баиа Онда) или как переходные между мио- и эвгеосинклинальными, т. е. миктогеосинклинальные (единица Синко Песос). Не вызывает сомнения, что первоначально, до тектонического скучивания, обе они располагались южнее двух первых структурных единиц. При этом самое южное положение занимали породы, относящиеся к единице Баиа Онда и представленные дислоцированными вулканитами и кремнями эвгеосинклинальными и ультраосновными породами и габбро — фрагментами океанической коры.

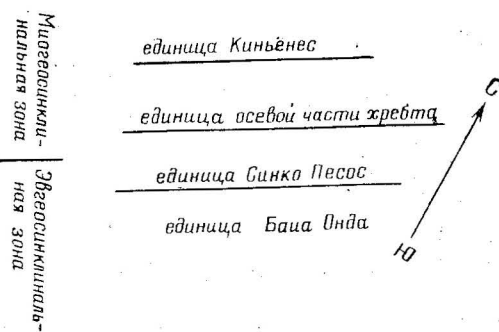


Рис. 7. Реконструкция первоначальной (до-шарьяжной) позиции разрезов разных структурных единиц гор Сьерра-дель-Росарио

МОЛАССЫ И ОЛИСТОСТРОМЫ КУБЫ, ИХ ВОЗРАСТ, ТИП, ПРОСТРАНСТВЕННАЯ И СТРУКТУРНАЯ ЛОКАЛИЗАЦИЯ

В Западной и Центральной Кубе области формирования моласс и области формирования олистостром четко разграничены, хотя время образования моласс и олистостром частично совпадает. Первые накапливались на юге — в эвгеосинклинальной зоне, вторые на севере — в миогеосинклинальной. В тех же случаях, когда они встречаются совместно, это всегда является результатом вторичного (постседиментационного) тектонического перераспределения и совмещения первично-разобщенных формационных комплексов, образовавшихся в принципиально различных условиях.

Молассы. Настоящие молассы на Кубе развиты только в эвгеосинклинальной зоне, где они совместно с другими формациями (карбонатными, флишоидными, терригенными и др.) заполняют так называемые наложенные бассейны. Первые молассы образовались в кампане и раннем маастрихте, фиксируя момент складчатости и структурной перестройки в эвгеосинклинали, а затем их образование периодически возобновлялось в раннем и среднем эоцене, а также в олигоцене, отражая последующие процессы локального горообразования.

К категории моласс на Кубе следует относить комплекс терригенных конгломерато-песчаных и песчано-алевролитовых отложений, которые характеризуются полимиктовым (часто вулканомиктовым) составом обломочного материала, происходящим из местных источников и отличающимся плохой сортировкой. Они накапливались в прибрежно-морской или континентальной аллювиально-пролювиальной обстановке, о чем свидетельствуют разнообразные текстурные и структурные признаки. В структурном и геоморфологическом отношении области накопления моласс представляли собой межгорные или асимметричные предгорные бассейны седиментации, наложившиеся на складчатый эвгеосинклинальный субстрат. Существенно вулканогенный и вулканогенно-кремнистый состав пород этого субстрата и определяет доминирующую роль в составе обломочного материала моласс различных эффузивных пород — базальтов, андезитовых порфиритов, лавовых брекчий, кремней, диабазов, туфов.

Типичными примерами моласс служат кампан-маастрихтские свиты Сан-Хуан (во впадине Лос-Паласиос), Виа Бланка (в провинции Гавана), Сан-Педро и Гуанаха (во впадинах Сьенфуэгос и Санто-Доминго в провинции Лас-Вильяс), нижнеэоценовая свита Капдевила, среднеэоценовая свита Бахиба и верхнеэоценовая — олигоценая свита Кондадо (последние в провинции Лас-Вильяс).

В северной миогеосинклинальной зоне Западной и Центральной Кубы настоящих моласс нет. Все известные здесь толщи молассового типа (свиты Виа Бланка и Капдевила) на поверхности представляют собой аллохтонные образования, тектонически перемещенные в миогеосинклиналь с юга из эвгеосинклинали. Отнесение же к молассам, как это делают некоторые исследователи, карбонатных брекчий типа брекчий Сагуа неправильно, так как подобные брекции формировались в условиях погружающихся бассейнов и ни в коей мере не были связаны с процессами горообразования или складчатости.

В отличие от олистостром, характеризующихся хаотическим строением и резким контрастом между грубостью и крупной размерностью олистолитов и тонкозернистостью хорошо отсортированного алевролитоглинисто-мергелистого цемента, молассы обладают линзовидно-стратифицированным, а часто и ритмичным флишоидным строением. Полимиктовый состав обломочного материала в молассах в равной мере свойствен как сгруженному галечному или гравийному материалу, так и относительно тонкозернистому песчаному или алевролитовому компонентам.

В верхнемеловых и третичных молассах Кубы в составе обломочного материала резко преобладают (до 80—90%) обломки эффузивных пород — порфириты, туфы, а также кремни. Известняки, песчаники и серпентиниты занимают подчиненное положение. Особенно важно подчеркнуть незначительное содержание серпентинитовых обломков в кампан-маастрихтских молассах формации Виа Бланка, причем даже в тех случаях, когда эти молассы, казалось бы, непосредственно контактируют с пластинами серпентинитов. Это можно объяснить только последующим тектоническим совмещением моласс и пластин серпентинитов в процессе более позднего шарьяжеобразования, как это имеет место в провинции Гавана. В противном случае молассы должны были состоять преимущественно из серпентинитов, чего на самом деле нет.

В нижнеэоценовых и более молодых молассах на Кубе часто присутствуют (иногда в значительном количестве) кварц и обломки гранитоидов, тогда как в кампан-маастрихтских молассах эти компоненты, как правило, отсутствуют. Это связано с тем, что главные гранитоидные (плагиогранитные) интрузии в эвгеосинклинальной зоне Западной и Центральной Кубы внедрились в послемаастрихтское время.

Важной особенностью рассматриваемых моласс является их тесная связь по латерали и вертикали с морскими карбонатными, рифогенно-известняковыми, обломочно-известняковыми и флишoidalными толщами, которые перемежаются с молассами в наложенных бассейнах эвгеосинклинальной зоны и замещают их по латерали в северной миогеосинклинальной зоне. Такие взаимоотношения типичны для нижних моласс складчатых геосинклинальных областей в самых разных частях нашей планеты, и, следовательно, все верхнемеловые и третичные молассы Кубы должны быть отнесены к этой же категории нижних моласс. Верхних моласс на Кубе нет, так как Куба и окружающие ее регионы, которым свойственна перемежаемость участков океанической и континентальной коры, не достигли еще той стадии тектонического развития, когда на обширных материковых пространствах в континентальных условиях формируются верхние молассы.

Олистостромы. Установлено, что олистостромы в Западной и Центральной Кубе развиты в основном в северной миогеосинклинальной зоне, складчатые деформации в которой, как давно выяснено, имеют послесреднеэоценовый возраст. Особенно широко и разнообразно они представлены в горных системах Сьерра-де-лос-Органос и Сьерра-дель-Росарио в провинции Пинар-дель-Рио и в зоне Пласетас в провинции Лас-Вильяс. Данные глубоких параметрических скважин показывают, что олистостромы развиты и в миогеосинклинальной зоне на севере провинций Гавана и Матансас.

Возраст подавляющей массы олистостром — ранний эоцен (свиты Монакос и Бьеха в провинции Пинар-дель-Рио, свиты Вега Альта и Сагуа (?) в провинции Лас-Вильяс), местами, возможно, средний эоцен, хотя существуют указания польских геологов (Pszczółkowski, 1971) о более древнем — палеоэоценовом (свита Какарахикара) и даже кампан-маастрихтском (некоторые толщи в свите Буэновиста) возрасте олистостром гор Сьерра-дель-Росарио. Однако эти последние данные требуют проверки, так как олистостромы свит Какарахикара и Буэновиста занимают стратиграфическое и структурное положение, совершенно идентичное с позицией доказанных нижнеэоценовых олистостром.

В южной эвгеосинклинальной зоне Западной и Центральной Кубы, складчатые деформации в которой имеют предкампанский возраст, олистостромы очень редки. В докампанской части стратиграфического разреза этой зоны они вообще отсутствуют; во всяком случае нам не удалось найти следов их присутствия. В то же время в кампан-маастрихтской и эоценовой частях разреза наложенных бассейнов толщи ористо-

стромового облика как будто иногда встречаются, но развиты они очень ограниченно.

К ним могут быть отнесены, например, обвально-глыбовые образования нижнеэоценовой свиты Тагуаска в наложенном бассейне Кабаихуанн по северо-восточной периферии массива Эскамбрай (Kantchev et al., 1975).

Однако детально изучить эти толщи олистостромового облика в наложенных бассейнах провинции Лас-Вильяс нам не удалось, и поэтому уверенности в том, что это действительно олистостромы, а не тектонические брекчии, или какие-нибудь иные образования, у нас нет. Это важный вопрос, требующий тщательного изучения в будущем.

Тем не менее и уже имеющиеся материалы позволяют говорить о том, что формирование олистостром и, следовательно, процессы шарьяжеобразования наибольшей интенсивности достигали в северной многоэосинклинальной зоне Западной и Центральной Кубы, где они имели место до складчатости — в раннем — среднем эоцене, возможно, в палеоцене и кампане и маастрихте и, таким образом, предшествовали моласообразованию.

В южной эвгеосинклинальной зоне эти процессы, если и происходили, то не были столь интенсивными, и, что особенно важно, происходили в послескладчатый период ее развития.

Изучение олистостром в горах Сьерра-де-лос-Органос и Сьерра-дель-Росарио в провинции Пинар-дель-Рио, т. е. там, где они особенно широко и разнообразно представлены, показало, что среди них по литологическим признакам могут быть выделены следующие типы.

а) Однокомпонентные известняковые олистостромы, в которых погруженные в алевролитовый цемент глыбы и фрагменты представлены в основном исключительно известняками (юрскими и нижнемеловыми). Примерами могут служить олистостромы свиты Бьеха в районе к северу от Асиенда-де-Американо по шоссе между Ла-Пальмой и Геррадурой.

б) Двухкомпонентные известняково-офиолитовые олистостромы, в которых погруженные в алевролитовый цемент глыбы и фрагменты состоят из юрских и нижнемеловых известняков и офиолитов (обычно серпентинитов, иногда габбро). Примером этого типа являются наиболее распространенные олистостромы свиты Монакос.

в) Поликомпонентные олистостромы, в которых погруженные в алевролитовый цемент фрагменты и глыбы имеют разнообразный состав и обычно представлены полным набором пород эвгеосинклинальной серии: серпентиниты, габбро, разнообразные порфириды, вулканические брекчии, туфы, кремнистые породы и фрагменты пачек их переслаивания, разнообразные известняки, песчаники, в единичных случаях встречаются даже гранитоиды. Этот тип олистостром развит в свите Буэновиста.

Для олистостром всех типов характерны ярко выраженные следы раздавливания, расщепления алевролитового цемента и будинаж мелких олистолитов. Крупные олистолиты, как правило, сохраняют свою текстуру без изменений.

Состав фрагментов и глыб в разных типах олистостром отражает литологический состав пород тех тектонических покровов, перед фронтом которых соответствующие олистостромы формировались. Очевидно, что (см. рис. 6) однокомпонентные известняковые и двухкомпонентные известняково-офиолитовые олистостромы формировались в условиях горизонтальных перемещений тектонических аллохтонных пластин существенно карбонатного состава, а поликомпонентные — перед тектоническими пластинами пород эвгеосинклинального разреза.

**О НАПРАВЛЕНИИ И ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНОСТИ ДВИЖЕНИЙ ГОРНЫХ МАСС
ПРИ ФОРМИРОВАНИИ ПОКРОВНОЙ СТРУКТУРЫ ЗАПАДНОЙ
И СЕВЕРНОЙ КУБЫ**

Если проанализировать структурную позицию различных типов олистостром в горах Сьерра-дель-Росарио и Сьерра-де-лос-Органос (см. рис. 4, 6), то обнаружится, что одно- и двухкомпонентные существенно известняковые олистостромы приурочены к тектоническим пластинам двух нижних структурных единиц — Киньёнес и осевой части хребта, образованных юрско-нижнемеловыми миогеосинклинальными комплексами, а поликомпонентные олистостромы подстилают тектонические покровы верхних структурных единиц — Синко Песос и Баиа Онда, сложенных эвгеосинклинальными и переходными между эв- и миогеосинклинальными комплексами. Следовательно, со структурной точки зрения мало вероятно, чтобы поликомпонентные олистостромы, участвующие в строении верхних (по логике вещей наиболее молодых) тектонических пластин были древнее одно- и двухкомпонентных олистостром, располагающихся под нижними пластинами. Это еще один довод против кампан-маастрихтского возраста олистостром свиты Буэновиста в горах Сьерра-дель-Росарио, устанавливаемого исключительно на основании переотложенной фауны, собранной из известняковых фрагментов и олистолитов, а не из цементирующей песчано-глинистой матрицы.

Если это так, и однокомпонентные и поликомпонентные олистостромы в горах Сьерра-дель-Росарио имеют одинаковый или почти одинаковый палеоцен (?) — ранее- и среднеэоценовый возраст, причем вторые по крайней мере не древнее, а, вероятно, несколько моложе первых, то, основываясь на их разном составе и различной структурной приуроченности, нетрудно прийти к выводу о том, что образование покровно-шарьяжной структуры гор Сьерра-дель-Росарио не укладывается в один простой акт. На самом деле этот процесс распадался по меньшей мере на два этапа (хотя оба они, видимо, не выходили за пределы палеоцена — раннего и среднего эоцена): сначала образовалась покровная структура в собственно миогеосинклинальной зоне, точнее, в южной краевой части миогеосинклинали (первый этап), а потом, геологически очень быстро, только что образовавшаяся шарьяжная структура миогеосинклинали (структурные единицы осевой части хребта и Киньёнес) была в свою очередь перекрыта тектоническими покровами, перемещенными из зоны, переходной между мио- и эвгеосинклиналями, и из эвгеосинклинальной складчатой зоны (второй этап). Тектонические покровы второго этапа образованы ниже-верхнемеловыми породами складчатого эвгеосинклинального комплекса, отторженцами кампан-среднеэоценовых разрезов наложенных молассовых бассейнов и, что особенно важно, крупными фрагментами комплексов пород глубоких горизонтов океанической коры — различными ультраосновными породами и габброидами.

И лишь после этого многоярусная покровно-шарьяжная структура гор Сьерра-дель-Росарио была смята в крупные складки субширотного северо-восточного простираения, примером которых служит главная антиформа Сьерра-дель-Росарио.

Сравнивая стратиграфические разрезы рассмотренных выше структурных единиц гор Сьерра-дель-Росарио, возникших соответственно в первый и второй этапы формирования их покровной структуры, и реконструируя первоначальное (консидиментационное, дошарьяжное) их взаимное расположение (см. рис. 7), можно убедиться в том, что направление движения горных масс в процессе разных этапов образования шарьяжей было различным.

Для первого этапа шарьирования четко намечается движение масс горных пород с севера на юг, которое подтверждается надвиганием пород структурной единицы Киньёнес на породы структурной единицы осевой части хребта. Как показывает сравнение разрезов этих структурных единиц с разрезами структурно-формационных зон провинции Лас-Вильяс, разрез единицы Киньёнес практически идентичен разрезу зоны Ремедиус, т. е. он первоначально находился севернее разреза единицы осевой части хребта, который аналогичен разрезу зоны Пласетас. Последняя в автохтонном положении всегда располагается южнее зоны Ремедиус. В формационном отношении это находит свое выражение в большем стратиграфическом объеме карбонатного комплекса в структурной единице Киньёнес (как и в зоне Ремедиус), отвечающему здесь (в горах Сьерра-Асул и Пан-де-Гуяхаибон) возрастному интервалу верхняя юра — турон, а местами и кампан включительно, против верхнеюрско-альбского возраста карбонатного комплекса в структурной единице осевой части хребта. Верхнемеловой интервал разреза в ней, как и в зоне Пласетас провинции Лас-Вильяс, представлен мало-мощной глубоководной кремнисто-терригенной формацией.

Во время второго этапа шарьирования движения масс горных пород сменилось на противоположное — с юга на север, причем сначала были надвинуты породы переходного между мио- и эвгеосинклинальным комплексами (структурная единица Синко Песос), затем пришли офиолитовые покровы и на их «плечах» последними были надвинуты тектонические пластины, состоящие из фрагментов разрезов наложенных молассовых бассейнов складчатой эвгеосинклинальной зоны.

Имеются все основания думать, что такая четко выраженная и закономерная двухэтапная картина формирования покровной структуры с разным направлением движения масс, установленная в горах Сьерра-дель-Росарио, была свойственна и другим как более западным, так и более восточным районам Кубы, в частности провинциям Гавана и Матансас, где данные глубокого бурения подтверждают наличие под верхними тектоническими покровами серпентинитов, габбро и вулканитов эвгеосинклинального типа нижних тектонических покровов, сложенных исключительно карбонатными породами миогеосинклинали.

В заключение хочется обратить внимание на очень характерную последовательность пород океанической коры в покровной структуре гор Сьерра-дель-Росарио и провинций Гавана и Матансас. Как можно было видеть на рис. 4 и 5, самое нижнее положение в пакете тектонических пластин верхней структурной единицы Баиа Онда занимают вулканогенно-осадочные образования мелового возраста, которые выше по разрезу сменяются мощными тектоническими пластинами, состоящими из микрогаббро и габбро, а ультраосновные породы (гарцбургиты, лерцолиты, дуниты, серпентиниты) в этом ряду занимают наиболее высокое «стратиграфическое» положение. Выше уже отмечалось, что совершенно такая же последовательность пород свойственна тектоническим пластинам верхней структурной единицы в провинции Гавана. Следовательно, это явление не случайное. Оно отражает особенности механизма формирования покровной структуры Северной Кубы.

Столь распространенная опрокинутая последовательность в залегании различных типов пород офиолитового комплекса может служить указанием на то, что формирование покровной структуры на втором этапе с участием пород эвгеосинклинали и глубоких частей океанической коры шло по пути образования гигантских лежащих складок и последующего их перекатывания на подобие гусеницы трактора. Крылья этих складок при нарушении их сплошности трансформировались в шарьяжные тектонические пластины с опрокинутой последовательностью (лежащие крылья) или нормальной последовательностью (висячие крылья). Подобный механизм образования офиолитовых покровов

недавно был прекрасно показан и раскрыт А. С. Перфильевым (1977) на примере складчатых сооружений Урала и Тянь-Шаня.

Вероятно, корни этих гигантских лежащих складок и возникших из них офиолитовых покровов следует искать в зоне сочленения мио- и эвгеосинклинальных зон, откуда в условиях пододвигания континентальной Багамской плиты под эвгеосинклинальную складчатую зону Центральной и Южной Кубы и нараставшего в связи с этим сжатия эти гигантские складки были выжаты, перемещены на север и надвинуты на Северо-Кубинскую миеосинклиналь.

Подобный механизм покровообразования типичен для краевых офиолитовых аллохтонов в самых разных частях мира (Руженцев, 1976), и в этом отношении Куба не представляет собой исключения.

В заключение нам хочется поблагодарить за внимание, помощь и содействие в работе наших кубинских коллег Л. Монтеро, Х. Иппагири, Р. Сокоро, Г. Фурасола-Бермудес, Р. Кабрера, Г. Лопес и Р. Флорес, а также советских специалистов, работавших одновременно с нами на Кубе, В. С. Шеина, В. А. Басова и С. Ю. Банковского.

Литература

- Борукаев Ч. Б. Общий анализ структурных рисунков Кубы.— Геотектоника, 1976, № 3.
- Книппер А. Л. Океаническая кора в структуре альпийской складчатой области. М., «Наука», 1975.
- Леонов М. Г. О разрушении фронтальной части надвигов.— Докл. АН СССР, 1970, т. 193, № 3.
- Перфильев А. С. Формирование земной коры Уральской эвгеосинклинали. Автореф. док. дис., Геологический ин-т АН СССР, М., 1977.
- Пуцаровский Ю. М. Введение в тектонику Тихоокеанского сегмента Земли. М., «Наука», 1972.
- Пуцаровский Ю. М., Книппер А. Л., Пуиг-Рифа М. Тектоническая карта Кубы м-ба 1:1 250 000 Академия наук СССР, Академия наук Кубы. М., ГУГК, 1966.
- Пуцаровский Ю. М., Книппер А. Л., Пуиг-Рифа М. Тектоническая карта Кубы м-ба 1:1 250 000.— В кн.: Геология и полезные ископаемые Кубы. М., «Наука», 1967.
- Руженцев С. В. Краевые офиолитовые аллохтоны. М., «Наука», 1976.
- Сомин М. Л., Мильян Г. Некоторые черты структуры мезозойских метаморфических толщ Кубы.— Геотектоника, 1974, № 5.
- Сомин М. Л., Мильян Г. Амфиболитовый комплекс юга Центральной Кубы и проблема тектонического положения эвгеосинклинальной серии острова.— Бюл. МОИП. Отд. геол., 1976, № 5.
- Шапошникова К. И. Тектоника Центральной Кубы.— Геотектоника, 1974, № 1.
- Brönnimann P., Rigassi D. Contribution to the Geology and Paleontology of the Area of the City of La Habana and its surroundings.— Eclogae Geol. Helvetiae, 1963, v. 56, No. 1.
- Flint D. E., Albear J. F., Guild P. W. Geology and chromite deposits of Camagüey district, Camagüey province, Cuba.— Bull. U. S. Geol. Surv., 1948, v. 4, 954B.
- Flores G. Discussion. Workel. Petrol. Cong. 4th, Rome, 1955.
- Hatten Ch. W. Principal features of Cuban geology: discussion.— Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 1967, v. 51, No. 5.
- Kantchev J., Boyanov J., Goranov A., Jolkichev N., Cabrera R., Kanazirski M., Popov H., Stancheva M. Informe sobre el levantamiento geológico a escala 1:250 000 de la provincia de Las Villas, Cuba. Academia de Ciencias de Cuba y Academia de Ciencias de Bulgaria La Habana, 1975.
- Khudoley K. M. Principal features of Cuban geology: discussion. Reply.— Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 1967, v. 56, No. 1.
- Khudoley K. M., Meyerhoff A. A. Paleogeography and geological history of Greater Antilles.— Geol. Soc. Amer., 1971, Mem. 129.
- Knipper A. L., Cabrera R. Tectonica y geologia historica de la zona de articulacion entre el mio— y eugeosinclinal y del cinturón hiperbásico. Contribucion a la Geologia de Cuba. Publicación Especial, No. 2, Academia de Ciencias de Cuba, Instituto de Geologia y Paleontologia La Habana, 1974.
- Kuth J., Pszczółkowski A., Wierzbowski A. The Franciscan formation and an Oxfordian ammonite faunule from the Artemisa formation Sierra del Rosario, Western Cuba.— Acta geol. Polon., 1976, v. 26, No. 2.
- Meyerhoff A. A., Hatten Ch. W. Diapiric structures in central Cuba. In: Diapirism and diapirs. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 1968, Mem. 8.
- Palmer R. H. Outline of Geology of Cuba.— Journ. Geol., v. 53, No. 1.
- Piotrowska K. La Tectonica de la Sierra de los Organos en el area comprendida entre las localidades de el Cangre, Santo Tomsa, Santa Lucia, Baja y San Juan y Martinez.— Actas. Acad. de Ciencias de Cuba, 1972, tomo 2.

- Pitrowska K.* The nappe developont in the Sierra de los Organos (Western Cuba).— Bull. Acad. pol. sci., Ser. sci. terr., 1975, v. 23, No. 1.
- Pszczółkowski A.* Jurassic, Cretaceous and Paleogene deposits of Sierra del Rosaria (Cuba).— Bull. Acad. Polon., Ser. sci. terre, 1971, v. XIX, No. 4.
- Pszczółkowski A.* Las secuencias estratigraficolaciales de la Sierra del Rosaria, Cuba. Instituto Geologica y Paleontologica Academia de Ciencias de Cuba, La Habana, 1976.
- Pszczółkowski A.* Stratigraphic — Facies Sequences of the Sierra del Rosario (Cuba).— Bull. Acad. Polon. Sci., Ser. Sci. Terre, vol. 24, N 3/4, 1977₁.
- Pszczółkowski A.* Nappe Structure of Sierra del Rosario (Cuba).— Bull. Acad. Polon. Sci., Ser. Sci. Terre, vol. 24, N 3/4, 1977₂.
- Resumenes Primera Jornada Cientifico — Tecnica. Direccion general Geologia y Geofisica Ministeria de Minería, combustible y Metalurgia. Tomo I, II, La Habana, 1974.
- Rigassi-Studer D.* Sur la géologie de la Sierra de los Organos, Cuba. Archives Sci. Soc. Phys. Hist. Nat. Genève, 1963, v. 16, No. 2.
- Schardt H.* Die exotischen Gebiete, Klippen und Blocke am Nordzand der Schweizeralpen.— Eclog. Hev., 1898, v. 5.

Геологический институт
АН СССР
Институт геологии и
палеонтологии АН Кубы

Статья поступила
15 июня 1977 г.