

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

**ГЕОМОРФОЛОГИЯ
ЗАРУБЕЖНЫХ
СТРАН**



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

ОТДЕЛЕНИЕ ФИЗИКИ АТМОСФЕРЫ, ОКЕАНОЛОГИИ И ГЕОГРАФИИ

Геоморфологическая комиссия

ГЕОМОРФОЛОГИЯ ЗАРУБЕЖНЫХ СТРАН



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»

МОСКВА

1974

Д4
40383

Гос. п бличная
научно-техническая
библиотека ССР
ЭКЗЕМПЛЯР
ЧИТАЛЬНОГО ЗАЛА

74. 37829

В книге приведены результаты исследований советских геоморфологов рельефа зарубежных стран: Вьетнама, Китая, МНР, Кубы, Польши и ГДР. Освещены вопросы морфоструктуры — морфоскульптуры в зоне влажных тропиков, аридных районов Центральной Азии и перигляциальных районов Северной и Центральной Европы.

Ответственные редакторы:

Д. А. ТИМОФЕЕВ и В. П. ЧИЧАГОВ

ЛЕДНИКОВАЯ МОРФОСКУЛЬПТУРА И ОСОБЕННОСТИ ДЕГРАДАЦИИ ДРЕВНИХ МАТЕРИКОВЫХ ОЛЕДЕНЕНИЙ НИЗМЕННЫХ ТЕРРИТОРИЙ ЦЕНТРАЛЬНОЙ И ВОСТОЧНОЙ ЕВРОПЫ

А. А. АСЕЕВ

Современное состояние общей теории гляциального литоморфогенеза позволяет применить новый методический подход к изучению краевых образований материковых оледенений Европы, что особенно перспективно для низменных территорий ГДР и Польши, по которым почти за сто лет своего существования гляциальная морфология накопила большой фактический материал. На его основе немецкими и польскими исследователями были разработаны многие важные теоретические положения о геоморфологической роли древних материковых оледенений. Однако некоторые положения, ставшие уже традиционными, в настоящее время устарели и требуют пересмотра или уточнения. К их числу относится, например, представление о фронтальном сокращении площади оледенения при дегляциации и линейно-концентрическом размещении краевых зон и поясов.

ГЛЯЦИАЛЬНАЯ МОРФОЛОГИЯ ОБЛАСТИ РАННЕ- И СРЕДНЕПЛЕЙСТОЦЕНОВЫХ ОЛЕДЕНЕНИЙ

Сведения о сохранившихся с нижнего плейстоцена ледниковых формах рельефа единичны. Это объясняется не только значительной древностью создавшего их оледенения, но и малой площадью распространения раннеплейстоценового (эльстер, краковского) оледенения в Центральной Европе (где оно было максимальным) за пределы последующих среднеплейстоценовых оледенений. Ширина такой полосы составляет 20—50 км у подножия гор в ГДР и немногим больше на территории Польши. Кроме того, условия сохранения ледниковых форм рельефа в предгорьях и долинах рек, стекающих с гор, были крайне неблагоприятны. Несмотря на это, можно полагать, что и первичное распространение форм краевой аккумуляции было незначительным вследствие своеобразных условий седиментации. Достигая предгорий и подпруживая своими языками долины стекавших с гор рек, наступающий ледниковый край оканчивался в приледниковых бассейнах; вытесняя их, он преодолевал значительный обратный уклон ложа без существенных гляциодислокаций. Слабо выраженных конечных морен известно мало, например севернее Дрездена (Woldstedt, 1955). Отложившиеся у края толщи галечного и песчано-гравийного материала большей частью не сохранили каких-либо морфологических черт ледникового генезиса и

были перекрыты впоследствии чехлом отложений неледникового происхождения. Несмотря на большую активность и скорость наступания (в отдельных случаях до 600 м/год), крутой ледниковый край скользил по озерным отложениям без нарушений (Grahmann, 1937). Если сравнить эти условия рельефообразования с геологической и рельефообразующей деятельностью того же раннеплейстоценового ледника в более северных районах, где он оставил интенсивные гляциодислокации и мощную рельефообразующую морену, станет очевидным, что слабые следы его краевой аккумуляции нельзя объяснить ни древностью оледенения, ни слабой активностью оледенения в целом.

Еще очевиднее это становится при изучении краевых образований первого среднеплейстоценового (заале, среднепольского) оледенения. В Нидерландах, в непосредственной близости от границы оледенения, протягиваются цепи крупных краевых морен напора в виде многочисленных останцов, сложенных спрессованным вместе материалом третичных пород и галечников Рейна, а также мореной. Окружающие их поля флювиогляциального материала, как полагают К. Эдельман и Р. Кромелин (Edelman, Crommelin, 1939), возникли при денудации этих форм. Некоторые из гряд, видимо, были созданы еще в эльстерскую ледниковую эпоху и преобразованы в заальское время, поскольку в их ядрах преобладает валунный материал восточнофенноскандинавского происхождения, тогда как морена заальского оледенения в Нидерландах характеризуется преобладанием южношведских валунов. Многочисленные отторженцы морены эльстер наблюдаются и в основной морене заале Нидерландов (de Waard, 1949).

Мощные дуги морен напора (район г. Крефельда) или чаще отдельных изолированных останцов того же происхождения продолжают далее в пределах Нижне-Рейнской области ФРГ, в моренах Рура у Дортмунда и Дуисбурга. Эти краевые образования так называемой амерсфортской «стадии» не имеют, однако, дальнейшего продолжения на восток. Еще меньше распространены краевые образования оснингской «стадии», представленные только мощной мореной напора Тевтобургского Леса и обширным зандром перед нею, занимающим значительную часть Мюнстерской депрессии. Характерно, что в пределах последней распространены озо- или камовидные образования, связанные с выполнением пустот во льду (Litze, 1951).

Несколько большее протяжение имеют сильно сглаженные краевые морены ребургской «стадии», которые, по мнению П. Вольдштедта (Woldstedt, 1955), возникли до максимальной стадии оледенения заале, а затем перекрывались наступающим ледником. В тылу ребургских морен распространена плоская равнина островных плато — «гестов», расчлененных системой параллельных, вытянутых с севера на юг ложбин стока с отдельными озерами. Ложбины выполнены долинными зандрами. Мощность слагающих их тонко- и мелкозернистых песков достигает 10—20 м. Линейность ландшафта кончается на юге у расчлененных ложбинами ребургских морен. Сохранность рельефа, по Вольдштедту, свидетельствует об отсутствии вторичных наступаний ледникового края на эту территорию после максимума заале. В области Среднего Везера описаны хорошо сохранившиеся холмистые образования типа камов.

Приведенные данные указывают на деградацию оледенения заале, выражающуюся в омертвлении полос материкового льда в тылу у краевых морен напора и локальном формировании новых напорных образований по контакту мертвого и активного льда. Вместе с тем они свидетельствуют об относительной активности оледенения во время деградации, сопровождавшейся небольшими осцилляциями активного ледникового края. Краевые морены прослеживаются на значительном протяжении от Нидерландов до г. Магдебурга в ГДР.

Восточнее граница оледенения заале (дренте) в рельефе не выражена. В Лейпцигском бассейне на довольно значительном (около 50 км) расстоянии от внешней границы оледенения имеются отдельные краевые морены в районе городов Эйленбурга и Вурцена, которые удалось наблюдать автору. В районе г. Тауха краевые образования представлены грядой отчетливо выраженных холмов с абсолютными высотами 140—159 м и относительными амплитудами в среднем около 10 м, сложенных слоистыми песками с гравийно-галечными прослоями. Состав отложений резко меняется по простиранию. Холмы были перекрыты покровом абляционной морены, от которой сохранились лишь отдельные пятна там, где она карманами проникала во флювиогляциальные отложения. Переход от песков к морене — постепенный. Гряда камовидных холмов испытала после вытаивания или на его последних этапах незначительный напор льда, оставивший смятия водно-ледниковых отложений (пологие складки). Местами пески не дислоцированы или наблюдаются только небольшие сбросовые деформации, характерные для формирования инверсионных форм рельефа.

По склонам распространены продукты солифлюкционно-делювиального смыва морены, обогащенные валунами, под которыми (в основании склона) залегает эмская (?) погребенная почва, перекрытая, в свою очередь, продуктами делювиально-солифлюкционного сноса мощностью 60—80 см. Создается впечатление, что деструкция форм была невелика и протекала преимущественно в доэмское время. Эйленбургская морена, видимо, возникла как трещинное образование в мертвом льду, а затем преобразовалась под напором активного ледникового края, который двумя языками обходил поле мертвого льда (Eissmann, 1962).

Более выраженную морену напора оледенения заале можно наблюдать у Рюкмансдорфа. Она представлена валом с пологими (5—6°), но четко выраженными склонами, несколько измененными солифлюкционно-делювиальными процессами. Сложена маловалунным суглинком, спрессованным с песками, имеет крутое падение чешуй на запад. Отмеченные краевые морены представляют собой локальные образования.

В целом в бассейнах рек Заале и Эльстера максимальная стадия оледенения заале, длившаяся здесь всего около 150 лет, характеризовалась теми же особенностями, что оледенение эльстер. В окрестностях Галле и Лейпцига ледниковый край создавал по долинам рек многочисленные языки длиной до 50 км, вызывавшие образование подпрудных приледниковых озер. Отложения этих озер хранят следы нескольких осцилляций. Однако более лопастная форма ледникового края заальского ледника и меньшие скорости наступания (около 30 м/год) свидетельствуют о меньшей его активности, по сравнению с ледником эльстер (Betterstädt, 1934). Характерно, что указанные выше краевые морены у Лейпцига образовались позже, уже во время деградации.

Преодолевая порфиновые гряды и куполы коренного ложа, ледник оставлял на них ледниковую шлифовку типа бараньих лбов или курчавых скал (Gellert, 1958), поверхность льда при этом растрескивалась. Поэтому южнее этих поднятий ложа прослеживаются озовые гряды и камы (Woldstedt, 1955). Скорости фронтального отступления ледникового края там, где он граничил с подпрудными озерами, достигали 600 м/год, что свидетельствует об очень интенсивном таянии.

Восточнее Эльбы отдельные краевые морены известны на междуречье Эльбы и Эльстера, а также севернее и южнее Вроцлав-Магдебургской (Лаузицкой) древней ложбины стока. Однако положение границы оледенения здесь спорно, поскольку некоторые исследователи считают, что оледенение заале не переходило Лаузицкой ложбины (Grahnapp, 1937), тогда как П. Вольдштедт (1955) приводит границу через г. Гёрлиц.

В Силезии, в пределах ПНР, также наблюдаются разрозненные краевые

вые морены оледенения заале, севернее которых описаны озовые цепи, выраженные так отчетливо, что, по словам П. Вольдштедта, «могли бы располагаться в области последнего оледенения» (1955, стр. 287). Дегра-дация путем омертвления льда была установлена здесь еще Ф. Цейнером (Zeuner, 1934) и М. Шварцбахом (Schwarzbach, 1942). Удивительная свежесть озовых гряд среднепольского оледенения в более восточных районах Польши впервые отмечена Ст. Ланцевичем (Lancewicz, 1936), который объяснял это галечным составом отложений, способствующим просачиванию поверхностных вод при малом смыве.

По более поздним польским исследованиям среднепольское оледенение в Силезии, вплоть до ледникового языка по Верхней Одре (южнее Рацибужа) на востоке, продвигалось на юг дальше краковского (Atlas Geologiczny Polski, 1957). Однако краевые морены на всем этом отрезке наблюдаются только в языковых бассейнах. В тылу краевых (конечных) морен напора ледниковых языков распространены камовые террасы, камы, приуроченные преимущественно к поднятиям ложа и свидетельствующие об отмирании ледниковых языков. Образование многочисленных форм ледникового контакта описано и объяснено А. Яном (Jahn, 1963).

Изолированные, но более многочисленные краевые морены установлены по северным склонам Ченстоховской и Люблинской возвышенностей и особенно Свентокшиских гор.

Краевые образования оледенения варта выражены морфологически гораздо более отчетливо, чем отмеченные формы оледенения заале.

В юго-западной части Ютландии, за пределами области распространения последнего оледенения, среди его зандров островами возвышаются участки вторичной моренной равнины (Schoц, 1956) и отдельно краевые морены варта — морены «В» по В. Мадсену (Madsen, 1928). Однако неизвестно, являются ли они здесь внешними краевыми моренами этого оледенения. В Шлезвиг-Гольштейне, севернее Неймюнстера и Гамбурга, особенно между Эльбой и Траве (юго-западнее г. Любека), количество вложенных одна в другую дуг краевых напорных морен возрастает, а общее строение моренных амфитеатров сходно со строением лопастных бассейнов последнего оледенения в этой области. Наиболее выразительные морены напора — Черные горы у Гамбурга (169 м абс. выс.). Их продолжением на юг служат северные наиболее высокие гряды Люнебургской пустоши, перед которыми образовался обширный зандр¹.

Южнее, на левобережье Эльбы, в пределах Лецлингской зандровой равнины (ГДР) есть несколько различно ориентированных фрагментов краевых морен напора, образующих внешнюю краевую зону оледенения варта вплоть до г. Бурга, где она пересекается Эльбой и продолжается на возвышенности Флеминга (Woldstedt, 1955; Gellert, 1958; Brunner, 1961, и др.). Однако сложное строение и древнее происхождение этой возвышенности не позволяет считать ее краевым образованием оледенения варта, подобно тому, как Валдайскую возвышенность нельзя отождествлять с краевыми образованиями валдайского оледенения.

Современные водоразделы Флеминга и Лаузитца связаны с субширотной полосой повышенного залегания коренных пород. В основе возвышенности Флеминг находится параллельная Гарцу структура Флехтингский вал, отделенная от последнего впадиной субгерцинского бассейна. Породы мезозоя в ее пределах поднимаются от —224 до 46 м,

¹ В Зильте и районе Гамбурга состав валунов морен варта отличается от состава морен заале большим участием восточнофенноскандинавских пород. Например, содержание коричневого балтийского порфира возрастает с 1—6 до 10—30% (Klebelberg, 1949).

но нигде не выходят на дневную поверхность. Залегающие сверху отложения олигоцена и миоцена слабо дислоцированы, главным образом, ледником. Особенно выделяется складчатая область Лейцкау в Западном Флеминге (Liedtke, 1960; Bruhner, 1961).

В пределах северного склона возвышенности Флеминга поверхность коренных пород круто поднимается от —55 до 60—90 м, а мощность четвертичных отложений часто превышает 100 м, тогда как на южном пологом склоне она сокращается до 25—30 м. Восточнее располагается Пригнитцко-Лаузитцкий вал, частично совпадающий с лаузитцкой частью водораздела. В Лаузитце поверхность коренных пород поднимается с севера на юг более постепенно, от 0 до 80 м, и у г. Земфтенберга достигает 140—160 м.

В восточной части Лаузитца у г. Мускау, частично уже в пределах Польши, расположена вторая интересная зона гляциодислокаций. Субширотное поднятие коренных пород продолжается в Польше в виде Тщевницкой гряды, также осложненной гляциодислокациями. К системе поднятий Флеминг—Лаузитц и приурочены краевые образования оледенения варта.

Краевые образования Флеминга, судя по личным маршрутным наблюдениям и изучению крупномасштабных (1 : 25 000) геологических карт и объяснительных записок к ним, чаще представлены аккумулятивными моренами и в целом слабо выражены в рельефе. В Западном Флеминге, где водораздельное поднятие не выражено, край оледенения обозначается в рельефе внутренним, утолщенным в пологое поднятие краем зандра с абсолютными высотами 70—75 м. Он местами осложнен отдельными холмами и короткими грядами аккумулятивных морен с относительной высотой до 10, редко 15 м. В составе отложений намечается общее обогащение песка грубообломочным материалом. Местами ядра холмов и гряд образует валунник. Севернее краевой полосы поверхность покрыта менее мощным песчаным покровом с отдельными выходами валунного суглинка и снижена на несколько метров. Картина очень типична для кратковременного стационарного положения малоактивного ледникового края без осцилляций. Только у г. Лейцкау ледниковый край смял в пологие складки пластичные олигоценые септариевые глины, а также залегающие на них морену и грубые флювиогляциальные пески предшествующего оледенения. Длина складок достигает 1 км при высоте 5—10 м. Последующая водная эрозия создала инверсию рельефа в полосах выходов олигоценых глин.

Восточнее, в пределах Центрального, или Высокого, Флеминга, асимметричная гряда которого, полого снижающаяся на юг к Эльбе и круто падающая на север к Баручской древней маргинальной ложбине стока, служила препятствием для продвижения ледника на юг; гляциодислокации распространены очень широко и имеют мощность до 70—80 м.

В известном обнажении у г. Нимегка в дислокациях участвуют предположительно нижнеплейстоценовые ленточные глины. По-видимому, возраст морены напора значительно древнее осложняющих ее краевых образований варты. Последние образуют здесь расширяющуюся до 2,5 км широкую зону, выраженную в рельефе на фоне сильно расчлененной эрозией волнистой вершинной поверхности Флеминга в виде довольно расплывчатого поднятия с отдельными более четкими холмами и короткими грядами.

Эти песчано-гравийные, местами валунные всхолмления аккумулятивных морен подвергались повторным осцилляторным подвижкам ледникового края, превративших их в сложную систему морен напора с очень слабо выраженными понижениями языковых бассейнов. Эрозия освоила далеко не все замкнутые понижения. Собственно овражному («руммельн») расчленению подвергся только крутой северный скат Фле-

минга. Во внутренних частях преобладают пологие и неглубокие ложбины стока ледниковых вод. Южный склон Высокого Флеминга образует наклонная зандровая равнина. Максимальные относительные высоты отдельных холмов и гряд достигают 30 м, а максимальные абсолютные высоты 200 м.

Таким образом, возвышенность Высокий Флеминг является примером унаследованного развития краевых ледниковых образований.

В Восточном Флеминге сохраняется пересеченный полого-увалистый рельеф с относительными амплитудами около 15—20 м. Максимальные высоты водораздельной возвышенности приближены к крутому северному эрозионному склону. Здесь распространены и отдельные отчетливые холмистые ледниковые формы, сложенные валунником или песком, сильно обогащенным грубообломочным материалом. Севернее г. Ютербога холмы сливаются в отдельные короткие параллельные гряды высотой 7—10 м. Далее на восток поверхность вновь становится волнистой.

В Нидерлаузитце внешняя краевая зона оледенения варта также приурочена к лаузитцкому водоразделу. Она выражена то в виде отдельных коротких гряд с относительной высотой 5—7 м, то в форме двух параллельных цепей гряд длиной до 1 км и шириной до 100 м, а также холмов высотой до 25 м. Они часто сложены валунником и представляют типичные аккумулятивные морены (Гельниц—Дребкау). Краевая зона всего на 10—15 м выше примыкающего к ней с юга зандра и на 20—25 м выше тыловой области. С юга зандр окаймляется участком Вроцлав-Магдебургской древней маргинальной ложбины стока.

У восточного окончания лаузитцких морен на левобережье р. Нейсе на границе с ПНР расположен интересный район гляциодислокаций — складчатая зона Мускау. В мелкие крутые чешуйчатые надвиги смяты каолинсодержащие пески миоцена, буроугольные пласты и гравийные флювиогляциальные пески, в верхней части обогащенные грубообломочным материалом. Вместе система складок образует выгнутую на юг дугу пологой морены напора, продолжающейся на территории Польши (Стаммер, 1928; Bartkowski, 1967).

В тылу внешних краевых морен варта, на расстоянии 18—30 км от них, во Флеминге имеются отдельные, менее связанные в единую цепь краевые образования в виде морен напора, что не наблюдается восточнее, в Лаузитце. По мнению А. Цепека (Серек, 1967), описанные внешние краевые морены во Флеминге и Лаузитце образованы разными оледенениями — флемингским и лаузитцким (более поздним), которым принадлежат основные морены заале II и заале III. Таким образом, единая морфологическая граница предполагается метакронной на разных участках. А. Цепек считает также, что максимальное распространение основной морены варта (заале II, флемингской) по площади было значительно большим (почти до г. Галле), чем область, ограниченная морфологически выраженной границей. В этом случае описанные ранее эйленбургские краевые образования (севернее Лейпцига) относятся не к оледенению заале (заале I), а к оледенению варта (заале II, флемингскому).

В Западной Польше хорошо выраженные краевые образования варта наблюдаются по обоим берегам Одры, южнее Буручской маргинальной ложбины стока. Они особенно резко выражены в пределах Тшебницкой гряды, прорываемой долинами рек Бубра и Одры. Эта мощная гряда морен напора, абсолютная высота которой в отдельных точках составляет 230—250 м при относительной высоте до 100 м, протягивается почти на 200 км от г. Жары до г. Остшешува.

Собственно Тшебницкая дуга заканчивается восточнее г. Тшебницы, где почти сливается с Миличско-Остшешувской дугой, достигающей у г. Остшешува 284 м высоты. Внутри дуг отчетливо выражены заболоченные котловины лопастных бассейнов — Жмигрудская и Миличская, раз-

деленные более слабо выраженной межлопастной радиальной мореной напора. Поверхность коренных пород в их пределах снижается до 96 и 114 м абсолютной высоты. Снаружи моренные фронтальные дуги окаймляются зандрами, продолжающимися южные пологие склоны гряд.

Рельеф поверхности гряды сильно изменен эрозионными и делювиальными процессами. Она перекрыта довольно мощным, хотя и неравномерным покровом лёссовидных суглинков. В строении этих классических морен напора обнаруживаются сложные гляциодислокации, свидетельствующие о переменном и неоднократном ледниковом напоре, начиная с краковского оледенения (Bartkowski, 1967). В складки и чешуи смяты отложения нижнего плейстоцена, плиоцена и миоцена. Денудация поверхности протекала селективно: мелкие ложбины закладывались по простиранию складок на выходах легко размываемых пород. По мнению Т. Бартковского, морена напора формировалась на основе эрозионных останцов коренного рельефа преимущественно до оледенения варта. Таким образом, процесс формирования Тщбницкой гряды сходен с процессом формирования Флеминга.

Эта грандиозная дуга на востоке оканчивается изолированной мореной напора у г. Калиша. В северной части Жмигрудского и Миличского лопастных бассейнов наблюдаются небольшие изолированные морены напора по северному борту Баручской маргинальной ложбины у городов Равича, Кротошина и Острува-Великопольского, обозначающие первую линию отрыва мертвого льда после напора на Тщбницкую гряду.

Восточнее р. Просны, в краевой зоне оледенения варта, не описано значительных морен напора. Слабо выраженная цепь моренных холмов протягивается вдоль западного склона Лодзинской возвышенности субмеридионально. Она ограничивает выдающуюся лопасть со слабо выраженным лопастным бассейном по Верхней Варте. К востоку от Лодзи, в пределах Южно-Мазовецкого (Равского) плато сохраняется тот же характер краевой зоны: в виде изолированных групп холмов, из которых наиболее выражены груецкие на междуречье Вислы и Буга. На Подляском плато краевые аккумулятивные и напорные образования варты распространены спорадически как к северу, так и к югу от г. Седльце. Наиболее выразительную гряду южнее Седльце (Лукувскую) принято считать внешним краевым образованием этого оледенения (стадии). К югу и востоку от подляских морен, как отмечал С. Ленцевич (1959), ледниковый рельеф почти не виден, тогда как внутри этих краевых образований он сохранился лучше.

В варшавском бассейне в 110—120 км от внешних краевых образований варты наблюдаются две относительно слабо выраженные цепи преимущественно аккумулятивных морен вкра и млава, удаленные на 30—40 км одна от другой (Wollosowicz, 1924; Lencewicz, 1927). Формирование их разделялось периодом эрозии в бассейне Буга (Michalska, 1961). Предполагается также, что образование морен вкра отделялось от главной стадии варты пилицким, а от стадии млава буго-наревским интерстадиалами (Różuski, 1961). Однако достоверная связь между тремя или четырьмя основными моренами среднего плейстоцена Польши и краевыми образованиями деградации среднеплейстоценовых оледенений пока не установлена.

На западе обе цепи перекрываются краевыми образованиями последнего, балтийского оледенения. На восток морены вкра протягиваются между городами Плоцком и Сероцком и далее в направлении к г. Острув-Мазовецкому, в районе которого перекрываются краевыми образованиями млава. Последние установлены южнее городов Млавы и Остроленки и севернее городов Цеханува и Острув-Мазовецкого. Далее на восток граница млавы или северомазовецкой стадии, по Ю. Э. Мойскому и А. Е. Новицкому (1964), следует вдоль правобережья Нарева между Бе-

лостоком и Бельски-Подляским и пересекает границу СССР южнее истоков Свислочи. Однако четкими краевыми образованиями восточный участок границы не обозначен и она выделена стратиграфически. Краевые образования вдоль верхнего Нарева не выражены; в южной части Белостокской возвышенности распространен эрозионный увалистый рельеф, и только в верховьях Супросли и севернее появляются хорошо выраженные ледниковые формы.

Как отмечают указанные авторы, геоморфологическая проблематика северо-восточной Польши «очень мало разработана и неопределенна» (стр. 169). Анализ форм ледникового рельефа севернее Белостока, особенно в районе г. Сокулки, показал, что здесь распространены настолько свежие формы (краевые морены, камы, озы, обширные котловины вытаявания мертвого льда), что они вполне сравнимы с формами последнего северопольского оледенения, что впервые было замечено Б. Галицким (Halicki, 1951). Это хотя и подтверждает самостоятельность оледенения варта, но еще более свидетельствует об относительности и ненадежности критерия «свежести» ледниковых форм как показателя возраста оледенения.

Граница максимального распространения варта (или мазовецко-подляской стадии среднепольского оледенения по Мойскому и Новицкому) пересекает границу СССР южнее г. Бельски-Подляского в районе г. Беловежа. Она проведена здесь, однако, по северо-восточному продолжению седльце-подляских краевых морен, которые, будучи орографически обусловленными, протягиваются по восточному склону Наревской котловины почти субмеридионально вдоль государственной границы и явно не обозначают предельное распространение льдов московского оледенения, что еще раз иллюстрирует закономерность несовпадения стратиграфических и геоморфологических границ в пространстве.

ЛЕДНИКОВАЯ МОРФОСКУЛЬПТУРА И ОСОБЕННОСТИ ДЕГРАДАЦИИ ПОСЛЕДНЕГО ОЛЕДЕНЕНИЯ

Главной проблемой изучения рельефа, созданного последним оледенением, в настоящее время является установление зависимости ледникового морфогенеза от динамической структуры ледникового покрова. Реконструкция последней во всех ее звеньях — от крупных ледниковых потоков и их ледоразделов, осложняющих склоны щита, до мелких языков, образующих ледниковый край, — возможна пока лишь для области верхнеплейстоценового оледенения (заале, балтийского).

Хотя направления основных потоков растекания льда последнего оледенения отмечаются во многих работах (Галлон и др., 1965; Gellert, 1966, и др.), их связь с общей гляциодинамической структурой ледникового щита и таксономия гляциодинамических единиц разных порядков устанавливаются впервые.

К юго-востоку от главного ледораздела Фенноскандии располагался сектор Балтийского потока льда, оканчивавшегося лопастями Бельтской, Одерской и Рижской. Орографически обусловленный Балтийский поток в максимальную фазу оледенения распространялся вширь далеко за пределы котловины Балтийского моря на территории Юго-Западной Швеции и Западной Финляндии, хотя динамической осью потока служила Центрально-Балтийская депрессия. Он оттеснял менее мощные Восточно-Скандинавский и Финляндский потоки льда, отделяясь от них Западно-Балтийским и Восточно-Балтийским ледоразделами.

Западно-Балтийский ледораздел намечается по изменению преобладающего направления ледниковой штриховки и основных элементов экзарационного рельефа, от западного берега Ботнического залива в районе устья р. Юснан к оз. Венерн и далее на юго-запад. В Дании он дав-

но известен как ледораздел норвежского (из Осло-Фиорда) и балтийского льда и проводится к г. Доллерупу, где граница оледенения висла образует характерный вогнутый угол. По мере ослабления Балтийского потока ледораздел мигрировал к берегу Балтийского моря. В конце данигляциала он проходил примерно по линии от оз. Веттерн к Датским островам, а в готигляциале — по западному берегу Балтийского моря, о чем свидетельствует не объяснимое иначе изгибание среднешведских краевых образований к северо-востоку. В случае динамического единства с Балтийским потоком они должны были изгибаться на юго-восток.

Можно предполагать, что в трансгрессивную фазу оледенения ледораздел смещался в обратном направлении, поскольку стратиграфия морен на п-ове Сконе дает противоположную картину смены Восточно-Скандинавского потока Балтийским.

Таким образом, начало готигляциала ознаменовалось окончательным отделением южношведской ветви Балтийского потока и ее присоединением к Восточно-Скандинавской области питания что, возможно, отражает обособление скандинавских горных центров оледенения и смещение главного ледораздела к гребню гор. Поэтому нельзя не согласиться с теми исследователями, которые считают конец данигляциала важным рубежом в истории дегляциации.

Восточно-Балтийский ледораздел был более стабилен во времени. Он протягивается от северо-восточного окончания Балтийской гряды к межлопастной Видземской возвышенности и далее намечается по линии: возвышенность Отепя — возвышенность Пандивере, а затем пересекает Финский залив, образуя характерное угловое сочленение морен Салпаусселькя в районе г. Лахти. Его дальнейшее протяжение в Центральной Финляндии предполагается по смене обычной, юго-восточной, ориентировки озовых гряд и озерных котловин субмеридиональной. При деградации оледенения этот ледораздел, видимо, смещался к восточному берегу Ботнического залива. В соответствии с разветвлением Центрально-Балтийской депрессии на Западно-Балтийскую и Восточно-Балтийскую разделяемый о. Готланд единый Балтийский ледниковый поток в процессе деградации делился на два потока: Западно- и Восточно-Балтийские. Первый из них, в свою очередь, делился полосой препятствий о. Борнхольм — о. Рюген на Бельтскую и Одерскую лопасти.

Первоначально более мощный одерский лед оттеснял бельтский лед на запад, и ледоразделом между ними служил сложный узел ледникового рельефа, который начинается мощной радиальной мореной напора Кюльонгсборн. Она имеет юго-восточное простирание, приурочена к линии тектонических нарушений и продолжается субмеридиональной полосой холмисто-рядового рельефа восточнее оз. Шверинер-Зее.

На севере к ледораздельной полосе причленяются не только позднебалтийские краевые морены, амфитеатром окаймляющие Висмарскую бухту, но и поморская краевая зона, образующая характерную вилку восточнее г. Штернберг. На юге из ледораздельного узла двумя расходящимися дугами протягиваются внешние (бранденбургско-франкфуртские) системы краевых образований, обрамляющие указанные лопасти. Поэтому мы считаем этот ледораздел более важным, чем «главный мекленбургский ледораздел» Г. Рейнхарда (Reinhard, 1961), проводимый им по линии оз. Краковер-Зее — г. Францбург — г. Берген (на о. Рюгене). Этот ледораздел обозначается вилками краевых морен позднебалтийских осцилляций, начиная с францбургской, но не находит отражения в рельефе на более ранних этапах дегляциации.

Восточной границей Одерской лопасти первоначально являлся ледораздел, проходящий от Самбийского полуострова (Калининградская область) через Гуровские высоты (ПНР) на Мазурский угловой массив в районе г. Дабровно. Таким образом, Одерская лопасть первоначально

включала также бассейн Нижней Вислы (Вислянский язык). Однако после обособления Восточно-Балтийского потока в поморскую фазу ледораздел сместился на запад от Гданьского залива и проходил от Гданьского полуострова на г. Хойнице (Одерско-Вислянский ледораздел). Процесс симметричного сужения границ Одерской лопасти отражает постепенное ослабление Балтийского ледникового потока.

Бельтская ледниковая лопасть, служившая юго-западным окончанием Балтийского ледникового потока, надвигалась по Кильскому и Мекленбургскому заливам. В пределах Шлезвиг-Гольштейна (ФРГ), по берегам Кильской бухты и особенно Любекского залива возникла сложная система краевых морен с преобладанием морен напора, подробно изученная К. Гриппом (Gripp, 1949, 1952, 1954).

Деградация оледенения висла и ледниковый морфогенез в западной (Шлезвиг-Гольштейн) и восточной частях низменности протекали настолько различно, что оказалось естественным подразделить ее на две гляциоморфологические провинции (Асеев, 1965). Краевые образования западной провинции, служащие непосредственным продолжением датских краевых морен, как уже отмечалось, были дифференцированы на лопасти и языки ледниковым краем Бельтской лопасти. Дифференциации движения льда, помимо изрезанности береговой линии, способствовали соляная тектоника и интенсивное эрозионное расчленение поверхности коренных пород, распространенные в Шлезвиг-Гольштейне.

Крупные ледниковые языки второго порядка, вторгшиеся по понижениям морских заливов, позже делились на несколько более мелких ледниковых языков, которые местами продвигались вплоть до внешней границы оледенения, прорывая более древние краевые образования. Поэтому внешняя граница оледенения сложена разновозрастными моренами. Ледниковые языки были исключительно активны в процессе дегляциации, создавая крупные лобовые морены напора.

В межъязычьях, по флангам языков, путем сдвигания ранее отложенного моренного материала двумя движущимися ледниковыми телами, создавались не менее крупные морены напора, образующие вилки и радиальные валы. По Гриппу, три крупные лобовые морены напора Шлезвиг-Гольштейна сочетаются с 6—8 напорными моренами межъязычий. Наиболее крупные валы фронтальных морен напора, длина которых достигает 40 км при ширине 3—6 км, могли возникать лишь в результате многочисленных повторных наступаний края льда на ранее образованные гряды. В частности, морена с индексом N-1 создана десятью подвижками ледникового края. Отступление языков также сопровождалось многочисленными осцилляциями. Так, Любекская ледниковая лопасть разделилась на два языка шириной около 10 км каждый, в бассейнах которых насчитывается до десяти осцилляторных морен.

Исключительно динамичная картина наступания и отступления материкового льда в пределах фронтальной зоны Бельтской лопасти не свидетельствует, однако, о большой мощности ее края. Так, огромная концентрическая краевая морена, на протяжении 40 км обрамляющая Любекскую бухту, вместе с тем огибает округлый островной моренный останец Бунгсберг, достигающий всего 2 км в поперечнике и 60—110 м абсолютной высоты. Как показал К. Грипп, в период ее образования останец являлся нунатаком, возвышающимся над льдом на расстоянии 13 км от его края. Несмотря на малую мощность, материковый лед был исключительно активен и подвижен, что можно объяснить только сильным давлением со стороны широко растекавшейся Одерской лопасти.

После значительного перерыва в южном Шлезвиге происходило новое далекое вторжение отдельных ледниковых языков, образовавших огромный веер на всем протяжении от Кильского до Висмарского залива. Напорные образования, созданные отдельными подвижками, имеют

лишь незначительное (1—7 км) фронтальное протяжение, но узкие ледниковые языки длиной до 11 км при ширине 3—4 км прорывали ранее созданные краевые образования и формировали свои осцилляторные морены. Иногда они выражены как боковые морены, распространенные по одному борту бывшего языка. Перетекая через старые формы рельефа, они образовывали в месте прорыва пологие седловины, позволяющие восстановить последовательность событий.

Узкие ледниковые языки текли по мертвому льду, сохранявшемуся в осевых, наиболее углубленных частях старых, более обширных языковых бассейнов. Углубляя и расширяя некоторые подледные туннельные рытвины стока ледниковых вод, такие языки иногда создавали ложбины шириной всего в 1—1,5 км, на протяжении 5 км оконтуренные двумя параллельными валами боковых морен напора. Вторичные ледниковые языки, несмотря на малые размеры и отсутствие уклонов ложа, отличаются колоссальной рельефообразующей способностью.

Омертвление льда в пределах фронтального участка Бельтской лопасти наблюдается лишь в отдельных частях языковых бассейнов, к которым приурочены немногочисленные озера района. Рытвинные и ложбинные озера редки. По преобладанию грядовых форм ледниковый рельеф Шлезвиг-Гольштейна можно назвать скорее рельефом краевых морен, чем холмисто-моренным. Таким образом, Западно-Германская провинция по динамике деградации оледенения — своеобразный регион.

Краевые образования Одерской лопасти подразделяются на три пояса: внешний, поморский и внутренний (или прибалтийский), которые, в свою очередь, делятся на несколько краевых зон. Так, внешний краевой пояс делится на Бранденбургско-Лешненскую и Франкфуртско-Познаньскую краевые зоны. Сложное строение и у других поясов.

Для пространственного размещения бранденбургско-лешненских краевых образований, оконтуривающих Одерскую лопасть, весьма характерна симметрия западного (расположенного в ГДР) и восточного (на территории ПНР) крыльев. На крайнем северо-западе (у г. Шверина) и северо-востоке (у г. Плоцка) бранденбургско-лешненские и франкфуртско-познаньские краевые зоны почти сливаются. При этом как в Западном Мекленбурге, так и в Конинско-Плоцком районе бранденбургско-лешненские краевые образования морфологически выражены столь слабо и эпизодически, что возникает вопрос об их перекрытии краевыми образованиями более поздней (франкфуртско-познаньской) генерации.

Особенно слабое морфологическое выражение внешних краевых образований наблюдается на симметрично расположенных субмеридиональных участках краевых зон севернее городов Хафельберга (Зап. Бранденбург) и Плоцка. Южнее этих участков между городами Ратенов и Конин бранденбургско-лешненские краевые образования Одерской лопасти образуют единую, слабовыпуклую к югу дугу. Субмеридиональные участки на флангах лопасти отражают предельное растекание материкового льда при его максимальном распространении.

Расположенная в 10—20 км на флангах и 50—60 км во фронтальной зоне в тылу внешних краевых образований франкфуртско-познаньская краевая зона отражает кратковременную стабилизацию активного края лопасти после отмирания всей краевой полосы льда. На западном фланге краевые морены протягиваются на юго-восток, огибая Прицвалькское поднятие, от южной оконечности оз. Пляуэн-Зее к г. Франкфурт-на-Одере, а на восточном фланге продолжаются почти субширотно на Познань и далее к Висле.

В 30—40 км позади франкфуртских и почти параллельно им простирается западное крыло поморских краевых образований. Их общее направление — от вилки восточнее г. Штернберг к Одере севернее г. Бад-Фрайенвальде. Восточное крыло поморской фазы (стадии?) окон-

турирует сильно сократившуюся Одерскую лопасть субмеридиональным отрезком вдоль р. Драва, а затем продолжается на северо-восток вплоть до сложного ледораздельного углового массива западнее г. Гданьска. Это указывает на отделение Вислянского языка от Одерской лопасти в поморское время в связи с упоминавшимся выше обособлением Восточно-Балтийского потока, тогда как первоначально лопасть ограничивалась на востоке ледоразделом Самбийский полуостров — г. Добровно.

В широкой полосе в тылу поморского краевого пояса развиты преимущественно волнистые моренные и плоские водно-ледниковые равнины. Только в прибрежной полосе, охватывающей также мелководные заливы и острова Хиддензее и Рюген, от п-ова Дарс до островов в дельте Одера протягивается последний, или позднебалтийский, пояс краевых образований. Восточное крыло Одерского языка в это время образовывали кошалинские и береговые (гардно) краевые морены Гданьского полуострова.

Указанные пояса и зоны краевых образований Одерской лопасти отличаются морфологической индивидуальностью, отражающей основные этапы деградации этой лопасти, т. е. изменения бюджета и динамики формирующего ее льда. С другой стороны, характер и размещение поясов краевых образований в пространстве, как и всюду, обнаруживает тесную, но до конца еще не выявленную связь с крупными неровностями ледникового ложа. В отличие от внешних краевых образований, которые являются орографически обусловленными только в общих чертах (конфигурация лопасти), более поздние краевые образования обнаруживают все более тесную зависимость от рельефа ледникового ложа.

Так, граница максимального предельного растекания материкового льда приурочена к днищу и северному склону субширотной доплейстоценовой эрозионно-тектонической депрессии, сильно расчлененному глубокими ложбинами на отдельные возвышенности с амплитудами погребенного рельефа до 120—160 м. Граница не может быть точно установлена, поскольку дно депрессии наследуется широкой маргинальной Баручской ложбиной стока, в пределах которой основная морена оледенения висла полностью размыта. Приуроченные к ее северному склону внешние разобщенные краевые морены отражают уже первый этап деградации.

В отличие от сильно расчлененного рельефа коренных пород максимальные амплитуды довислянского рельефа не превышали 80 м (Franz, 1962), так как многие моренные плато, примыкающие к Баручской маргинальной ложбине, не имеют цоколя из коренных пород и целиком сложены мощной толщей плейстоцена. Помимо малой мощности вислянской основной морены, о крайне слабом воздействии края материкового льда на его ложе свидетельствует редкое распространение краевых морен напора с участием дислоцированных пород ложа. Отдельные сохранившиеся на моренных плато краевые морены напора с ядрами из более древних отложений, видимо, являются остатками среднеплейстоценовых оледенений (Happeman, 1964). Прямые доказательства вартинского возраста Зеленогурской морены напора с отторженцами бурого угля в ядре, находящейся в цепи морен Бранденбургско-Лешненской краевой зоны, получены Т. Бартковским (Bartkowski, 1967). Для морен напора Бранденбургско-Лешненской краевой зоны наиболее характерен песчаный состав, обусловленный дислокациями зандров, ранее отложенных тем же ледниковым покровом.

Более значительное воздействие ледника на его ложе начинает наблюдаться лишь в цепи франкфуртско-познаньских краевых образований, приуроченных (в западной части) к южному склону главного водораздела, глубоко расчлененному на островные возвышенности. С ними связаны и основные системы морен напора у Райнсберга, Фюрстенбер-

га, Гранзее, образованные за счет гляциодислокаций коренных пород. Однако для некоторых из них можно предполагать более древний (среднеплейстоценовый) возраст или связывать их с более ранней (трансгрессивной) фазой оледенения висла, а не временем формирования франкфуртско-познаньской краевой зоны.

Максимальная краевая активность ледникового покрова отразилась в поморском маргинальном поясе, приуроченном к главному водоразделу Северного и Балтийского морей, в основе которого лежит система тектонических поднятий (Vülow, 1952). Восточная ветвь этой краевой зоны также является орографически обусловленной, представляя собой склон Кошубского плато, соответствующего северной оконечности Поморско-Куявского антиклинория. Несмотря на малую мощность поморского ледникового края, помешавшую ему преодолеть указанные сравнительно небольшие препятствия ложа, которые ранее лед свободно перетекал, он отличался значительной активностью, энергично воздействовал на ложе и создал наиболее сомкнутую и выразительную систему морен напора.

Бранденбургско-Лешненская краевая зона. Дивергентное растекание края Одерской лопасти проявилось в ветвлении единого потока на потоки шириной до 25—40 км, иногда обозначенные у края дугами лопастных морен, а в межъязычьих цепями рытвинно-ложбинных озер (Behrmann, 1949/50). Такие частые потоки, как Ратеновский, Бранденбургский, Берлинский, Бухгольцкий у внешнего края, в свою очередь, пальцеобразно ветвились на узкие (5—8 км) языки, иногда разделяемые радиальными или угловыми моренами напора, в зависимости от конфигурации языков и ширины межъязычий.

Подвижность льда иссякала по мере дробления потока на все более мелкие ветви. О полной потере активности свидетельствует частое отсутствие фронтальных краевых морен, заменителем которых служат внутренние края конусных зандров, образующие 5—10-метровые уступы склонов ледникового контакта. В других случаях зандры с внутреннего края слабо дислоцированы ледниковым краем или превращены в лобовые морены напора шириной от 200 до 1000 м и высотой до 40 м (Franz, Weisse, 1965). Низкое гипсометрическое (60—35 м абс. выс.) положение бранденбургских краевых образований и частичное подпруживание рек, стекавших с гор, способствовали сильному расчленению и без того сложно построенных краевых зон на изолированные холмы и гряды. Последние часто располагаются среди днищ ложбин стока, сложенных мелкозернистыми сортированными песками. Это обстоятельство, наряду с маловалунным сортированным песчаным составом самих холмов и гряд, дало основание П. Вольдштедту (1925) относить их к образованиям типа камов.

Только последующее детальное изучение деформаций нормального простираения и падения косої слоистости флювиогляциальных отложений позволили отнести многие из них к моренам напора (Behrmann, 1949/50; Franz, 1962; Weise, 1965). Вместе с тем наметилось некоторое преувеличение роли морен напора и недооценка значения форм — заполнителей ледниковых трещин, широко распространенных в восточной, Лешненской, части внешней краевой зоны, изученной в последние годы польскими исследователями (Krygowski, 1961; Bartkowski, 1967, и др.).

В цепи лешненских краевых образований, протянувшихся через города Зелена-Гура, Лешно, Конин, Жеркув на Плоцк, вместе с рядом морен напора (Буковецкие, севернее г. Свебодзина — в бассейне р. Обры; Красна, Губенские, Зеленогурские — в бассейне Одера), часть из которых несомненно древнее последнего оледенения, наблюдается водно-ледниковая холмистость представленная камами и озами. Типичные участки камовых образований распространены у г. Любска, по северному склону зеленогурской морены напора.

Восточнее г. Лешно граница оледенения обозначена преимущественно внутренним краем зандра, отдельными изолированными краевыми моренами между зандром и расположенной сзади возвышенной моренной равниной, а также участками камовых образований по склону моренных высот. В районе г. Коло край ледника образовывал Гоплинский язык. Хотя здесь наблюдаются крупные морены напора (а точнее — моренные островные плато с гляциодислокациями), основную роль в ледниковом рельефе играют формы, образовавшиеся в трещинах мертвого льда (камы, камовые террасы, озы). Краевая зона выступает не как линия, ограничивающая распространение ледника, а как зона распространения форм вытаявания мертвого льда, приуроченных преимущественно к неровностям ледникового ложа, обусловившим трещиноватость (Krugowski, 1956; Bartkowski, 1961, и др.).

Отмеченные различия в строении внешней краевой зоны Одерской лопасти в ее западной и восточной частях не могут быть отнесены за счет субъективизма исследователей, придерживающихся разных концепций дегляциации («фронтальной» — по немецким данным — и «ареальной» — по польским). Они являются отражением разных условий питания западной и восточной частей лопасти, затрудненных на востоке Кашубским поднятием ложа. Эти различия еще более обозначились на последующих этапах дегляциации.

Строение поверхности в пределах западной, бранденбургской, части краевой зоны осложняется не только многочисленными радиальными ложбинами стока, которые вместе с крупными маргинальными Баручской и Берлинской ложбинами образуют сетчатый рисунок обводнения, но и островными более высокими плато с волнистой поверхностью, сложенной основной мореной без всяких признаков краевых морен напора. В радиальных ложбинах стока сохранились многочисленные цепи озер, ориентированные вкрест простиранию краевых морен.

На пространстве между Баручской и Берлинской маргинальными ложбинами разными исследователями реконструировано от трех до пяти фестончатых концентрических цепей краевых образований, отражающих последовательное положение активного края ледникового покрова. Система краевых образований Бранденбургской зоны должна рассматриваться не как свидетельство последовательного фронтального отступления ледникового края, а как замедленное омертвление краевой части льда полосами, а точнее сегментами, шириной до 10—15 км. Песчаные выполнения ложбин по трещинам на контакте активного и мертвого льда подвергались слабому напорному преобразованию. Таким образом, омертвление льда и здесь начиналось уже на ранних этапах деградации, хотя первоначально и на ограниченных площадях, например, на участке Ванзее — Сторков, на возвышенном плато Тельтов, на смежных участках ледниковый край еще сохранял подвижность (Behrmann, 1949/50).

О постепенном омертвлении краевых частей материкового льда во время бранденбургской фазы, помимо приведенных выше данных, свидетельствуют характер и размещение озерных ванн, относящихся к типам ложбинных и ложбинно-рытвинных. Они расположены преимущественно в «зарубках» межъязычий и не преобразованы ледниковой экзарацией в ложбины ледникового выпавивания. Озера часто создают своеобразные перекрестия маргинальных ложбинных (субаэральных) и радиальных рытвинных (субгляциальных) или ложбинно-рытвинных (полигенетических) цепей, а иногда даже более сложные системы перекрещивания, названные В. Берманом «озерными деревьями».

Приуроченность радиальных подледниковых ложбин к межъязычьям, т. е. контактными зонам языков, связана с повышенной трещиноватостью льда в этих зонах. Однако контактные зоны активно растекающихся языков являются обычно зонами сжатия, а не растя-

жения и сосредоточием радиальных морен напора, а не радиальных ложбин стока. Концентрация стока в межъязычьях также служит признаком пассивности и раннего омертвления льда в пределах данной краевой зоны (Асеев, 1967).

Важно подчеркнуть, что даже в пределах одной лопасти количество и характер краевых зон резко меняются по простиранию. Эти зоны, отстоящие на 5—10 км одна от другой в центральной части дуги бранденбургских краевых образований, постепенно сливаются как на западе, так и на востоке в одну.

Франкфуртско-Познаньская краевая зона. Франкфуртско-Познаньские краевые образования, выраженные на флангах лопасти гораздо лучше бранденбургских, а местами даже замещающие последние, во фронтальной зоне выражены слабо и выделяются из числа других краевых зон главным образом по их положению севернее Берлинской маргинальной ложбины стока. Выделивший их П. Вольдштедт (Woldstedt, 1925, 1955) рассматривает франкфуртскую фазу, или «стадию», как типичный «фронт стаивания» и противопоставляет ее поморской «стадии», выраженной в рельефе как «фронт наступания».

Поскольку Франкфуртская краевая зона обозначена преимущественно долинными зандами и аккумулятивными краевыми моренами (Schneider, 1965), расположенные в ее пределах холмистые массивы морен напора плохо согласуются с общим характером краевой зоны и выглядят как инородные образования, сохранившиеся со времени более ранней трансгрессивной фазы оледенения. Форма таких участков гляциодислокаций массивная, лопастная, ориентировка различная, в значительной степени связанная с направлением последующего размыва. На холмистой песчано-гравийной поверхности морен напора широко распространены участки покрова валунного суглинка, свидетельствующие о том, что эти фронтальные образования перекрывались наступающим льдом. Наиболее крупные участки распространения морен напора приурочены к возвышенностям между городами Штраусберг и Фрайенвальде, а также севернее г. Бернау.

В пределах Берлинской древней долины тоже имеется ряд более мелких островных останцов морен напора, что свидетельствует против признания ее крупным рубежом между двумя стадиями оледенения. Кроме того, как отмечает М. Ханнеман (Hannemann, 1961), взгляд на древние долины как на единые маргинальные ложбины стока устарел потому, что в их пределах нельзя найти следов существования мощных водных потоков, а отдельные участки дна ложбин лишены падения, свойственного руслам любых водотоков. Об этом свидетельствуют и тонкий характер песчаного материала, выстилающего с поверхности дно древних ложбин, и наличие неэродированных морен и конусов зандров, далеко вдающихся в их пределы, и следы свободного стока талых вод на север.

Восточнее, на Франкфуртско-Познаньско-Гнезненском участке, Франкфуртско-Познаньская краевая зона выделяется более определенно. К северу от нее польские исследователи (Galon, 1961) выделяют Куявскую краевую зону, а еще севернее, за сквозной ложбиной стока Варта—Нотец (восточное окончание Торунь-Эберсвальдской маргинальной ложбины),—одну (Краинскую) цепь краевых образований. Восточнее Вислы познаньские краевые образования на субмеридиональном участке сливаются с лешненскими и примыкают к ледоразделу в районе г. Добрувно. Куявская и Краинская маргинальные зоны на междуречье Вислы и Дрвенцы сливаются и, изгибаясь на северо-восток, на участке Варбжезно—Илава также примыкают к ледоразделу, где образуют несколько разобщенных цепей и угловых массивов у городов Валга, Хойнице и др. Ледораздельные узлы краевых зон—угловые массивы Добрувно, севернее городов Варбжезно и Хойнице приурочены к поднятиям поверхности коренных пород до 50—100 м абсолютной высоты.

Наряду с отдельными моренами напора (Буковецкая напорная гряда) многие гряды в цепи познаньских краевых образований, которые ранее считались краевыми моренами, представляют собой типичные трещинные образования со сбросовыми деформациями и отсутствием следов ледникового напора. На участках трещиноватости мертвого льда возникали холмистые формы типа камов, а на контакте с ранее вытаявшими поднятиями ложа — камовые террасы. Обилием форм мертвого льда выделяется низина р. Обры. У Познани, Гнезна и на других участках краевой зоны отчетливо видно, что она сформировалась на контакте активного и мертвого льда, т. е. является внутренней, закрытой краевой зоной. Всюду зандровые поля отделяются от краевых морен и моренной равнины полосой камов (Bartkowski, 1967).

Поморский краевой пояс. Поморский краевой пояс представляет собой сложное регрессивно-трансгрессивное краевое образование, хотя его стратиграфическая самостоятельность еще не установлена.

Имеются многочисленные признаки его внешнего обрамления полями мертвого льда, свидетельствующие об отсутствии длительного перерыва в процессе деградации. С другой стороны, гляциоморфологическое строение пояса свидетельствует о его отличиях от краевых образований регрессивной фазы, что было отмечено еще П. Вольдштедтом (1954), назвавшем его «фронтом наступания».

Первая краевая зона Поморского пояса обозначена цепью низких (до 5, редко 10 м) аккумулятивных краевых морен, сложенных грубо-обломочным материалом, часто валунником, которые обрамляются прерывистой полосой зандров шириной до 20—30 км. О сохранении полей мертвого льда с внешней стороны краевой зоны свидетельствует камовый холмистый рельеф в пределах зандра на Мекленбургском озерном плато. Холмы чередуются с многочисленными просадочными озерами, уже давно истолкованными Г. Вольфом (Wolff, 1924) как результат погребения сильно трещиноватого мертвого льда зандрами.

На других участках краевой зоны в пределы зандра часто продолжают цепочки радиальных рытвинных озер подледного происхождения. При этом они сохраняют ту же, что и в пределах Поморской краевой зоны, форму, крутизну берегов и значительную глубину (например, озера в окрестностях г. Фельдберга). Зандр отлагался на поверхность мертвого льда, заполнявшего рытвину. Часто на берегах озер, например оз. Вербеллин-Зее, наблюдаются четкие следы последующих просадок в виде многочисленных сбросовых нарушений, обращенных к озерной ванне (Liedtke, 1956/57). Севернее г. Кжиш (ПНР), там, где краевая зона меняет простирание на субмеридиональное, наблюдается радиальная цепь озов, также пересекающая краевые образования.

Вместе с тем поморской стабилизации ледникового края предшествовало частичное протаивание полосы, примыкающей к поморским краевым моренам, на что указывают погребенные поморским зандром озерно-ледниковые отложения у г. Бланкенберга (Kriebel, 1964), хотя состав последних вовсе не свидетельствует о продолжительном и интенсивном потеплении. В тылу первой краевой зоны в полосе шириной около 10 км протягивается вторая, представленная моренами напора, сложенными преимущественно валунным суглинком, иногда с отторженцами коренных пород, с резко пересеченной холмистой поверхностью. Слабая переработка первой краевой зоны последующим напором и значительная холмистость второй свидетельствуют об омертвлении краевой полосы перед фазой наступания, а также о кратковременности последней.

Ледниковый край, наступавший отдельными языками, врезался в мощную толщу ледниковых отложений (от 50 до 100 м), представленную преимущественно основной мореной, слагающей северный склон древнего водораздела, и был остановлен противоклоном ложа и лежа-

щим впереди мертвым льдом. Поэтому неправильно, на наш взгляд, считать эти отложения продуктом данного наступания.

Возникшие при жестком давлении ледниковых языков на толщу рыхлых отложений лобовые морены чаще представлены довольно низкими массивными валами, которые сложены более грубым материалом, за счет частичного разрушения аккумулятивных морен первой краевой зоны. В пространствах между языками возникли значительно более высокие холмистые массивы в виде нагромождения выжатого валунного суглинка и раздробленных глыб мертвого льда. Особенно высоки гряды и угловые массивы в узких межъязычьях (125—179 м абс. выс.). Вторая зона краевых образований Поморского пояса названа Г. Рейнхардом (Reinhard, 1965) «главным позднеледниковым наступанием».

Неровная холмисто-котловинная поверхность в языковых бассейнах (25—45 м абс. выс.) указывает на сильную трещиноватость оставшегося в них мертвого льда, раздробленного вторичным напором активного ледникового края, получившим название Герсвальдского. Менее мощная и очень прерывистая цепь третьей, Герсвальдской краевой, зоны окаймляет мощные угловые массивы второй зоны с севера, удаляясь от ее фронта на 20 км. В пределах языковых бассейнов она образует систему концентрически вложенных дуг высотой до 30—50 м.

Узкие ледниковые языки вторгались в старые языковые бассейны, углубляя их осевые части до минусовых отметок — 10—20 м (Мальхинский язык). В других случаях они преобразовывали в языковые бассейны цепи подледных рытвин в межъязычьях (Толлензе-язык). В третьих — создавали новые языковые бассейны, не связанные с более ранними краевыми зонами (Укерский язык). Плоские днища узких языковых бассейнов третьей (Герсвальдско-Ангемюрдской) краевой зоны осложнены крупными одноименными экзарационными реликтовыми озерами, расположенными значительно ниже криокарстовых озер Мекленбургского плато. Максимальная амплитуда рельефа в пределах поморского краевого пояса достигает 100—120 м.

Третья краевая зона является внутренней границей распространения холмистого рельефа, переходящего далее на север в обширные слабо-волнистые, почти плоские моренные равнины. Только в бассейне р. Толлензе и восточнее, до г. Штраусбург, среди моренной равнины, осложненной редкими камами и озами, протягивается отчетливая цепь розентальских морен напора. Последние наблюдаются на очень ограниченном протяжении, и все попытки протянуть их далее в виде единой Толлензе (Розентальской) краевой зоны являются лишь графической интерполяцией (Gellert, 1966; Reinhard, 1965). К. Рихтер, также делил Поморский крайевой пояс только на три краевые зоны (Richter, 1937).

К низине Одера внутренние краевые зоны Поморского пояса веерообразно расходятся. Восточнее Одера они распространены только спорадически. Внутри Щецинского лопастного бассейна напорные краевые морены с отторженцами мела и третичных пород наблюдаются лишь в районе Щецина и юго-восточнее его (грифицкие морены). На остальной территории Нижнеодерской депрессии таяло единое поле мертвого льда со стоком по внутриледниковым каналам, о чем свидетельствует обилие озовых цепей в области г. Старгарда, окруженных наледниковым зандром. Позже образовалось Щецинское подпрудное ледниковое озеро.

Крайний восточный фланг поморского пояса Одерской лопасти, примыкающий к Гданьскому ледоразделу, образует мощный узел Поморской, Кашубской и Кошалинской краевых зон, очень сходный по своему строению с описанным выше западным флангом лопасти. Сливаясь в области ледораздела, они образуют угловой массив Шимбарской аккумулятивной возвышенности, достигающей максимальной высоты в 331 м (г. Вежица), в восточной части массива, где высоко поднята поверхность

коренных пород. Мощность плейстоцена в его пределах достигает 250 м. Шимбарский угловой массив примыкает с севера к Кашубскому поднятию коренных пород, обусловившему конфигурацию и конвергенцию краевых зон. Краевые зоны прорезаны радиальными цепями ложбино-рытвинных озер.

Поморская фаза деградации завершилась омертвлением всей Одерской лопасти. Огромные масштабы образования полей мертвого льда позади поморского пояса подчеркивал К. Бюлов еще в 1927 г. (Bülov, 1927). Такие поля утратившего движение льда (в отличие от отдельных глыб мертвого льда, оставшихся в понижениях рельефа ложа) Т. Хуртиг (Hurtig, 1957) и другие авторы называют «стагнированным» льдом. Поэтому появление Прибалтийского пояса краевых образований следует рассматривать как самостоятельную позднеледниковую трансгрессивную фазу оледенения, что согласуется со стратиграфическими данными.

Прибалтийский крайовой пояс. Краевые образования «прибрежного позднеледниковья», по Г. Кливе (Kliewe, 1960), состоят из Францбургской, Фельгастерской и Северорюгенской краевых зон. Они расходятся двумя гирляндами фестонов от угловых массивов, приуроченных к Мекленбургскому ледоразделу, обусловленному Северо-Рюгенским поднятием коренных пород. Последнее входит в тектоническую зону с относительной тенденцией к поднятию: о. Рюген — о. Борнхольм (Lauterbach, 1962). Особая ледораздельная роль принадлежала п-ову Ясмунд с его высокими интенсивно и многократно дислоцированными меловыми уступами высотой до 70 м, образующему угловой массив между двумя потоками льда. По обоим флангам этого классического углового массива возникли зоны чешуеобразования, которые огибают центральное ядро с глыбовыми деформациями. Об участии активной тектоники в гляциодислокациях п-ова Ясмунда ведется длительная дискуссия (Brinkmann, 1953). По мнению Л. Хека (Hesk, 1961), во время позднеледникового наступания Ясмунд являлся нунатаком.

Францбургская цепь краевых образований представлена спорадически распространенными отдельными аккумулятивными моренами и зандрами, Фельгастерская зона — отдельными моренами напора. Эта зона возникла после омертвления льда в тылу францбургских краевых образований. Северорюгенская крайовая зона включает отдельные значительные морены напора с отторженцами писчего мела в ядрах. Она представляет собой систему разобщенных языковых бассейнов, которые прослеживаются и в мелководных заливах, примыкающих к островам Рюген, Узедом, Волин, например в заливе Грейфсвальдер-Ойе. Прибалтийский пояс находит свое продолжение на востоке, в береговых краевых зонах Гданьского полуострова — кошалинских и гардно, также примыкающих к Гданьскому ледоразделу. Можно заметить, что по характеру отдельных краевых зон и их сочетанию Прибалтийский пояс, если исключить местные особенности, в ослабленном варианте повторяет закономерности Поморского крайового пояса.

Мы более подробно остановились на строении краевых образований Одерской лопасти не только потому, что она уже около века служит классической областью изучения краевых образований, но и потому, что, являясь окончанием динамической оси Балтийского потока и поэтому особенно активной, Одерская лопасть в наиболее характерной форме обнаруживает общие закономерности деградации крупных ледниковых лопастей последнего оледенения. Они отражены в ритмичном строении как системы поясов (при наиболее выразительном Поморском поясе), так и каждого пояса (с наиболее выразительной средней крайовой зоной).

Динамическая активность ледникового края менялась также по простиранию каждой крайовой зоны и пояса, сокращаясь на флангах, но вновь возрастая в пределах ледоразделов. В целом активность матери-

кового льда на восточном фланге лопасти была несколько меньше, чем на западном, что связано с преобладанием юго-западной составляющей растекания льда над юго-восточной.

Ритмичное строение краевых образований, связанное как с климатическими (макроритм), так и гляциодинамическими (мезоритм) причинами, свойственно также краевым образованиям других лопастей.

Краевые образования Вислинского языка. История деградации оледенения по-иному складывалась в области между Одерской и Рижской лопастями, где в прибалтийской полосе шириной 100—150 км сгружены многочисленные цепи краевых образований, сходящиеся в сложные узлы и вновь расходящиеся. Количество фестончатых полос краевых образований Вислинского языка, подсчитанное по линии ледораздела (угловые сочленения), достигает 24, тогда как, благодаря виргациям, число концентрических вложенных фестонов возрастает вдвое. Отчетливое деление на пояса краевых образований теряется, а морфологическая индивидуальность отдельных краевых зон стирается. Это относится как к западному, так и юго-восточному холмисто-грядовому обрамлению Гданьского залива.

Благодаря неустойчивому во времени и пространстве положению ледоразделов как в Шубии, так и в Вармии, поморские краевые образования выделяются обрывками и чисто условно, что отчетливо видно, например, на карте краевых образований Р. Галона (Galon, 1961). Кроме того, по обоим берегам Нижней Вислы система краевых образований сильно нарушена водно-ледниковой эрозией и аккумуляцией и отдельные холмисто-грядовые участки сильно разобщены обширными полями зандров, расположенными как южнее, так и севернее обрывков краевой зоны.

Вислинский язык, по справедливому мнению польских ученых, деградировал значительно позже Одерской лопасти (Рошкувна, 1965). Поэтому этот регион с иными гляциодинамическими условиями можно только предположительно сопоставлять с Поморским краевым поясом Одерской лопасти, и в сущности он требует своей, местной, системы обозначений. Его краевые образования можно будет надежно коррелировать с соседними гляциодинамическими областями только на последующих этапах изучения.

Гляциальная морфоскульптура Нижневислинского языкового бассейна обнаруживает некоторое сходство с ледниковым рельефом Шлезвиг-Гольштейна, что отражает известное сходство гляциодинамических условий деградации. Восточная ветвь Восточно-Балтийского потока испытывала сжатие между основным Восточно-Балтийским потоком и Курземско-Жемайтйским поднятием ложа, ограничивающим ее с востока. Поэтому она хотя и обладала относительно малым бюджетом массы, не позволяющим ей распространяться далеко на юг, но сохраняла значительную активность, долго пульсировала в процессе деградации, оставляла многочисленные следы осцилляций сильно фестончатого активного ледникового края, постепенно отмирая узкими сегментами шириной 5—10 км, а иногда и меньшей.

Постоянную динамическую перестройку ледникового потока отражает постепенное смещение основного ледораздела с восточного к западному берегу Гданьского залива. Впрочем в поморскую и последующую фазы деградации Землянско-Западноазурский ледораздел, обозначенный угловыми массивами Дылевска (312 м) между городами Добровно и Оструда, Гуровскими холмами северо-западнее г. Лидзбарка (179 м) и Землянским плато юго-западнее г. Светлогорска (110 м), продолжал играть роль ледораздела второго порядка, отделяя Вислинский язык от Куршского. Ледораздел продолжает на север Ольштын-Цеханувское коренное поднятие, служившее гляциодинамическим барьером на протяжении всех ледниковых эпох (Гуделис, 1961).

От этого (Вислинско-Куршского) ледораздела на восток к Сувалкской возвышенности протягивается сжатая в полосе шириной около 80 км сложная система краевых образований Мазурского поозерья. Аккумулятивная основа Мазурской гряды возникла, видимо, еще в среднем плейстоцене (Kondracki, Pietkiewicz, 1961), поскольку мощность четвертичных отложений в ее пределах достигает 220 м. Менее значительное пространственное распространение последнего материкового оледенения в Мазурском поозерье часто пытаются объяснить сложными причинами, вплоть до гравитационных сил (Halicki, Olczak, 1953). Однако выяснение динамической структуры ледникового края дает более простое и естественное объяснение. Несмотря на тесное сближение всех краевых зон в Мазурии, здесь вновь намечается более четкое трехчленное деление системы краевых образований.

Внешняя краевая зона слабо обозначена небольшими изолированными, преимущественно насыпными краевыми моренами. Только восточнее г. Олецко они, вероятно, перекрывались более поздним наступанием материкового льда, особенно Августовским зандром, отложившимся у края более молодого (Поморского?) пояса. Западнее, в еще более обширной области Западномазурского зандра, внешние краевые образования последнего оледенения также не выражены.

В поморское и постпоморское время ледниковый край сильно осциллировал и создал ряд краевых зон — зоны IV—VII, по Кондрацкому и Петкевичу (Kondracki, Pietkiewicz, 1961), конфигурация которых несогласна с простираем краевых образований первой фазы деградации. Эти краевые зоны пререзаются многочисленными радиальными системами ложбинно-рытвинных озер, из которых наиболее глубокое оз. Ханьга (108 м) в Сувалкском поозерье. В языковых бассейнах между грядами располагается ряд крупных экзарационно-просадочных или просадочных озер (Снярдвы, Матры и др.).

Коррелятивные связи краевых образований между территориями ПНР, Калининградской области РСФСР и Литовской ССР установлены еще недостаточно (Kondracki, Pietkiewicz, 1961; Kondracki, 1965; Рошкувна, 1965; Гуделис, 1961; Вайтекунас, 1968; Кудаба, 1969). При корреляциях недостаточно учитывается роль ледораздельных узлов краевых образований.

Внешний краевой пояс (зоны I—III, по Кондрацкому), сохраняя описанный маловыразительный характер, пересекает границу СССР в районе пос. Сопоцкин (БССР), проходит южнее г. Озеры, а в Литве огибает с севера Эйшимские высоты и следует далее на восток почти до г. Шольчининкяй. Основной пояс краевых образований (зоны IV—VII) причленяется к Сувалкской возвышенности, где образует два угловых массива: в районе Щецких холмов южнее г. Голдапа (309 м) и у оз. Виштитис, где Сувалкская возвышенность достигает максимальной высоты (299 м). Из этого узла в виде Судувской возвышенности начинается краевой пояс Балтийской гряды, относящийся уже к Рижской гляциодинамической области.

Приведенные выше материалы по особенностям деградации материковых оледенений показывают, что она протекала не в форме более или менее равномерного отступления ледникового края по всему фронту ледника вследствие его интенсивного таяния, как это считали раньше, а в виде скачкообразного смещения границ подвижного льда в глубь покрова, с омертвлением ранее пассивных участков. Рельефообразование в ходе дегляциации сначала сосредотачивалось в контактных зонах льда разной подвижности — как фронтальных, так и межлопастных, где и формировалась преобладающая часть краевых форм рельефа.

Возникавшие в результате этого процесса краевые зоны и пояса не образуют единых линейно-концентрических цепей, а создают более слож-

ные региональные дугообразные гляциоморфологические комплексы, отражающие динамическое деление ледникового края на лопасти и межлопастные ледораздельные зоны. Наглядным примером относительно автономной деградации оледенения в пределах отдельных лопастей может служить история формирования рельефа в пределах гляциоморфологической области бывшей Одерской лопасти.

Указанный характер дегляциации сильно усложняет проблему корреляции краевых поясов и зон в соседних гляциоморфологических областях. Для осуществления корреляции необходимо детальное изучение главных узлов сочленения краевых образований соседних лопастей в пределах ледораздельных возвышенностей.

ЛИТЕРАТУРА

- Асеев А. А.* Краевые образования последнего оледенения Северогерманской низменности.— В сб. «Краевые образования материкового оледенения». Вильнюс, «Минтас», 1965.
- Асеев А. А.* О геологической деятельности древних европейских ледниковых щитов.— Бюлл. КЧ, 1967, № 34.
- Вайтекунас П. П.* Краевые ледниковые образования и закономерности дегляциации территории Калининградской области и прилегающих районов.— Тез. докл. Всес. межвед. совещ. по изучению краевых образований материк. оледенения. Смоленск, 1968.
- Галон Р., Геллерт И., Серебрянный Р., Чеботарева Н.* Корреляция краевых зон.— В кн. «Последний европейский ледниковый покров». М., «Наука», 1965.
- Гуделис В. К.* Очерк по геологии и палеогеографии четвертичного периода (антропогена) Литвы.— В кн.: «Czwartorzed Europy sfodkowie i Wschodniej czese Prace Inst Geol.», t. 34, cz 1. Warszawa, 1961.
- Кудаба Ч. П.* Краевые ледниковые образования Балтийской гряды и диагностика динамики края ледника.— В сб. «Материковое оледенение и ледниковый морфогенез». Вильнюс, 1969.
- Ланцевич С.* Физическая география Польши. Изд-во иностр. лит., 1959.
- Мойский Ю. Э., Новицкий А. Е.* Из геологии четвертичного периода северо-восточной Польши.— Report VI Internat. Congr. on Quaternary. Warszawa, 1961. V. II. Lodz, 1964.
- Рошкувна Л.* Отступление ледника на территории Польши.— В кн. «Последний Европейский ледниковый покров». М., «Наука», 1965.
- Atlas Geologiczny Polski. Warszawa, 1957.
- Bartkowski T.* Dolsk, Ice-marginal zone of the Leszno Stage in the Dolsk — Gostyn region. Type of accumulationnal terminal moraine dissected forms.— INQUA VI Congr. Guide-book of Excursion A. Lodz, 1961.
- Bartkowski T.* O formach strefy marginalnej na Nizinie Wielkopolskiej Poznanski Towarzystwo przyjaciel nauk.— Prace Komisji geogr.-geol., t. 7. Zesz. 1. Poznań, 1967.
- Behrmann W.* Die Umgebung Berlins nach morphologischen Formengruppen betrachtet. Erde, 1949/50.
- Betterstädt F.* Stauseebildung und Vorstoß des diluvialen Inlandeises in seinem Randgebiet bei Halle. S.—Jahrb. Haller Vereins Naturforsch., 1934, Bd. 13.
- Brinkmann J.* Über die diluvialen Störungen auf Rügen.— Geol. Rundschau, 1953, Bd. 41.
- Brunner H.* Eisrandlagen und Vereisungsgrenzen im Hohen Fläming. Z. Geol., 1961, Beiheft, № 10, H 31.
- Bülow K.* Die Rolle der Toteisbildung beim letzten Eisrückzug. in Norddeutschland.— Z. Dtsch. geol. Ges., 1927, Bd. 79, H. 8—10.
- Bülow K.* Abriß der Geologie von Mecklenburg. Berlin, 1952.
- Ceppek A. G.* Stand und Probleme der Quartärstratigraphie im Nordteil der DDR.— Ber. Dtsch. Ges. geol. Wiss., Reihe A (Geol. Paläont.), 1967, Bd. 12, H. 3/4.
- Cramer R.* Erläuterungen zur geologischen Karte von Preussen. Berlin, B. Triebel, 1928.
- Edelman C. H., Crommelin R. D.* Über die periglaziale Natur des Jungpleistozäns in der Niederlanden.— Abhandl. Nat. Ver. Bd. 31, H. 2. Bremen, 1939.
- Eissmann L.* Riss und Mindelglaziale Eisrandlagen und Flußterrassen zwischen Mulde und Pleisee im Leipziger Raume.— Exkursionführer zur Herbsttagung 1962 im Leipzig und Erfurt. 1962.
- Franz H. J.* Morphogenese der Jungmoränenlandschaft des westlichen Brandenburger Stadiums.— Wiss. Z. Pädagog.— Hochschule in Potsdam. Math.-naturwiss. Reihe, 1962, Bd. 7, H. 1/2.
- Franz H. J., Weisse R.* Das Brandenburger Stadium — Die Weichsel — Eiszeit im Gebiet der DDR. Berlin, 1965.
- Galon R.* General Quaternary Problems of North Poland. Guide-book of Excursion «From the Baltic to the Tatras». Part 1. North Poland. Lodz, 1961.
- Gellert J.* Grundzüge der physischen Geographie von Deutschland. Berlin, 1958.
- Gellert J.* Morphologie der Eisrandzonen der letzten skandinavischen Vereisung in Mittel- und Osteuropa.— Geogr. Ber., 1966, Bd. 39, H. 2.
- Grahmann R.* Form und Entwässerung des nordeuropäischen Inlandeises.— Mitt.

- Ges. Erdkunde Leipzig, 1937, Bd. 54.
- Gripp K.* Glazialmorphologie und geologische Kartierung.—Z. Dtsch. geol. Ges., 1949, Bd. 99.
- Gripp K.* Die Entstehung der Landschaft Ost-Holsteins.—Meyniana, 1952, Bd. 1.
- Gripp K.* Die Entstehung der Landschaft Ost-Schleswigs vom Dänischen Wohld bis Alsen.—Meyniana, 1954, Bd. 2.
- Gripp K.* Eisbedingte Lagerungsstörungen.—Geol. Rundschau, 1955, Bd. 43.
- Halicki B.* Podstamowe profile czwartorzędowe w dorzeczu Niemna.—Acta geol. polon., 1951, t. 2, H. 1—2.
- Halicki B., Olczak T.* Zlodowacenie czwartorzędowe i anomalie grawimetryczne na Nizu Europejskim.—Acta geol. polon., 1953, t. 3, № 1/4.
- Hannemann M.* Neue Beobachtungen zur Entstehung und Entwicklung des Berliner Urstromtales zwischen Fürstenwalde (Spree) und Fürstenberg (Oder).—Geologie, 1961, Bd. 10, H. 4/5.
- Hannemann M.* Quartärbasis und älteres Quartär in Ostbrandenburg und ihre Bedeutung für die angewandte Geologie.—Z. angew. Geol., 1964, Bd. 10, H. 7.
- Heck H. Z.* Glaziale und glaziäre Zyklen.—Geologie, 1961, Bd. 10, H. 4/5.
- Hurtig Th.* Physische Geographie von Mecklenburg. Berlin, 1957.
- Jahn A.* Deglaciation of the Sudetes.—Reports VI Internat. Congr. on Quaternary, Warsaw, 1961, v. III. Łódź, 1963.
- Klebsberg R.* Handbuch der Gletscherkunde und Glazialgeologie. Wien, Bd. 1, 1948; Bd. II, 1949.
- Kliewe H.* Die Insel Usedom. Berlin, 1960.
- Kondracki I., Pietkiewicz St.* North-East Poland. Guide-Book of Excursion D. VI Congr. INQUA. Łódź, 1961.
- Kondracki I.* A geomorphologic and hydrographic outline of the Mazurian Lakland. «Mazury». Part 7. Kraków, 1965.
- Kriebel U.* Über Weichselinterstadiale Beckenschluffe und Bändertone nordöstlich von Schwerin.—Z. f. angew. Geol., 1964, Bd. 10, H. 1.
- Krygowski B.* O dwóch nowych podziatach na regiony geograficzne Niziny Wielkopolsko-Kujawskiej.—Badania Fizjograficzne nad Polska Zachodnia, t. III. Poznań, 1956.
- Krygowski B.* Geografia Fizyczna Niziny Wielkopolskiej, cz. I. Geomorfologia. Poznań, 1961.
- Lauterbach R.* Phenotype Strukturen im Bilde geologisch-geophysikalischer Untersuchungsergebnisse Mitteleuropas.—Ber. Geol. Ges. DDR, 1962, Bd. 7, H. 3.
- Lencewicz St.* Dyluwium i morfologia Środkowego Powisła.—Prace Poństw. Inst. Geol. t. 2. Warszawa, 1927.
- Lencewicz St.* Carte géologique du bassin de Plock, 1:200 000. Trav. Serv. Geol. Pologne 2. Varsovie, 1936.
- Liedtke H.* Beiträge zur geomorphologischen Entwicklung des Thorn-Eberswalder Urstromtales zwischen Oder und Havel.—Wiss. Z. Humboldt-Univ. Berlin, Math-Naturwiss. Reihe, 1956/57, Bd. 6, H. 1.
- Liedtke H.* Geologischer Aufbau und geomorphologische Gestaltung im Fläming.—Ber. Dtsch. Landeskunde, 1960, Bd. 26, H. 1.
- Lotze F.* Neue Ergebnisse der Quartärgeologie Westfalens.—Neues Jahrb. Geol. und Paläontol. München, 1951, H. 52/53.
- Madsen V.* Oversight over Danmarks Geology.—Danmarks geol. undersøgelse, R. 5. København, 1928, N 4.
- Michalska Z.* Stratygrafia plejstoceniu paleomorfologia północno-wschodniego Mazowsza.—Studia geol. polon., v. 7. Warszawa, 1961.
- Reinhard H.* Beiträge zur Genese der Eisscheide in Mecklenburg.—Neues Jahrb. Geol. und Paleontol. Abhandl., 1961, Bd. 113.
- Reinhard H.* Das Pommersche Stadium südlich des Mecklenburgischen Grenztales.—Die Weichsel-Eiszeit im Gebiet d. DDR, 1965.
- Richter K.* Die Eiszeit in Norddeutschland. Berlin, 1937.
- Różycki S.* Middle Poland. Guide-book of Excursion. «From the Baltic to the Tatras», Part 10, v. 1. INQUA VI Congr., 1961.
- Schneider R.* Die Frankfurter Staffel.—Die Weichsel-Eiszeit im Gebiet der DDR, 1965.
- Schou A.* Die Naturlandschaften Dänemarks.—Geogr. Rundschau, 1956, Jg. 8, H. 11.
- Schwarzbach M.* Das Diluvium Schlesiens. Neues Jahrb. Mineral., 1942, Bd. 86.
- Waard D. de,* Glacigen Pleistoceen.—Verhandel. nederl. geol.-mijner. Gess. Geol., Ser. 15, 1949.
- Weisse R.* Entwurf einer Systematik der wichtigsten Endmoränen-typen Norddeutschlands.—Geologie, 1965, Jg. 14, H. 5/6.
- Woldstedt P.* Die «Äußere» und die «Innere» Baltische Endmoräne in westlichen Umgebung der Ostsee Zbl. Mineral. Geol. und Paläontol., Abt. B, 1925.
- Woldstedt P.* Das Eiszeitalter, Bd. 1. Stuttgart, 1954.
- Woldstedt P.* Norddeutschland und angrenzende Gebiete im Eiszeitalter. Stuttgart, 1955.
- Wolff W.* Die Entstehung der mecklenburgischen Seeplatte.—Naturforscher, 1924, Bd. 1.
- Wollosowicz S.* O południowej Krawędzi «Prusko-Mławskiego» lądolodu w epoce ostatniego zlodowacenia.—Sprawozdania Polsk. Inst. geol., t. 2, Z. 3—4. Warszawa, 1924.
- Zeuner F.* Ein Toteisgebiet der Rißeiszeit in Oberschlesien vom deutschen Osten. Breslau, 1934.

ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ И РАЙОНИРОВАНИЕ ЛЁССОВОЙ ПРОВИНЦИИ КИТАЯ

А. С. КЕСЬ

Лёссовая провинция Северного Китая, или, как ее раньше называли, Лёссовое плато, располагается в бассейне среднего течения р. Хуанхэ, там, где эта река образует крутую многосоткилометровую излучину на север. Протяженность провинции в широтном направлении около 1000 км, а в меридиональном — от 400 км на востоке до 800 км на западе. К северо-западу от провинции простирается пустыня Ордос, а за нею Алашань. На востоке она ограничена меридиональным хребтом Тайханшань, на юге горами Циньлин.

Лёссовая провинция имеет сложное геологическое и геоморфологическое строение. Рельеф ее на большей части территории представлен глубокорасчлененными возвышенностями и плато и на меньшей — равнинами, низкими и средневысотными горами, долинами и впадинами. Наряду с таким разнообразием типов рельефа все районы провинции обладают специфическими чертами, обуславливающими ее геоморфологическое единство. Главной общей чертой является наличие здесь покрова лёсса и лёссовых пород, участвующих в строении почти всех элементов рельефа. Это — результат единого геоморфологического развития всех районов на последних этапах формирования провинции.

В ранние геологические периоды развитие рельефа Лёссовой провинции протекало неодинаково. В ее пределы входит несколько крупных тектонических структур, каждая из которых развивалась по-своему. Поэтому обширная территория провинции пережила и древнее осадконакопление и длительную денудацию, сменявшие друг друга как в пространстве, так и во времени. Но на протяжении большей части плиоцена и плейстоцена на всей ее площади преобладала аккумуляция тонкого пылеватого мелкозема, сформировавшего мощную толщу лёссово-красноглинистых пород. В голоцене же здесь господствовали эрозионное расчленение и снос. Именно эти процессы в наибольшей степени определили современный облик провинции.

КРАТКАЯ ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ

В последние два десятилетия опубликовано несколько крупных сводных работ по геологии, тектонике и геоморфологии Китая (Ли Сы-гуан, 1952; Сеницын, 1954, 1959; Лебедев, 1968, и др.). В большой и содержательной монографии В. Г. Лебедев подытожил результаты прежних исследований, дополнив их данными собственных наблюдений. Особенно обстоятельно в работе характеризуются тектоническое строение и мор-

фоструктуры Восточного и Северного Китая, а также неотектонические процессы и их роль в формировании современного рельефа. Согласно Лебедеву, Лёссовая провинция расположена в пределах двух крупных структур. Одна из них — «Северо-Китайский платформенный массив», охватывающий центральную и восточную части провинции, другая — «область палеозойской складчатости», распространяющаяся на западную и частично южную ее части. Северо-Китайский платформенный массив, перекрытый мощным осадочным чехлом, был позднее расчленен на более мелкие структуры, среди которых обособились мезозойские и кайнозойские внутриконтинентальные сбросовые депрессии, образовавшие обширные впадины, горные хребты и возвышенности сформировавшихся на месте осей мезокайнозойских поднятий.

Фундамент Северо-Китайского платформенного массива, как и всей Китайской платформы, частью которой он является, сложен досинийскими кристаллическими сланцами. На них несогласно залегает толща осадочных пород мощностью до 3—4 тыс. м. В горах, расположенных по окраинам Лёссовой провинции, слагающие фундамент породы выходят на поверхность. Наиболее древние из них представлены архейскими и утайскими гнейсами, кристаллическими сланцами, кварцитами, кремнистыми мраморами, общей мощностью около 4 тыс. м (Ли Сы-гуан, 1952). На востоке они слагают хребты Люйляншань, Утайшань и другие, а на юге распространены в некоторых районах Лунси, Тяньшуя и в северной части Циньлина. Архейские и утайские породы метаморфизованы и пронизаны интрузиями. Они были сильно смяты в конце нижнего протерозоя, во время так называемой Люлянской складчатости.

В начале верхнего протерозоя на пространствах Китайской параплатформы господствовал континентальный режим. В синийский период (верхний протерозой) образовались крупные впадины, затопившиеся морем. Море покрыло северную половину восточной части Лёссовой провинции и Ордоса. Наиболее длительно прогибалась Яньшаньская впадина, расположенная к северо-западу от Пекина, на месте городов Жэхэ, Сишань, Яньшань, где мощность синийских отложений колеблется в пределах 8—10 тыс. м (Хуан Цзи-цин, 1961). На месте современного Циньлина в это же время образовалась впадина, в которой накопилась толща синийских отложений мощностью более 3 тыс. м. В. М. Сеницын (1955) считает, что эта впадина расчленила Китайскую платформу на две части: северную, которую он называет Синийским щитом, и южную — Южно-Китайский массив.

В нижнем кембрии воздымание Синийского щита привело к сокращению морского бассейна. Пространства Лёссовой провинции превратились в сушу и только в ее восточной части еще оставались неглубокие эпиконтинентальные бассейны. Но в верхнем кембрии вследствие погружения щит вновь покрылся морем, просуществовавшим здесь до конца ордовика. Отложения этого периода представлены кремнистыми известняками и сланцами мощностью до 2 тыс. м.

В течение силура, девона и нижнего карбона на территории Лёссовой провинции был континентальный режим. В. М. Сеницын (1955) отмечает, что движения раннего девона вызвали поднятие и северной зоны Циньлина, в связи с чем море переместилось дальше на юг.

В среднем карбоне пространства Лёссовой провинции и прилегающих к ней с запада и востока территорий вновь погружаются под уровень моря. Но последнее было мелководным с неустойчивым режимом (Сеницын, 1955). Сохранялось оно здесь на протяжении и пермского периода. Более глубоководным и устойчивым море было в Циньлинской геосинклинали. Отложения среднего и верхнего карбона представлены угленосными песчано-сланцевыми породами, переслаивающимися с известняками, содержащими морскую фауну.

В конце перми в Циньлине верхнепалеозойские отложения были смяты в складки, Синийский щит поднялся, и море навсегда покинуло его территорию. В то же время отдельные опустившиеся участки покрылись внутриконтинентальными бассейнами. Так, на месте Ордоса и центральной части Лёссовой провинции образовалась так называемая Ордосская синеклиза, которая на протяжении всего мезозоя была покрыта такими бассейнами.

В течение триаса условия в Северном Китае оставались почти неизменными. Участки суши подвергались пенеппенизации, а в континентальных бассейнах происходило накопление осадков, образующих мощные толщи аркозовых песчаников. В западной части Шаньси их мощность достигает 900—1000 м (Ли Сы-гуан, 1952). На юго-западе Шаньси отложения, которые предположительно относят к триасу, состоят из песчанистого известняка, переслаивающегося с песчаником, а на севере — из серых и серо-зеленых косослоистых песчаников с большим количеством хорошо сохранившихся растительных остатков; мощность этих песчаников достигает 1000 м. Обильные растительные остатки указывают на то, что климат был в это время влажным и теплым, способствовавшим развитию саговых пальм. Триасовые отложения встречаются и в других местах Лёссовой провинции. Однако не везде они изучены достаточно хорошо. Часто их не могут четко отделить от пермских отложений и поэтому относят по возрасту к пермо-триасовым. Этому способствует также и то, что в большинстве случаев триасовые отложения залегают на пермских согласно, без заметного перерыва. Предполагается, что в конце триасового периода в Северном Китае происходили движения эпейрогенического характера. Возможно также, что в это время обозначились основные контуры будущего хребта Тайханшань, на что указывают данные о распространении юрских отложений (Ли Сы-гуан, 1952).

В юрский и меловой периоды в Северном Китае продолжали существовать отдельные пресноводные бассейны, в которых накапливались большие толщи терригенного материала, состоящего из песков, илов и галечников. В результате метаморфизации этих пород сформировались обнажающиеся сейчас во многих местах юрские отложения из глинистых сланцев, песчаников и конгломератов, содержащих пласты каменного угля. Залегают они на размытой поверхности подстилающих пород различного возраста. Юрские сланцы, песчаники и конгломераты с наиболее значительными залежами угля прослеживаются в северной части Шаньси в районе Датун. Широко распространены юрские отложения и к западу от хребта Люйляншань. В северо-западной Шаньси и в северной Шэньси мощность юрских серых песчаников с прослоями глинистых сланцев и пластами угля достигает 800 м. Выше залегают красный глинистый песчаник, а затем пресноводный глинистый известняк с остатками рыб верхнеюрского возраста. Мощность этих известняков оценивается разными исследователями от 20 до 60 м. Все эти осадки накапливались в большом пресном озере, простиравшемся к западу от хребта Люйляншань в пределах Ордосской плиты.

Юрские отложения встречаются также к северо-западу от Ланьчжоу, где их мощность равна 200 м, и, кроме того, на северном склоне восточного Циньлина, где они представлены сильно дислоцированными кварцитами, кварцитовыми конгломератами, метаморфическими сланцами, темными глинистыми сланцами и тонкими прослоями угля.

Меловые отложения, также состоящие в основном из песчаников и сланцев, распространены главным образом в пределах Ордосской синеклизы. Здесь располагался обширный пресноводный бассейн, который занимал площадь северо-западной Шаньси, северной Шэньси и восточной Ганьсу.

В северной Шэньси меловые красные косослоистые песчаники достигают мощности 2000 м. Выше их залегает толща зеленых и красных песчаников и сланцев общей мощностью от 800 до 1000 м, перекрытых гипсоносными отложениями. Верхние зеленоватые сланцы и песчаники и гипсоносные слои относятся (Ли Сы-гуан, 1952) к верхнему мелу. Меловыми отложениями сложена южная часть хребта Люпаньшань, а западнее они почти не встречаются.

Для периода нижнего и верхнего мела в Китае характерны активная вулканическая деятельность и тектонические движения, названные «яньшанскими», в результате которых юрские и меловые отложения местами перекрыты туфами и лавами. Так, на северном склоне восточного Циньлина юрские толщи перекрыты темно-бурыми туфами, лавами и туфогенными конгломератами. Такая же картина и в Западных Холмах близ Пекина, являющихся северо-восточным продолжением меридиональных хребтов Шаньси. В среднем и верхнем мелу происходили многочисленные интрузии гранитов, гранит-порфиров и гранодиоритов. Внедрения диорита прослеживаются вдоль хребта Тайханшань.

Мезозойские яньшаньские движения проявлялись трижды (последний раз — в верхнем мелу) и завершились созданием основных меридиональных горных хребтов в восточной части Лёссовой провинции: Тайханшаня, Люйляншаня и других. Однако эти движения мало отразились на плите Ордос, где юрские и меловые породы залегают относительно спокойно. Как отмечают большинство современных исследователей Китая, яньшаньские движения сыграли решающую роль в формировании современного рельефа. В это время Китайская платформа, начавшая уже раньше распадаться на отдельные массивы, развивавшиеся дифференцированно, вновь раскололась на более мелкие блоки, часть которых опускалась, а часть поднималась; они продолжали развиваться в том же направлении и в период неотектонических движений. В. Г. Лебедев пишет: «В результате яньшаньского тектогенеза в Северном Китае появляются два основных типа рельефа: равнинные области, соответствующие сохранившимся жестким массивам платформы, и зоны блоковых гор, что хорошо видно на примере плиты Ордос и окружающего ее кольца горных сооружений и впадин» (1961, стр. 520).

В палеогене вновь образовавшиеся горные хребты интенсивно размывались, а сносимый с них материал, преимущественно крупнообломочный, откладывался у их подножий и в озерных бассейнах, которые продолжали еще заполнять отдельные впадины, хотя площадь их и сократилась. В южной Шаньси выделяют свиту красно-бурых конгломератов, песчаников и мергелей с линзами гипса, общей мощностью 600 м. В этих отложениях встречаются пресноводные моллюски, возраст которых предположительно относят к эоцену. Аналогичные отложения распространены и в других местах Лёссовой провинции, в частности на северных склонах Циньлина, в долине р. Вэйхэ, в округе Тяньшуй и других. Состоят они главным образом из конгломератов, песчаников, пресноводных известняков с тонкими прослоями гипса.

В середине палеогена был приподнят Циньлин и продолжали развиваться некоторые структуры, оформившиеся в период яньшаньских движений. В пределах Ордосской плиты этот тектогенез отразился лишь в виде сравнительно слабых блоковых поднятий и опусканий. Основные пространства Лёссовой провинции представляли собой сушу и только во впадинах существовали озера. В западной части провинции в обширных впадинах шло накопление свиты ганьсу, состоящей из озерно-аллювиальных осадков и пролювия, сносимого с окружающих гор.

В неогене отмечают слабые тектонические движения, происходит пенепленизация и на обширных пространствах формируются поверхности выравнивания. В конце неогена и начале плейстоцена Ордосская

плита испытывает поднятия, а по ее периферии возникают глубокие и обширные впадины: на севере Хэтауская, на северо-западе — Инчуаньская, на юге — Вэйхэ. Возможно, что в это же время или несколько позже в центре Ордосской плиты образовалось понижение, которое можно назвать Южно-Ордосской впадиной. В. М. Сеницын (1954) выделяет здесь «депрессию юго-восточного Ордоса», а М. П. Петров (1966) — «Юго-восточный низменный Ордос». Оба автора отмечают редкие выходы коренных пород в руслах рек. Это противоречит предположению о существовании здесь глубокого прогиба или грабена. Однако пространства впадины покрыты сплошными барханами, и поэтому вопрос о ее происхождении до получения данных бурения остается открытым. Вполне возможно, что ее генезис обусловлен экзогенными процессами. Ряд признаков, таких как замкнутость этого понижения, вытянутость его вдоль лёссовой возвышенности, ограниченной достаточно крутым склоном, обращенным навстречу господствующим ветрам, указывает на то, что здесь могла образоваться впадина выдувания. Она могла сформироваться в засушливые периоды плейстоцена, во влажные же — затоплялась озерами, в которых и накапливались выполняющие ее песчано-глинистые осадки. В настоящее время это — обширная песчаная равнина, расчлененная небольшими речками, перекрытая оголенными и полуоголенными барханными цепями, возникшими в результате перевывания озерно-аллювиальных осадков.

Неотектонические движения плиоцена и плейстоцена были более интенсивными в восточных и южных областях Лёссовой провинции, где, с одной стороны, произошло воздымание горных хребтов, а с другой — образование крупных межгорных впадин, таких как Фэньхэ, Тайюаньская, Датунская и др. К этому же времени относится опускание Северо-Китайской равнины и появление на востоке Тайханшаня высокого сбросового уступа.

РАЗВИТИЕ ЛЁССОВОЙ ПРОВИНЦИИ В ПЛЕЙСТОЦЕНЕ

В плейстоцене тектонические движения в Лёссовой провинции продолжают. Данные о них были представлены в докладах на Первом совещании по неотектонике Китая. Хуан Цзи-цин в обобщающем докладе отметил, что в Китае «крайне трудно найти район, где бы не проявился в той или иной степени и в той или иной форме молодой тектогенез» (1961, стр. 48). Среди районов активного проявления неотектоники он перечисляет «плоскогорье Шаньси», Ордосскую платформу и ее окружение, «плоскогорье Лунси» и другие. Между хребтами Циньлин на юге и Дациншань на севере Хуан Цзи-цин выделяет три молодые структурные единицы: на юге грабен Вэйхэ, образовавшийся в третичное время, но продолжающий погружаться и в плейстоцене, в центре — Ордосская платформа, переживающая в четвертичное время поднятие, и на севере — впадина Хэтао-Баотоу, представляющая зону опускания. Вдоль северного ее края проходит крупный разлом, отделяющий впадину от гор Дациншань. Появился он, как указал Хуан Цзи-цин, еще в третичное время, но проявляет активность до самого последнего времени.

Некоторые исследователи (Лебедев, 1961) считают, что неотектонические движения в Китае не только не затухают, а усиливаются и развиваются в том же направлении господства дифференцированных перемещений. На фоне общего поднятия впадины продолжают опускаться и выполняться рыхлыми осадками, погребая при этом один комплекс за другим. Плейстоценовые тектонические движения сопровождаются вулканической деятельностью. Группа молодых вулканов располагается во впадине Датун, где извержения происходили как в нижнетретичное, так

и в историческое время. Неотектонические движения сопровождались также сбросами и разрывами. Лебедев пишет, что он видел «у юго-восточного подножья хребта Хэланьшань в области предгорного шлейфа очень молодой сброс с амплитудой до 10—15 м и длиной в несколько десятков километров, образовавшийся в исторический период. Проходит он параллельно хребту и сечет все элементы рельефа — конусы выноса, делювиальные шлейфы, долины рек. Сброшенная часть обращена в сторону впадения Иньчуань» (1961, стр. 521). Молодые сбросы, но меньших размеров, отмечались и в других местах, например вдоль впадины Тайюань. Об активных неотектонических движениях свидетельствуют и частые землетрясения, достигающие в некоторых районах Лёссовой провинции 9—10 баллов.

Однако тектонические процессы, обусловившие разнообразие в развитии отдельных районов Лёссовой провинции, не были здесь единственными рельефообразующими процессами. Главные особенности в строении мезо- и микрорельефа обусловлены сопутствовавшими им экзогенными процессами и в первую очередь аккумуляцией. Осадки накапливались не только во впадинах и долинах, где формировались мощные толщи озерно-аллювиальных и пролювиальных наносов, но и на междуречьях возвышенностей и даже горах, где откладывались тонкие пылеватые осадки, образовавшие на обширных пространствах возвышенностей сплошной покров. Аккумуляция в Лёссовой провинции сопровождалась эрозией, которая периодически усиливалась.

Ли Сы-гуан (1952) выяснил, что в Северном Китае в плиоцене и плейстоцене было пять циклов эрозии и аккумуляции. Каждый из них начинался эрозией, за которой следовала аккумуляция. К первому циклу относится накопление нижнеплиоценовых гиппарионовых красных глин — свита баодэ. Во втором цикле за эрозией происходило отложение гравия в долинах и красных суглинков на междуречьях. Во время третьего цикла накопились красные и красноватые суглинки с известковыми конкрециями, а также озерно-аллювиальные осадки свиты саньмынь. За четвертый цикл образовалась свита чжоукоудян, состоящая из пещерных отложений и связанная с периодом жизни синантропа. Пятый цикл характеризуется накоплением маланьского лёсса. Эта схема Ли Сы-гуана позднее была несколько изменена и уточнена.

Исследуя в 1957—1959 гг. многочисленные разрезы плиоценовых и плейстоценовых отложений, мы, как и другие геологи и геоморфологи, наблюдали, что накопление в Лёссовой провинции пылеватых осадков неоднократно прерывалось циклами размыва. В разрезах наибольшие следы эрозии находятся в верхнем плиоцене и на границе плиоцена и плейстоцена. В это время за счет частичной перестройки древней гидрографической сети и возникновения большого количества новых мелких долин и оврагов была заложена гидрографическая сеть, которая существует и сейчас. Менее значительным был размыв на границах нижнего и среднего, а также среднего и верхнего плейстоцена, где местами в лёссовой толще можно встретить несогласное залегание, а иногда и маломощные прослои и линзы песка и галечника, четко выделяющиеся среди неслоистых пылеватых осадков.

Однако такие следы размыва в разрезах обнаруживаются только вблизи долин или на подгорных равнинах, но не на водоразделах. Эрозия в большинстве случаев не достигала центральных частей междуречий, где аккумуляция пылеватых осадков шла непрерывно, хотя и с разной степенью интенсивности. Замедление аккумуляции очевидно совпадало с циклами эрозии, когда смыв должен был усиливаться на всей территории, а количество приносимых ветром пылеватых осадков могло резко сокращаться.

Таким образом, с конца плиоцена в Лёссовой провинции прослежи-

вается три цикла эрозии: на границах плиоцена и плейстоцена, нижнего и среднего плейстоцена, среднего и верхнего плейстоцена. Они могли быть вызваны как периодическими увлажнениями климата, связанными с выпадением большего количества осадков, так и с активизацией новейших тектонических движений, но скорее всего с тем и с другим.

Ряд данных позволяет считать, что цикл эрозии на границе плиоцена и плейстоцена совпал с усилением тектонических движений, но выявить степень участия последних и роль климатического фактора в возникновении как этого, так и более поздних циклов эрозии, пока трудно. Поэтому следует более тщательно проследить распространение разрезов с несогласным залеганием отдельных ярусов красноглинистой и Лёссовой толщ и выявить их взаимоотношение со следами новейших движений. Учитывая большое распространение и дифференцированный характер последних, несомненно, можно надеяться на получение достаточно определенного ответа на поставленный вопрос.

Вследствие того, что в плейстоцене на фоне интенсивной аккумуляции осадков, циклы эрозии были относительно кратковременны и размыв протекал не везде одинаково, а местами отсутствовал, в лёссовой провинции и сформировалась огромная толща эоловых лёссовых, суглинистых и глинистых отложений, мощность которых достигает многих десятков, а местами и сотен метров (В. А. Обручев, 1894, 1895—1951; Кесь, 1966).

ГРАНИЦА МЕЖДУ ЛЁССОВОЙ ПРОВИНЦИЕЙ И ОРДОСОМ

Границу между Лёссовой провинцией и Ордосом было принято проводить по Великой Китайской стене. С естественной границей это совпадает лишь частично. М. П. Петров (1966) предложил устанавливать границу, исходя из особенностей геологического и геоморфологического строения. Однако граница обусловлена не столько геологическим строением, сколько экзогенными процессами, господствовавшими здесь начиная с плиоцена.

Образование покрова лёссовых отложений на пространствах именно Лёссовой провинции связано с тем, что непосредственно к северо-западу от нее располагаются обширные аридные области с резко континентальным климатом, где в плиоцене и плейстоцене преобладали процессы денудации и дефляции. Они подготавливали весь тот мелкозем, который переносился ветром и откладывался на пространствах всей Лёссовой провинции, включая и междуречья. Частичный смыв этого мелкозема водой атмосферных осадков и перенос его реками привел к образованию на нижних террасах и на Северо-Китайской равнине мощной толщии лёссовидных суглинков.

Граница между зонами, где господствовали процессы аридной денудации и дефляции, с одной стороны, и преобладали процессы аккумуляции пылеватого материала, с другой, и является северной и северо-западной границей Лёссовой провинции (рис. 1). Она пересекает области, имеющие одинаковое тектоническое и геологическое строение, и делит единую Ордосскую плиту на две части, строение рельефа которых принципиально разное. На севере Ордосской плиты на водораздельных пространствах коренные породы, представленные песчаниками юры и мела, на значительных пространствах оголены. Они обладают слабой сопротивляемостью выветриванию и легко разрушаются. Тем не менее, на водоразделах их поверхность благодаря главным образом процессам дефляции иногда почти полностью освобождена от продуктов выветривания. Местами склоны коренных гряд и поверхности плато перекрыты массивами песков с типичным эоловым рельефом. Эти пески образовались в процессе выветривания песчаников, уноса ветром тонких пыле-

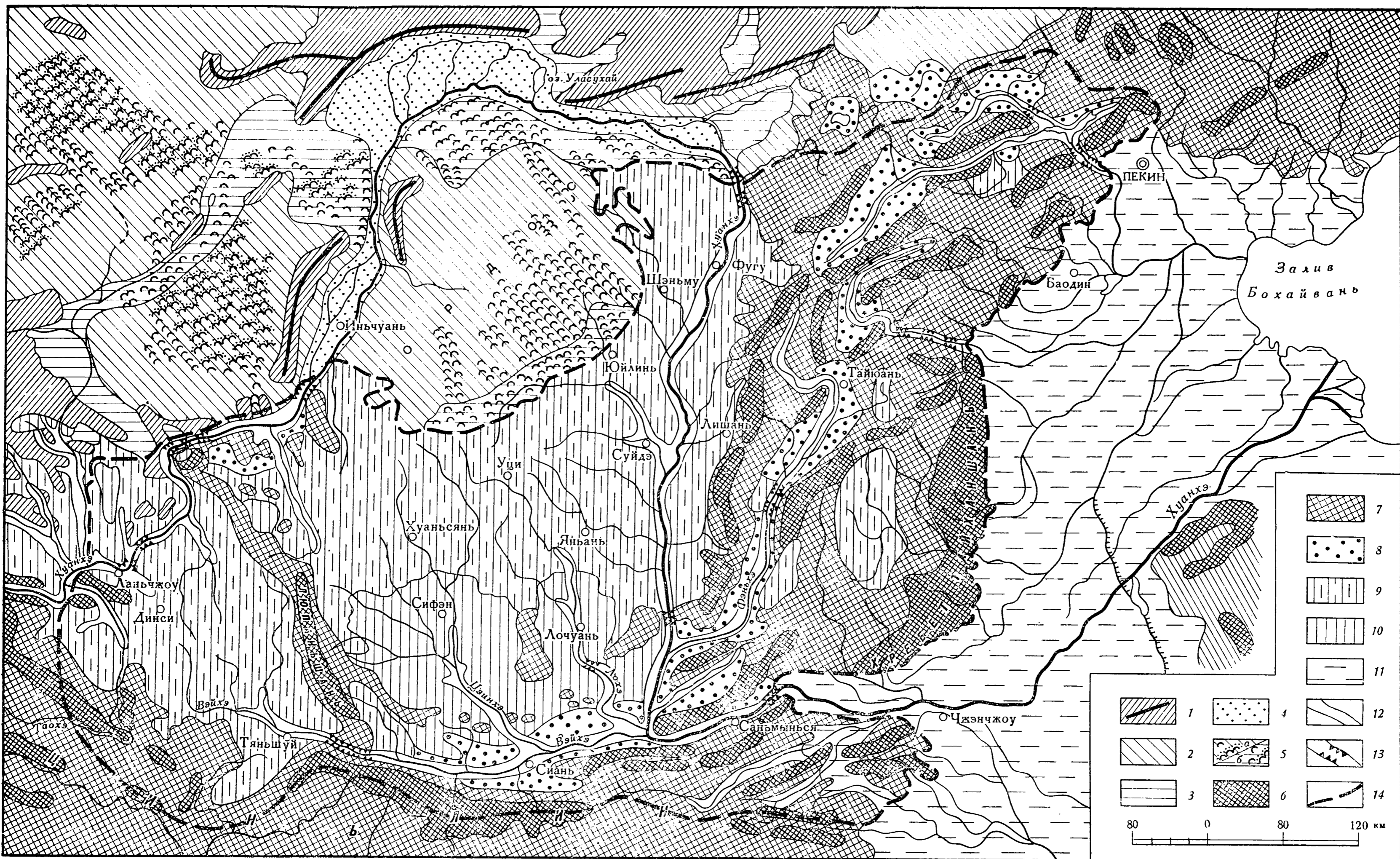


Рис. 1. Геоморфологическая карта Лёссовой провинции и прилегающих районов. Составлена А. С. Кесъ.

Аридный рельеф с господствующими процессами денудации и дефляции: 1 — средневысотные и низкие горы, сложенные дислоцированными, преимущественно протерозойскими и палеозойскими породами; 2 — холмогорья и возвышенности, сложенные преимущественно мезокайнозойскими породами; 3 — равнины и впадины, сложенные озерно-аллювиальными и пролювиальными третичными и четвертичными, частично перееваными отложениями; 4 — впадины, приуроченные к грабенам, выполненные озерно-аллювиальными четвертичными отложениями; 5 — равнинные эоловые плащи переважаемых барханых песков, образовавшихся за счет разветвления мезокайнозойских пород (а) и четвертичных озерно-аллювиальных отложений впадин (б).

Субаридный и субгумидный рельеф с господствующими процессами эоловой аккумуляции и современной эрозии: 6 — скалистые хребты средневысотных и низких гор, сложенных древними коренными породами и имею-

щих глыбово-складчатое строение; 7 — те же горы, перекрытые несплошными лёссовыми и местами красноглинистыми отложениями; 8 — межгорные и предгорные впадины, приуроченные к грабенам, выполненные озерно-аллювиальными четвертичными отложениями, перекрытыми по окраине лёссовыми породами; 9 — возвышенности, сложенные мезозойскими спокойно залегающими породами, перекрытыми лёссовыми и красноглинистыми отложениями, с глубоко расчлененным эрозивно-эоловоаккумулятивным лёссовым рельефом; 10 — плато, имеющие то же геологическое строение с плоскоравнинным рельефом, расчлененным разветвленными оврагами; 11 — низменности и области погружения, сложенные озерно-аллювиальными осадками, перекрытыми лёссовидными суглинками и супесями; 12 — крупные речные долины, в которых верхние террасы перекрыты лёссом; 13 — узкие эрозийные долины прорыва крупных рек; 14 — граница Лёссовой провинции

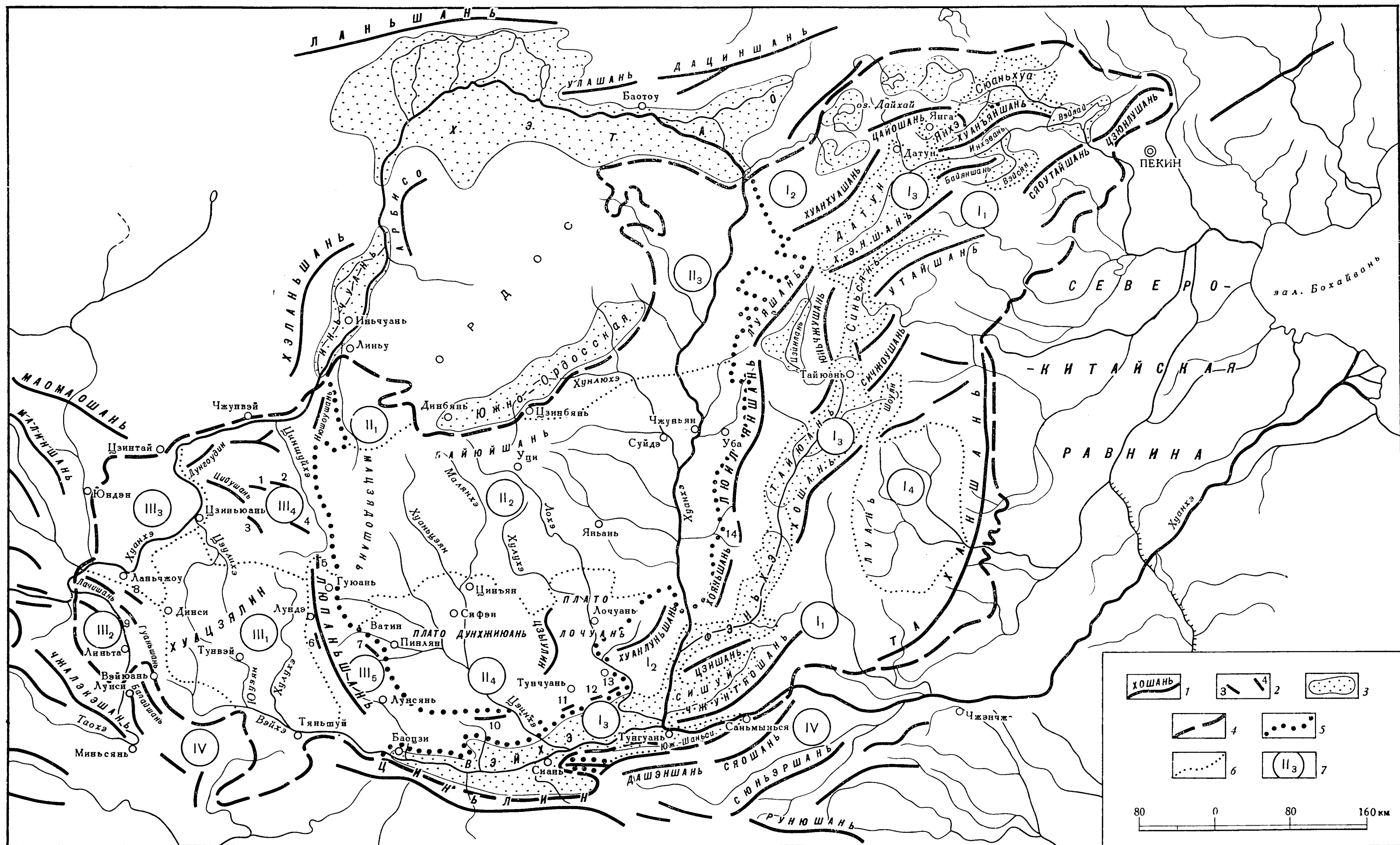


Рис. 2. Карта геоморфологического районирования Лёссовой провинции
Составлена А. С. Кесь.

1 — горные хребты; 2 — мелкие хребты (1 — Хуайваншань, 2 — Фэйтайшань, 3 — Цзюшань, 4 — Маваньшань, 5 — Юеляншань, 6 — Юсяшань, 7 — Кунтуншань, 8 — Синлуншань, 9 — Махэншань, 10 — Юньшоулин, 11 — Яошань, 12 — Тэйсяньшань, 13 — Еваншань; 14 — Хуэцишань); 3 — впадины; 4 — граница Лёссовой провинции; 5 — граница геоморфологических областей; 6 — граница геоморфологических районов; 7 — индекс геоморфологического района

с условиями циркуляции атмосферы, обусловившими весь комплекс господствующих здесь экзогенных процессов. Это и привело к совершенно разному геоморфологическому строению Ордоса, с одной стороны, и Лёссовой провинции — с другой. В Ордосе, в пределах возвышенностей, преобладают деструктивные, денудационно-дефляционные типы рельефа. В Лёссовой же провинции аккумуляция огромных толщ плиоценовых и плейстоценовых, главным образом лёссовых, отложений, сопровождавшаяся развитием эрозионных процессов, привела к формированию чрезвычайно своеобразного эрозионно-аккумулятивного глубоко расчлененного рельефа с густой гидрографической и эрозионной сетью.

Все эти особенности развития и строения рельефа Ордоса и Лёссовой провинции заставляют несколько по-иному проводить и границу между ними. Обычно ее проводят вдоль Великой Китайской стены, которая действительно на значительном протяжении проходит по верхней части склона лёссовой возвышенности, обращенного к Ордосу. Однако такое совпадение наблюдается далеко не везде.

На северо-востоке Великая Китайская стена идет от г. Хэцюй на юго-запад через Шэньму на Юйлинь. Природная граница Лёссовой провинции проходит на многие десятки километров западнее. Большой район, лежащий к северу и к западу от Великой Китайской стены, имеет сплошной лёссовый покров и сильно расчлененный оврагами рельеф. Этот район обладает чертами, резко отличающими его от Ордоса и, наоборот, характерными для Лёссовой провинции. Поэтому М. П. Петров предлагает проводить эту часть границы между Ордосом и Лёссовой провинцией примерно в 15 км к востоку от Чжасакэци и в 40—50 км западнее Дуншэна.

В настоящее время опубликованы новые топографические материалы, позволяющие нам провести границу более точно (см. карты, рис. 1 и 2), в соответствии с особенностями рельефа, распространением лёссов и, на самом северном участке, с направлением уступа, возвышающегося над террасами Хуанхэ. Эта граница отделяет в основном замкнутую бессточную область центрального Ордоса от области, имеющей сток в р. Хуанхэ. Далее, от верховьев р. Тувэйхэ (60 км северо-восточнее Юйлиня) до района Яньчи граница отделяет Южно-Ордосскую впадину от высокой лёссовой возвышенности, сильно расчлененной оврагами. На всем этом участке граница идет вдоль Великой Китайской стены.

Северо-западнее Яньчи граница становится менее четкой. Здесь ее также проводили по Китайской стене. Однако маршрут по дороге Линьбу — Яньчи, проходящей южнее, показал, что этот район заметно отличается от Лёссовой провинции. Он представляет собой возвышенность, сложенную коренными породами с очень тонким и несплошным покровом четвертичных отложений, состоящих из лёссовых супесей и тонких песков. Здесь же часто встречаются отдельные массивы оголенных барханов или полузаросших бугристых песков. Лёссовый покров имеет мощность чаще всего не более 0,5—1,5 м, эрозионная сеть развита относительно слабо. Все это указывает на то, что рассматриваемая территория ближе к возвышенному центральному району Ордоса, чем к Лёссовой провинции и здесь северо-западную границу последней надо проводить не по Великой Китайской стене, а юго-западнее ее, как показано на геоморфологической карте (см. рис. 1).

ГИДРОГРАФИЧЕСКАЯ СЕТЬ

Гидрографическая сеть Лёссовой провинции, как и рельеф, характеризуется большим разнообразием. Основной водной артерией здесь является Хуанхэ — вторая после Янцзы река Китая. Ее длина равна 4845 км, площадь бассейна — 745 000 км². Вступая с запада в пределы

Лёссовой провинции, она сразу же поворачивает на северо-восток, начиная здесь великую излучину общей протяженностью около 2600 км. Дойдя до Иньчуаньского оазиса, Хуанхэ выходит за пределы Лёссовой провинции и далее течет по границе пустынь Алашань и Ордос. После нового поворота на юг она снова появляется на территории провинции, образуя восточный меридиональный отрезок излучины, длиной более 1500 км. Затем река еще раз под прямым углом поворачивает на восток и, пропилев возвышенности и горы, частично покрытые лёссом, выходит на Северо-Китайскую равнину.

Долина р. Хуанхэ в пределах Лёссовой провинции то пересекает обширные тектонические впадины (Ланьчжоу, Цзиньюань, Чжуннин, Инчуань) и там имеет широкие террасы, используемые для земледелия, то сужается и при пересечении горных хребтов переходит в узкие каньоны с отвесными скалистыми склонами.

На западе, в районе Ланьчжоу, на участке от Люцзяся до Чжунвэя насчитывается 19 ущелий. Восточный меридиональный отрезок излучины также почти весь лежит в скалистых обрывистых берегах.

Таблица 1

Расходы и сток в среднем течении р. Хуанхэ и в ее притоках
(сведения за 36 лет)

Река	Створ	Годовой сток, млн. м ³			Годовой расход, м ³ /сек		
		средний	максимальный	минимальный	средний	максимальный	минимальный
Хуанхэ	Ланьчжоу	31 291	44 280	16 700	991	5 900	230
	Цинтунся	30 843	49 600	14 800	969	6 230	190
	Баотоу	24 783	36 650	11 000	782	4 310	111
	Убао	28 244	41 600	17 700	895	10 300	60
	Луньмынь	32 387	49 360	20 160	1045	15 500	105
	Шаньсянь	41 406	68 390	19 990	1325	22 000	145
Удинхэ	Суйдэ	1 431	2 263	617	45,4	3 310	2,6
Фэньхэ	Хэцзинь	1 449	3 300	332	45,4	840	0,7
Цзинхэ	Чжаныцзян-шань	1 339	3 667	55	42,4	9 200	1,0
Лохэ	Чжуеньтоу	680	1 181	27	21,5	4 420	2,0
Вэйхэ	Сяньян	4 801	9 268	189	152	4 750	4,0
	Хуасянь	7 628	16 870	300	242	5 500	20,0

Общий сток р. Хуанхэ в среднем равен 31,3 тыс. м³ в год в Ланчжоу и 41,4 тыс. м³ при выходе на Северо-Китайскую равнину (табл. 1), но он очень меняется, так как режим реки непостоянен и зависит в основном от количества выпадающих осадков. Паводок проходит летом, когда уровень воды в реке поднимается на 4—5 м на равнинных участках и более чем на 10 м — в ущельях. Около 60% годового стока проходит в летне-осенние месяцы (июль — октябрь). Расходы воды р. Хуанхэ резко колеблются, изменяясь более чем в 20 раз. Средний расход в Ланьчжоу равен 991 м³/сек. Ниже по течению он уменьшается, что связано с тем, что, пересекая пустыни, река не принимает почти ни одного притока, а теряет много воды на орошение в оазисах и на испарение. К югу от Ордоса, в пределах Лёссовой провинции в реку вновь впадает много притоков, расход ее начинает увеличиваться, но достигает величины, превышающей расход у Ланьчжоу, лишь после впадения в нее таких крупных притоков, как реки Фэньхэ и Вэйхэ. В низовьях Хуанхэ паводки раньше сопровождались наводнениями, нередко катастрофическими.

Поэтому на Северо-Китайской равнине вдоль русла издавна возводились дамбы. За 4500 лет зарегистрировано 1500 прорывов дамб, при этом 27 раз река меняла свое русло, мигрируя по равнине на протяжении 600 км. После проведения крупных работ по наращиванию и укреплению дамб, тянувшихся непрерывно на протяжении примерно 750 км, прорывы дамб прекратились, хотя Хуанхэ и течет выше окружающей равнины.

Хуанхэ — самая мутная река в мире. Ее мутность в среднем превышает 32 кг/м^3 , но в особенно многоводные годы, богатые обильными ливневыми дождями, достигает 575 кг/м^3 . Твердый сток при выходе из Лёссовой провинции в среднем составляет 1360 млн. т. Всю эту массу наносов река получает в Лёссовой провинции в результате эрозии и главным образом смыва с лёссовых склонов. В Ланьчжоу ее мутность равна всего $2,8 \text{ кг/м}^3$, а твердый сток — 89 млн. т (табл. 2).

Таблица 2

Твердый сток в среднем течении р. Хуанхэ и в ее притоках
(сведения за 35 лет)

Река	Створ	Твердый сток, млн. т			Мутность, кг/м^3		
		средний	максимальный	минимальный	годовая	максимальная	минимальная
Хуанхэ	Ланьчжоу	89	131	83	2,8	207,8	0,0
	Цинтунся	200	529	68	6,5	431,4	0,0
	Баотоу	124	190	54	5,0	68,7	0,0
	Убао	620	1200	753	2,2	507,5	0,3
	Лунмынь	980	2080	493	11,2	572,0	0,2
	Шаньсянь	1360	2950	690	32,8	575,0	1,5
Удинхэ	Суйдэ	130			90,8	1518,9	0,1
Фэньхэ	Хэцзинь	51	180	10	35,1	234,5	0,2
Цзинхэ	Чжаньцзяшань	175	1170	63	130,6	978,5	0,0
Лохэ	Чжуаньтоу	65	240	15	95,6	1336,9	0,0
Вэйхэ	Саньян	160	330	52	33,3	403,2	0,1
	Хуасянь	344	741	132	45,1	490,2	0,0

Примечание. Цифры 0,0 означают, что мутность была менее $0,1 \text{ кг/м}^3$.

Благодаря огромной насыщенности наносами русло Хуанхэ в низовьях быстро повышается, а дельта выдвигается в море и за последние 100 лет выдвинулась больше чем на 200 км. Еще более мутны притоки Хуанхэ, расчленяющие возвышенности и плато Лёссовой провинции. Некоторые из них по насыщенности наносами иногда приближаются к селям (см. табл. 1 и 2).

Из наиболее крупных притоков Хуанхэ следует отметить: правые — реки Вэйхэ и Удинхэ и левый — р. Фэньхэ.

Река Вэйхэ берет начало в южной части провинции Ганьсу, в горах Цзышань; долина ее верхнего течения сравнительно узка. Выше города Баоцзи, где горы Люпаньшань приближаются к Циньлину, долина Вэйхэ проходит через ряд глубоких каньонов. Далее она выходит в широкий грабен, лежащий у северных предгорий Циньлина.

Река Фэньхэ берет начало в горах Люйляншань к северо-западу от г. Тайюани. Близ города она выходит из гор и далее течет на юг-юго-запад по цепочке межгорных впадин. Дно долины на этом участке плоское и состоит из двух низких террас, достигающих у Тайюани ширины 30 км, а в низовьях сужающихся до 10—15 км. Выше поверхности

низких террас вдоль гор тянутся более высокие террасированные равнины, перекрытые лёссом и сильно расчлененные оврагами.

За пределами грабенов Вэйхэ и Фэньхэ Лёссовая провинция расчленена многочисленными более мелкими реками.

Из рек, впадающих в западный меридиональный отрезок излучины Хуанхэ, наиболее крупной является Цзулихэ, берущая начало в гидрографическом узле Хуацзялин, с противоположной стороны которого стекают притоки р. Вэйхэ.

Центральная часть Лёссовой провинции расчленяется системой правых притоков восточного меридионального отрезка излучины Хуанхэ и левых притоков Вэйхэ. Все они начинаются вблизи границы Ордоса и текут на юг и юго-восток. Наиболее северный из них — р. Куехэ берет начало с возвышенностей в северо-восточной части Ордоса. Истоки более южных рек — Удинхэ, Яньшуя и Лохэ с притоками находятся в лёссовых горах Байюйшань и, наконец, Цзинхэ с целым веером притоков, сама являющаяся крупнейшим притоком Вэйхэ, начинается на восточных склонах Люшоушаня, тянущегося к северу от хребта Люпаньшань.

Восточная часть Лёссовой провинции в пределах Шаньси орошается системой более мелких рек. Они начинаются либо на западных склонах Люйляншаня и впадают в Хуанхэ, как, например, Саньчуаньхэ и Синшуйхэ, или на его восточных склонах и других хребтах центральной Шаньси, как, например, Вэньюйхэ, Дунвохэ и др. Реки последней группы являются притоками Фэньхэ.

Большинство левых притоков Фэньхэ незначительны, так как водораздел между Фэньхэ и Хайхэ придвинут почти вплотную к Фэньхэ. Все горы и котловины Шаньси к востоку от ее грабена, как и северная часть самого грабена, дренируются притоками Хайхэ: Санганьхэ, Хутохэ, Чжочжанхэ и другими, которые во многих местах перерезают Тайханшань и более северные краевые хребты Лёссовой провинции.

У выхода на равнину Хуанхэ принимает два последних притока, несущих пережитый лёсс: Цинхэ — слева и Наньлохо (Южную Лохэ) — справа. Далее до самого устья она не имеет притоков и ее бассейн сводится к пойме, заключенной между дамбами.

ОСНОВНЫЕ ТИПЫ РЕЛЬЕФА И ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ

Особенности тектонического строения и истории развития Лёссовой провинции и прилегающих территорий, обусловившие образование разнообразного рельефа, позволяют выделить здесь следующие типы рельефа (см. рис. 1).

В областях, расположенных к северу и северо-востоку от Лёссовой провинции, где преобладают аридная денудация и дефляция, формируется специфический рельеф, который мы выделили в группу аридного рельефа. В нее входят: средневысотные и низкие горы, холмогорья и возвышенности, равнины и впадины, равнинные эоловые плащи.

В Лёссовой провинции, где господствовали процессы эоловой аккумуляции, а теперь преобладает эрозия, выделяется субаридный и субгумидный рельеф, куда входят: средневысотные и низкие горы, межгорные впадины, возвышенности и плато, низменности, крупные речные долины, узкие эрозионные долины.

Средневысотные и низкие горы сложены древними коренными породами. Здесь выделяются скалистые хребты, лишенные лёссового покрова, и горы, на пологих склонах которых имеется лёссовый покров.

Центральные части грабенов, к которым приурочены межгорные впадины, испытывают погружение до сих пор. Плоские днища впадин

сложены мощными озерно-аллювиальными и пролювиальными осадками, не имеющими лёссового покрова, а их окраины и склоны перекрыты мощными красноглинистыми и лёссовыми осадками, поднимающимися и на склоны прилегающих гор. По типу рельефа, это глубоко расчлененные лёссовые возвышенности и плато.

Как возвышенности, так и плато глубоко расчленены эрозионной сетью.

Низменности занимают обширные области погружения. Поймы и нижние террасы крупных речных долин, сложенные аллювиальными осадками, не имеют лёссового покрова.

Выделенные основные типы рельефа распределяются на пространствах Лёссовой провинции неравномерно. Горы и межгорные впадины располагаются преимущественно по периферии провинции: на востоке, юге и частично на западе, а возвышенности и плато занимают остальные ее пространства. Исходя из этого, в Лёссовой провинции можно выделить следующие крупные геоморфологические области (см. рис. 2):

1) Люйляншань-Тайханшаньские горы и межгорные впадины, занимающие восточную часть Лёссовой провинции;

2) лёссовые возвышенности и плато Северной Шэньси, располагающиеся в центре провинции;

3) лёссовые возвышенности и низкие горы Лунси, охватывающие западные части провинции;

Каждая из этих областей делится на несколько более мелких геоморфологических районов.

Геоморфологическая область

Люйляншань-Тайханшаньских гор и межгорных впадин

Область располагается в восточной части Лёссовой провинции, занимая несколько больше одной трети площади всей природной провинции. Ее обычно называют плато Шаньси или горы и плато Шаньси. В. Г. Лебедев (1968) предлагает называть эту область «Шаньсийское нагорье». Однако рельеф области неоднороден, и потому называть ее одним геоморфологическим термином нельзя. Плато, как и нагорье, в прямом смысле этих терминов, занимает здесь небольшие площади, а основными типами рельефа являются горы и межгорные впадины. Поэтому, используя названия наиболее крупных хребтов, мы предлагаем наименование — Люйляншань-Тайханшаньские горы и межгорные впадины. Для сокращения в дальнейшем мы будем называть эту часть провинции без указания типа рельефа — Восточная область.

Границы области почти всюду отчетливо выражены. На востоке она ограничена крутым восточным склоном хребта Тайханшань. Этот склон, переходящий местами в уступ высотой до 1000 м, образовался вдоль тектонического разлома, отделяющего Северо-Китайскую равнину от Лёссовой провинции. Разлом был образован в неогене, но интенсивное опускание Северо-Китайской равнины продолжалось и на протяжении всего четвертичного периода. Это привело к накоплению на нижнем крыле сброса мощных (до 1000 м) рыхлых преимущественно аллювиальных отложений и образованию плоской низменной аккумулятивной Северо-Китайской равнины, резко отличающейся от глубоко расчлененного рельефа Лёссовой провинции.

Северная и северо-западные границы Восточной области менее четкие, так как горы области сливаются с горами Иньшань, также имеющими лёссовый покров. Эта граница может быть проведена условно вдоль северо-восточного склона впадины Вэйлай и далее по водораз-

дельной линии гор, окаймляющих с севера впадину Сюаньхуа и с северо-запада впадину Датун, к долине р. Хуанхэ у ее резкого поворота на юг.

Западная граница области проходит вдоль западных подножий гор Люйляншань по левоборозью р. Хуанхэ, а на юге переходит на ее правый берег, охватывая и обширную впадину Вэйхэ. По характеру рельефа, времени образования и истории развития впадина Вэйхэ не отличается от межгорных впадин Восточной области и лежит в едином грабене с впадиной Фэньхэ. Поэтому более правильно ее относить к области Люйляншань-Тайханшаньских гор и межгорных впадин.

Южная граница области на западе тянется вдоль линии разлома, отделяющего впадину р. Вэйхэ от Циньлина, а на востоке, примерно от устья Вэйхэ,— вдоль северных подножий Циньлина, параллельно долине Хуанхэ (см. рис. 2).

Рельеф Восточной области состоит из средних и низких гор, достигающих абсолютной высоты 2500—3500 м, крупных межгорных впадин, днища которых опускаются до 250—300 м над уровнем моря, а также возвышенностей и плато, занимающих по высоте промежуточные положения.

Горы Восточной области сложены в основном древними досинийскими кристаллическими породами, синийскими и нижнепалеозойскими известняками, перекрытыми в ряде районов песчаниками и сланцами мезозоя, на севере — вулканическими породами того же мезозойского возраста, а в некоторых районах — молодыми четвертичными базальтовыми лавовыми покровами.

Область подвержена новейшим тектоническим движениям и сейсмична. В ряде ее районов сила землетрясений достигает 9—10 баллов. В отличие от других областей Лёссовой провинции она не имеет сплошного лёссового покрова. Лёссы отсутствуют на гребнях и крутых склонах гор, а также на днищах впадин, сложенных аллювием молодых террас. Наибольшего распространения и мощности они достигают на юге области, где находится так называемое плато Луань.

Горы области вытянуты в средней части в близком к меридиональному направлении. На севере и юге все хребты приобретают северо-восточное простирание. Цепь межгорных впадин, вытянутых параллельно основным хребтам, расположена примерно вдоль средней оси области.

В. Г. Лебедев в этой части Лёссовой провинции выделяет четыре области: 1) восточный склон (включающий тектонический склон хребта Тайханшань и рассматриваемый автором «как переходную зону между областью тектонического поднятия (Шаньсийское нагорье) и областью опускания (Северо-Китайская равнина)» (1968, стр. 93), 2) северная горная область, 3) южное плато, 4) зона межгорных тектонических впадин Хуанлай-Вэйхэ. Нам представляется, что более правильно на этой таксономической ступени «восточный склон» самостоятельно не выделять, а рассматривать всю горную систему восточных хребтов вместе, отделив их от хребтов, расположенных к западу от зоны впадин. Среди восточных гор наиболее крупным является крайний восточный хребет Тайханшань, а среди западных — крайний западный Люйляншань. Учитывая это, Восточную область (см. рис. 2) можно разделить на крупные районы: Тайханшаньский, Люйляншаньский, Вэйлай-Вэйхэйская система впадин и плато Луань.

Тайханшаньская система хребтов (рис. 2, I_1) делится на две части: северную и южную, граница между которыми проходит по долине р. Хутохэ. Северная часть состоит из нескольких параллельных хребтов, вытянутых преимущественно в северо-восток-юго-западном направлении и отделенных один от другого глубокими грабенами. Большинство из этих хребтов ограничено на северо-западе сбросами и имеет

асимметричное строение. Абсолютные отметки гор колеблются в пределах 2—3 тыс. м. Максимальная отметка в 3491 м располагается в хребте Сяоутайшань (Малый Утайшань). Северные хребты имеют зубчатые гребни и часто скалистые склоны, но для них характерны и поверхности выравнивания, которых насчитывается до пяти. На некоторых из них встречается гравий и лёсс. Лебедев (1968) высказывает предположение, что сохранившиеся на разных хребтах поверхности являются частями некогда единой поверхности выравнивания, сформированной в неогене и позднее расчлененной неотектоническими движениями. Однако данных для окончательного суждения по этому вопросу недостаточно. В то же время, описывая восточный склон хребта Тайханшань, Лебедев отмечает здесь ступени на отметках 780—880, 450—500, 300—330 и 160—200 м и, согласно с высказываниями некоторых предшествовавших исследователей, рассматривает их как приподнятые на разные уровни денудационные предгорные равнины — педименты, которые формировались с конца мезозоя или начала палеогена до начала плейстоцена.

К югу от долины Хутохэ строение рельефа меняется. Горы располагаются здесь лишь по окраине, вдоль Северо-Китайской равнины — хребет Тайханшань — и вдоль впадин Тайюань и Фэньхэ — хребты Хошань, Чжунтяошань и некоторые другие. В центральной части находится мезозойский прогиб, занятый глубокорасчлененными лёссовыми возвышенностями и плато Луань, которые составляют особый геоморфологический район.

Тайханшань, средние отметки которого колеблются около 1500 м и местами превышают 2000 м, а на севере — 2800 м, представляет собой антиклиналь, разбитую продольными и поперечными сбросами. Максимальная высота гор Хошань — 2531 м, а Чжунтяошань — 1900 м. Горы Хошань имеют выровненную поверхность, сложенную нижнепалеозойскими известняками. С западной стороны они ограничены сбросом к долине Фэньхэ, высотой около 1500 м.

Люйляншаньская система хребтов (рис. 2, I_2) занимает значительно меньшую площадь, чем система восточных хребтов. На юге горы Люйляншаньской системы имеют средние отметки около 1500 м, а к северу постепенно повышаются до 2000—2500 м. Наиболее высокие вершины — Гуандишань (2791 м) и Хулушань (2771 м). Горы этой системы имеют антиклинальную структуру; сложены метаморфическими породами. В средней и южной частях крылья антиклинали перекрыты песчаниками и сланцами перми и карбона.

Люйляншаньские горы распадаются на несколько хребтов. На юге они вытянуты вдоль одной линии и имеют меридиональное направление. Самые южные хребты — Хояньшань и Хуцзишань (Цзыцзиньшань) ограничивают с запада впадину Фэньхэ.

К северу от дороги Лишань—Фэньян горы повышаются и расширяются. Здесь выделяются уже два ряда хребтов, а между ними располагается относительно более пониженная лёссовая возвышенность. Восточный ряд хребтов состоит из Сишань (Гуандишань), ограничивающего с запада впадину Тайюань, и Юньчжуншань, сливающегося на севере с хребтом Хэншань. Западный ряд составляет собственно хребет Люйляншань меридионального простирания, переходящий на севере в хребет Луяншань северо-восточного простирания.

Между хребтами Луяншань и Юньчжуншань располагается обширная межгорная впадина Цзиндань. Она находится в пределах синклинали, сложенной мезозойскими песчаниками и сланцами, перекрытыми мощной толщей красноглинистых и лёссовых отложений. Высота ее около 1500 м. Рельеф, глубоко расчлененный оврагами, такой же, как у типичных лёссовых возвышенностей.

На юге горы Люйляншань переходят на правый берег р. Хуанхэ, где образуют небольшой массив низких гор Хуанлуньшань (Лунмыньшань). Здесь берут начало все левобережные притоки р. Лохэ, расчленяющие Лочуаньское плато. Абсолютные отметки Хуанлуньшаня достигают 1600 м. На востоке вблизи Хуанхэ — это глубоко расчлененные низкие горы с крутыми склонами и острыми вершинами, частично облесенные. Сложены они дислоцированными, преимущественно триасовыми и юрскими песчаниками и сланцами. На северной и западной окраинах горы снижаются; на них появляется лёссовый покров, вначале маломощный и прерывистый, затем более мощный, который погребает полностью коренные породы. Между хребтом Хояньшань и горами Хуанлуньшань р. Хуанхэ прорезает глубокое и узкое ущелье и образует в нем водопад Хукоу высотой 14 м.

Предгорья Люйляншаня и склоны гор до высоты примерно 1800 м почти повсеместно перекрыты лёссовыми отложениями. Выше лёссы, как правило, встречаются лишь на относительно выровненных поверхностях, но местами поднимаются до самых высоких вершин, придавая им мягкие очертания.

Вэйлай-Вэйхэйская система впадин (рис. 3, I₃), или, по Лебедеву, зона межгорных тектонических впадин Хуанлай-Вэйхэ, располагающаяся между Тайханшаньской и Люйляншаньской системами хребтов, состоит из цепи впадин, пересекающих всю Восточную область. По дну всех этих впадин текут реки, долины которых между впадинами становятся узкими и глубокими и в местах пересечения гор превращаются в скалистые ущелья.

Впадины Восточной области делятся на северные, дренируемые реками бассейнов Юндинхэ-Саньганхэ и Хулухэ, впадающими непосредственно в залив Бохайвань, и южные, пересекаемые реками Фэньхэ и Вэйхэ, впадающими в Хуанхэ. Водораздел между северными и южными впадинами проходит между хребтами Юньчжуншань и Сянчжоушань. Днища всех северных впадин лежат на значительно более высоком абсолютном уровне (Янхэ — 1000, Датун — 1450, Хотохэ — 1800 м), чем южные (Тайюань — 700—800, Фэньхэ — 500—370, Сушуй — 350 м).

В большинстве упомянутых впадин найдены нижнечетвертичные озерно-аллювиальные отложения свиты саньмынь мощностью более 200 м (как, например, во впадине Датун), которые по окраине перекрыты лёссовыми отложениями, переходящими на склоны окружающих гор.

Как уже отмечалось, впадины образовались в плиоцене, но опускание их продолжается до сих пор. Об этом свидетельствуют, помимо заполняющих их плиоценовых осадков, и строение русел рек. Они совершенно не врезаны и не имеют высоких террас, которые погребены под молодым аллювием. Местами прослеживаются лишь I и II террасы. В то же время русла рек, расчленяющих склоны впадин, сильно углублены и порожисты. Подземный сток из впадин затруднен, и это приводит к тому, что грунтовые воды стоят высоко, местами заболачивая и засоляя почвы.

Северные впадины имеют более или менее одинаковое строение. Примером может служить впадина Янхэ, с которой нам удалось познакомиться ближе. Ее плоское днище, сложенное мощной толщей пролювиально-аллювиальных отложений, заболочено и засолено. По нему протекает небольшая речка Янхэ. Вдоль окраины впадины тянется лёссовая возвышенность, склоны которой имеют ярусное строение. На юге впадины, в районе деревни Дацюаньшань, на склонах можно выделить четыре поверхности. Нижняя из них возвышается на 20—25 м над днищем впадины, ее абсолютные отметки у бровки 1020 м. Она ограничена крутым склоном, в котором местами выходят коренные породы. Выше залегают лёссы, иногда подстилаемые делювиальным

суглинком. Следующая поверхность (1060—1075 м) также перекрыта лёссом, мощность которого неодинакова. В расчленяющих ее многочисленных оврагах можно видеть вблизи склона следующей более высокой поверхности выходы древних коренных пород, образующих крутой уступ. Под ним лежат крупные глыбы этих же пород, представляющих древний обвал, погребенный под лёссовыми отложениями. Интересно отметить, что местами в лёссах здесь встречаются тонкие линзы слоистых песчано-суглинистых наносов, указывающие на существовавший одновременно с накоплением эоловых лёссов делювиально-пролювиальный снос с гор. Третья поверхность находится на высоте 1100—1120 м. Среди перекрывающих ее лёссовых отложений встречаются линзы балочного аллювия, а между ярусами лёссовой толщи линзы песчано-суглинистого аллювия. Самая верхняя поверхность, лежащая на отметках 1150—1180 м, имеет наиболее полный и более однородный состав лёссовых отложений, достигающих общей мощности 45 м. Эта поверхность прислоняется к горным склонам, сложенным коренными породами. Охарактеризованные поверхности имеют денудационное происхождение. Они выработаны в коренных породах и перекрыты лёссовой толщей. Накопление последней сопровождалось делювиально-пролювиальными процессами, столь характерными для подгорных равнин.

Среди северных впадин самая крупная впадина Датун отличается от других тем, что во время интенсивных неотектонических движений здесь активно проявлялась вулканическая деятельность. Началась она в неогене, неоднократно возобновлялась в плейстоцене и продолжалась еще в историческое время. Свидетельствуют об этом вулканы высотой до 100 м, расположенные на севере впадины, а также то, что в нижнечетвертичных озерно-аллювиальных отложениях и в верхнечетвертичных лёссах встречаются прослойки лавы, туфов и пепла. Неогеновые лавовые покровы распространены на северной окраине впадины Синьсян. Последнее вулканическое извержение в районе Датун было в VI в., что отмечено в исторических документах.

Среди южных впадин наиболее крупные: Тайюань, Фэньхэ и Вэйхэ, строение которых близко к северным, но поскольку они претерпели большее погружение, отметки их днищ ниже, а мощности выполняющих их отложений больше. Мощность озерно-аллювиальной свиты саньмыньси превышает 200 м.

Плоское днище впадины Тайюань, сложенное с поверхности аллювием р. Фэньхэ, лежит на абсолютных отметках от 800 м в северной части до 700 м — в южной. На границе впадины и гор прослеживаются сбросы, которые иногда затрагивают молодые конусы выноса. Лебедев (1961) указывает, что на юго-востоке впадины имеется тектонический уступ высотой более 200 м. В нем видно, что сбросом охвачены не только древние породы, но и озерные глины саньмыньси. Склоны впадины террасированы и перекрыты лёссовыми отложениями, которые спускаются и на верхние террасы Фэньхэ.

Плоское днище впадины вблизи г. Тайюани имеет ширину около 5 км. Сложено оно аллювием двух низких террас Фэньхэ. Выше идут склоны лёссовой возвышенности с более высокими террасами, в основании которых залегают коренные песчаники и сланцы, перекрытые лёссовыми отложениями. Можно видеть, что на размытой поверхности коренных пород залегают конгломераты, выше которых идут нижнеплиоценовые красные глины, затем красно-коричневые суглинки (красный лёсс) и, наконец, желтый лёсс, образующий покров неодинаковой мощности, местами достигающий 50 м.

Ближе к горам аллювий низких террас состоит из крупной гальки, переходящей в валуны. Среди галечника террас местами встречаются

линзы розовато-коричневых лёссовых суглинков. На поверхности террасы, имеющей высоту 12—15 м над рекой, появляются лёссы мощностью 5—6 м.

Над террасами р. Фэньхэ и ее боковых притоков, спускающихся с окружающих гор, возвышается лёссовое плато, слабо наклоненная поверхность которого постепенно снижается от гор к долине Фэньхэ. Последняя расчленяется густой сетью глубоких оврагов и иногда, как, например, к востоку от Тайюани, имеет рельеф плосковершинных холмов. Вершины их приурочены к одной поверхности, постепенно снижающейся в сторону центра впадины. Сложены они лёссовыми отложениями, залегающими на расчлененных коренных породах.

Склоны холмов и лёссового плато сплошь покрыты искусственными террасами, на которых возделываются сельскохозяйственные культуры.

К югу от г. Тайюани расположена возвышенность, разделяющая впадины Тайюань и Фэньхэ. Она имеет такое же геоморфологическое строение, как лёссовые возвышенности, окружающие впадину Тайюань и примерно такую же высоту водораздельной поверхности. Лёссовые отложения залегают либо непосредственно на расчлененной поверхности коренных пород, либо на щебенисто-галечном пролювии мощностью более 10 м, или в нижних частях склона, на галечном аллювии. Река Фэньхэ, прорезая эту возвышенность, образует глубокую и узкую долину с террасами.

У г. Линши верхние террасы выработаны в коренных породах и перекрыты лёссовыми отложениями. Местами на размытых коренных породах залегают тонкий слой галечника. Количество горизонтов в лёссовой толще и их мощности возрастают на верхних террасах. На водораздельной поверхности общая мощность толщи достигает 40 м. Нижняя терраса сложена только аллювием и лёссового покрова не имеет.

Вблизи г. Хэсянь долина Фэньхэ вновь расширяется. Здесь начинается впадина Фэньхэ, прослеживаемая до выхода последней в долину Хуанхэ. Абсолютные отметки ее дна постепенно снижаются от 500 м на севере до 370 м у устья р. Фэньхэ. Впадина ограничена сбросами, при этом к северу от устья относительная высота сброса достигает 600—800 м.

Река Сушуй протекает по середине обширной впадины Сушуй, отделенной от впадины Фэньхэ невысоким хребтом Цзишань. Простирается впадина на юг и юго-восток до северных подножий хребта Чжунтяошань, ограниченных крупным сбросом. Днище впадины — это плоская, часто затопляемая паводками равнина с крупными озерами Яньчи, Яосяньцый, Усинху и другими. Берега последней низменные с неустойчивой, часто меняющейся береговой линией. Отметки равнины вблизи озер около 340—350 м.

К югу от хребта Чжунтяошань расположена впадина Южная Шаньси, называемая иногда грабен Хуанхэ. По ней с запада на восток протекает р. Хуанхэ. У восточной оконечности впадины горы сближаются и река пропиливает в них ущелье Саньмынься глубиной 400 м.

Ширина впадины на западе, где она переходит во впадину Вэйхэ, равна 35 км, но к востоку она быстро сужается до немногих километров, а отметки дна снижаются до 280—300 м. Выполнена она палеогеновыми красными глинами и конгломератами, которые позднее были разбиты сбросами. Над ними в западной части впадины залегают отложения свиты саньмынь. Выше на них, либо непосредственно на более древних коренных породах или их щебнистом делювии лежит лёссовая толща.

В ущелье Саньмынься прослеживается до пяти террас, имеющих в основании выработанный в коренных породах цоколь, а на поверхности — покров лёссов. Мощность лёссовых отложений изменяется не только на разных террасах, но и по простиранию в пределах одной тер-

расы. Верхние, IV и V террасы сложены полностью лёссовыми отложениями, залегающими непосредственно на коренных породах, довольно круто опускающихся к Хуанхэ. В рельефе они не везде выражены четко и распространены не повсеместно. Вблизи Саньмынься абсолютная высота IV террасы около 500 м, V — более 600 м. На нижних террасах лёссовые отложения подстилаются чаще всего песчано-галечным аллювием Хуанхэ, залегающим на цоколе в коренных породах. Мощность лёсса в западной расширенной части впадины больше, чем в восточной, где вследствие большой крутизны склонов долины лёсс с них сносился. Кроме того, это обусловлено и разными аэродинамическими условиями. Ветры, приносившие мелкозем с северо-запада, тормозились южными и восточными горами и оставляли его в основном западнее ущелья Саньмынься.

Впадина Вэйхэ является предгорной впадиной. Это молодой глубокий прогиб, выполненный толщей песчано-глинистых озерно-аллювиальных отложений свиты саньмынь мощностью, превышающей 500 м. Перекрыты эти осадки более молодым аллювием р. Вэйхэ и за пределами поймы и I террасы лёссом. Общая протяженность впадины Вэйхэ около 300 км, а ширина, постепенно увеличиваясь с запада на восток, достигает 60 км. Плоское дно впадины представляет собой равнину, известную под названием Гуаньчжуй. Отметки ее изменяются от 700 м на западе до 360 м на востоке. Равнина пересекается не только р. Вэйхэ, но и низовьями ее многочисленных притоков, впадающих в нее с севера и с юга.

Вдоль р. Вэйхэ тянутся две низкие террасы, сложенные песчано-суглинистым аллювием. Общая ширина их изменяется от 5—6 км на западе до 30 км в средней части впадины. Выше располагаются пологонаклоненные к днищу долины террасовые поверхности, сложенные лёссовыми отложениями. Эти молодые верхне- и среднечетвертичные осадки подстилаются мощной толщей нижнечетвертичных и плиоценовых песчано-галечных осадков свиты саньмынь и делювиально-пролювиальных щебенисто-галечных и суглинистых наносов.

К югу от г. Сиань над II террасой р. Вэйхэ четко прослеживается лёссовый уступ III террасы, которая, полого поднимаясь, простирается до предгорий Циньлина. Она имеет волнистую и пологоувалистую поверхность, расчлененную частыми долинами мелких речек, спускающихся с Циньлина. Плоское дно этих долин выполнено галечником с крупными валунами и местами — песком. Накопления аллювия вдоль русел идет здесь очень интенсивно. Между боковыми долинами поверхность III террасы имеет форму выпуклых широких водораздельных увалов, абсолютная высота которых в предгорьях Циньлина достигает 600—650 м. Сложена терраса толщей лёссовых отложений мощностью до 40—50 м, подстилаемых мощными галечниками и песками. Такое же строение имеет следующая, условно называемая IV, терраса. Ее относительно более узкая поверхность сильнее наклонена от гор на север от отметок 730—750 м у бровки до 780—800 м на юге у основания следующего уступа. Последний ограничивает еще одну относительно выровненную на север узкую поверхность, имеющую высоту от 900 до 1000 м. Перекрыта она тонким слоем лёссовидного суглинка, содержащего чаще всего примесь щебня и залегающего на расчлененных древних коренных породах. Выше идут крутые и скалистые склоны северных хребтов Циньлина. На границе между ними и IV террасовой поверхностью проходит сброс, по которому опустился грабен Вэйхэ.

На левом берегу р. Вэйхэ также прослеживаются две низкие террасы и одна более высокая, соответствующая правобережной III террасе. II терраса имеет лёссовый покров, мощность которого местами

превышает 5—6 м. Поверхность III террасы залегает на высоте 500—550 м. Она полого поднимается от долины Вэйхэ на север, имеет равнинный рельеф, расчлененный низовьями рек — левобережных притоков Вэйхэ. Судя по обнажениям в склонах долины Цзинхэ и Цинхэ, III терраса сложена на поверхности лёссом мощностью более 30 м. На севере она ограничена ясно выраженным откосом лёссового плато.

Вдоль северной границы грабена Вэйхэ, прослеживается несколько мелких низкогорных массивов, таких как Яошань, Тэйсяньшань, Лаолуншань и другие. Сложены они древними коренными породами, частично перекрытыми лёссовыми отложениями. На скалистых вершинах гор (абсолютные отметки 970—1400 м) и на крутых склонах лёссового покрова нет. Горы четко выделяются с юга, со стороны впадины Вэйхэ, и менее заметны с севера, где лёссовые плато имеют близкую к ним высоту. Они сыграли, по-видимому, некоторую роль в формировании лёссового рельефа лежащей к северу области.

Плато Луань (рис. 2, I₄), расположенное на юго-востоке Восточной области, занимает большую южную часть мезозойского прогиба между хребтами системы Тайханшань. Выполнен прогиб мощной толщей триасовых песчаников и сланцев, перекрытых сплошным покровом красноглинистых и лёссовых отложений. Рельеф здесь относительно выровненный с характерным для лёссовых возвышенностей строением. Преобладает грядовый и грядово-холмистый, прорезанный глубокими долинами и современными оврагами. В северной части прогиба находится лёссовая возвышенность (абсолютные отметки 1000—1100 м), образовавшаяся на месте впадины Шоуян. На размытой неровной поверхности мезозойских пород здесь залегает толща красных гиппарионовых нижнеплиоценовых глин, достигающих, по данным Ли Сыгуана, мощности 90 м. В нижней части красных глин местами встречаются прослойки песка, гравия и конгломератов. В самой толще глин обильны карбонатные стяжения, в которых попадаются кости *Nurragion*, *Huapena*, *Rhinoceros*, обломки панциря черепахи. В наиболее пониженных местах на размытой поверхности красных глин отложились озерно-аллювиальные пески и глины свиты саньмынь (или нихэвань) мощностью более 30 м. Они перекрыты покровом красноцветных суглинков, подвергшихся расчленению. Выше несогласно залегает покров желтых лёссов. Лёссовая толща расчленена густой сетью оврагов и долин. Впадина Шоуян с трех сторон окружена горами, а на западе открывается во впадину Тайюань.

К югу от впадины Шоуян расположена более обширная возвышенность, которую называют равнина, или плато, Луань или впадина Чанчжи, с разветвленной сетью притоков р. Чжочжанхэ. Она располагается на относительно более низких отметках — от 850 до 1000 м. Сложена впадина также песчаниками и сланцами триаса, на размытой поверхности которых залегает толща озерно-аллювиальных песков и глин с костями гиппарионовой фауны общей мощностью более 25 м. Поверхность этой свиты размыта и на ней лежат красные глины и пески среднеплиоценового возраста, отсутствующие во впадине Шоуян. Они перекрыты светлыми красно-коричневыми неслоистыми суглинками, выше которых залегает покров желтых лёссов.

Анализируя строение впадин Чжанчжи и Шоуян, Лебедев (1968) отмечает различия в их тектоническом развитии. Обращая внимание на отсутствие среднеплиоценовых отложений во впадине Шоуян, а также на разницу в высоте днищ этих впадин и в уровнях залегания свиты саньмыньси, он приходит к выводу, что впадина Шоуян, находясь в мезозойском прогибе, была включена в более подвижную и молодую тектоническую зону, направленную в сторону впадины Тайюань. После

отложения свиты нахивань произошло разделение этой зоны на две части: впадина Тайюань опустилась на несколько сот метров, а Шоуян осталась на более высоком уровне.

Таким образом, из приведенной выше характеристики Восточной области видно, что эта часть Северо-Китайского платформенного массива была расчленена тектоническими процессами на отдельные блоки, претерпевшие дифференцированные вертикальные движения. Здесь особенно активно проявлялись неотектонические движения, определившие главные черты современного геоморфологического строения. Они обусловили расположение межгорных впадин на разной высоте, как и разные уровни и мощности синхронных озерно-аллювиальных отложений. Весьма характерны также молодые сбросы, наблюдающиеся по окраине впадин и отделяющие их от ближайших хребтов. Именно интенсивные молодые тектонические процессы, продолжающиеся до настоящего времени, привели к тому, что Восточная область так резко отличается от других областей Лёссовой провинции.

Геоморфологическая область лёссовых возвышенностей и плато Северной Шэньси

Эта область занимает центральную часть Лёссовой провинции, поэтому для краткости ее можно называть Центральной областью. Почти везде ее границы отчетливо выражены: на западе и на востоке это хребты Люпаньшань и Люйляншань, на севере и юге — впадины Южно-Ордосская и Вэйхэ.

Центральная область расположена на южной половине Ордосской плиты, которая, начиная с верхнего палеозоя, представляла полого погружающуюся бессточную впадину, затоплявшуюся обширными внутренними водоемами. В результате здесь сформировалась мощная толща песчаников, сланцев, пресноводных известняков и других осадочных отложений.

Геологическое строение Центральной области проще строения других областей Лёссовой провинции. Наиболее древними породами здесь являются известняки кембрия и ордовика, слагающие мелкие массивы низкогорий и холмогорий вдоль впадины Вэйхэ и по левобережью восточного колена Хуанхэ. Остальные пространства области сложены мезозойскими песчаниками и сланцами. При этом на востоке и юго-востоке распространены триасовые отложения, которые западнее и севернее сменяются юрскими, а затем меловыми породами. Залегание мезозойских отложений почти горизонтальное (рис. 3).

В плиоцене и плейстоцене коренные породы были перекрыты мощными толщами красноглинистых и лёссовых пород, в голоцене расчлененными густой сетью оврагов. Сплошной покров лёссовых отложений прослеживается здесь почти непрерывно более чем на 500 км с запада на восток и около 450 км с севера на юг.

Область лёссовых возвышенностей и плато Северной Шэньси делится на следующие геоморфологические районы (см. рис. 2): Прикушуйхэйское полого-грядовое плато; Хуаньцзян-Яньшуйские возвышенности и эрозионные горы; Фугу-Юйлинские возвышенности с отдельными массивами песков; Чинин-Лочуанские плато и холмогорья.

Прикушуйхэйское полого-грядовое плато (рис. 2, II_1) имеет редкую и слабо углубленную гидрографическую сеть. На западе оно простирается до подножий гор Нюшоушань, на севере — до границы Лёссовой провинции, а на юге — примерно до водораздела между верховьями речных систем Кушуйхэ и Хуаньцзян. На востоке плато ограничено ясно выраженным крутым склоном высотой более 200 м, замыкающим с запада Южно-Ордосскую впадину. Абсолютные отметки плато

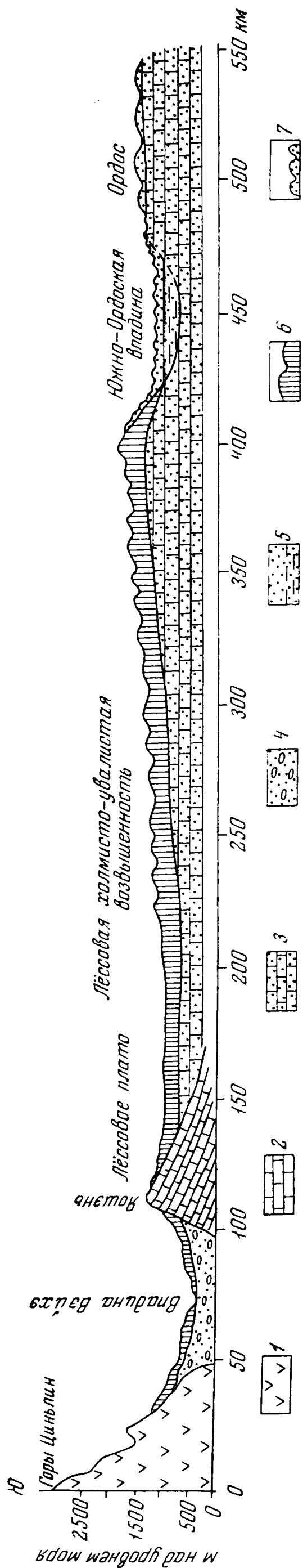


Рис. 3. Схематический меридиональный профиль через Лёссовую провинцию.

1 — граниты, гнейсы; 2 — известняки палеозоя; 3 — песчаники и сланцы мезозоя; 4 — песчано-галечные и глинистые отложения свиты саньмынь; 5 — песчано-глинистые отложения свиты сайлаусу; 6 — лёссово-красноглинистая формация; 7 — золотые пески

колеблются в среднем от 1400 до 1600 м, при этом отмечается общий уклон на север и на запад в сторону долины Кушуйхэ.

Сложено плато мощной толщей мезозойских песчаников, сланцев, конгломератов и других пород, перекрытых лёссом. Мощность лёсса возрастает с севера на юг и доходит до нескольких десятков метров. В «Региональной стратиграфии Китая» (1960) отмечается, что в Минчэне (уезд Яньчи) она достигает 100 м (стр. 171).

Хуаньцзян-Яньшуйские возвышенности и эрозионные горы (рис. 2, II₂) образуют самый крупный район в Центральной области. На севере они возвышаются непосредственно над Южно-Ордосской впадиной, на западе простираются до подножий Люпаньшаня, на юге граничат с лёссовыми плато южной части области; на востоке — тянутся до подножий Люйляншаня, включая и левобережье Хуанхэ (см. рис. 2).

В целом это глубоко и часто расчлененная лёссовая возвышенность, где глубина расчленения достигает 200—250 м. Абсолютная высота водораздела 1500—1700 м, но на северной (Байюйшань) и западной (Мацзядашань) окраинах превышает 1900—2300 м. Геологическое строение этой возвышенности такое же, как строение Прикушуйхэйского полого-грядового плато, но покров лёссово-красноглинистой формации здесь значительно более мощный.

Северный склон возвышенности в пределах Хуаньцзян-Яньшуйского района выражен очень четко и местами имеет довольно сложное строение. К югу от г. Динбянь нижняя часть склона увалистая. На абсолютной высоте около 1480—1500 м образуется слабо наклоненная поверхность типа террасовой. Она довольно устойчиво прослеживается на большом расстоянии, а на западе сливается с поверхностью Прикушуйхэйского плато. По своему происхождению эта террасовая поверхность, по-видимому, структурная. Об этом свидетельствует то, что на севере Прикушуйхэйского района на этом уровне выходят коренные породы мела, перекрытые тонким слоем лёссовых супесей. По мере движения на восток мощность супесей и песчаных лёссов возрастает и они полностью скрывают под собой коренные породы. Вместе с ними увеличиваются и абсолютные отметки поверхности.

Северный склон лёссовой возвышенности местами переходит в крутой откос, расчлененный на столбовидные и пальцевидные останцы. Будучи ограниченными вертикальными склонами, они, как и овраги, сохраняют свою форму несмотря на то, что сложены очень легкими песчаными лёссами, являющимися по механическому составу пылеватыми песками. Это объясняется, видимо, тем, что они скреплены карбонатами.

Южнее над этой террасовой поверхностью почти всюду четко прослеживается склон более высокой лёссовой возвышенности, где мощность лёссовых и красноглинистых отложений резко возрастает до многих десятков и даже сотен метров. Склон всюду расчленен частыми балками и ложбинами, по дну которых идет интенсивное оврагообразование. Еще выше начинается склон гор Байюйшань.

В целом северный склон крутой и короткий; на расстоянии 7—8 км он снижается на 500—600 м. Поэтому горы Байюйшань со стороны Южно-Ордосской впадины выделяются очень рельефно, в то время как на юг они постепенно понижаются и сливаются с прилегающей столь же расчлененной лёссовой возвышенностью.

Горы Байюйшань, откуда берут начало большинство рек, расчленяющих Центральную область, вытянуты в широтном направлении в виде гигантского вала длиной более 80 км. Он полностью перекрыт лёссовыми и красноглинистыми отложениями общей мощностью до 250—300 м, а возможно и более. Абсолютные отметки водораздельной поверхности в западной части гор, в верховьях р. Хуаньцзян, 1910—1930 м. Восточнее, на водоразделе между левыми верхними притоками р. Лохэ и верховьями р. Удинхэ, появляются плоские и полого-волнистые поверхности, постепенно понижающиеся до 1500—1400 м. Глубина вреза оврагов и долин достигает 300 м, при этом реки пропиливают всю толщу лёссовых отложений, местами образуя в коренных породах ущелья и каньоны. Русла рек в большинстве случаев порожистые. Байюйшань можно отнести к типу эрозионных лёссовых гор, рельеф которых обусловлен прежде всего аккумуляцией мощных лёссово-красноглинистых отложений, накопившихся на поверхности, испытывавшей поднятия, что и стимулировано резкое врезание гидрографической и эрозионной сети. В условиях поднятий накопление осадков могло быть только эоловым; большая же их мощность объясняется географическим положением Байюйшаня, а именно, его близостью к областям выноса эолового мелкозема.

К юго-западу от Байюйшаня, вдоль западной границы характеризуемого района в меридиональном направлении тянется водораздел Мадзядашань высотой от 2000 до 2300 м, также перекрытый сплошным плащом мощных лёссовых отложений, расчлененных глубокими оврагами. Со всех сторон в него врезаются верховья многочисленных рек, стекающих на север в р. Кушуйхэ, на восток и на юг — в р. Цзинхэ и на запад — в р. Циншуйхэ.

В долинах Хуаньцзян-Яньшуйского района обычно прослеживаются три террасы. При этом аллювиальные отложения нижних обычно бывают прислонены к коренным породам, а верхних — либо к коренным, либо к красноглинистой толще. В аллювии верхних террас почти всегда присутствуют переотложенные конкреции, вымытые из лёссовых и красноглинистых отложений. Нижние же сложены в основном галечником из коренных пород или из карбонатных конкреций. Русла врезаются в коренные песчаники, имеют крутое падение, с частыми порогами, перепадами и водоворотами. Несмотря на это, вода в них в межень прозрачная. Мелкие боковые долины и овраги узкие, иногда щелевидные с висячими устьями. Заполняются водой только во время дождей, когда в них со всех сторон поступают сток, смывающий со склонов почву и

лѣссы. При этом уровень воды в реках резко повышается, и она становится очень мутной. В некоторых долинах песчаники и сланцы обнажаются в склонах до высоты 50—60 м над руслом, а иногда и выше, а лѣссовые отложения перекрывают только верхние части склонов и водоразделы. Строение русел рек и эрозионной сети наглядно свидетельствует о неотектонических поднятиях.

Фугу-Юйлинская возвышенность (рис. 2, II₃) занимает всю северо-восточную часть Центральной области. Слагающие ее лѣссовые породы сильно опесчанены и местами перекрыты массивами барханных песков. На северные и юго-западные склоны возвышенности барханы надвигаются из Ордоса.

Абсолютные отметки водоразделов в этом районе ниже, чем в Хуаньцзян-Яньшуйском, и колеблются от 1200—1250 м на юге до 1350—1400 м на севере и повышаются до 1550 м на северо-западе.

Глубина врезания долин в северо-западной части района достигает 150—250 м. Реки имеют крутое падение, особенно в верховьях. Так, например, р. Чиньшуйчуань на протяжении 30 км своих верховьев снижается на 213 м, а р. Чжэньчуань — на 40 км длины имеет падение 205 м. Склоны долин и водоразделов расчленены густой сетью оврагов, обладающих большей частью почти вертикальными обрывами и местами доходящих до самых вершин высоких лѣссовых холмов. В дне крупных оврагов, особенно в их низовьях, а также в долинах обнажаются коренные песчаники и сланцы триаса и юры. В районе г. Шэньму, в вертикальных уступах долины Куэхэ обнажаются темно-серые коренные породы на высоту нескольких десятков метров. Очень сильно в этом районе опесчанены молодые, особенно четвертичные, отложения, как покровные лѣссовые породы, перекрывающие полностью поверхности и склоны водоразделов, так и аллювий речных террас. Один из главных источников навевания песков — близлежащие участки Южно-Ордосской впадины. Наиболее тонкие фракции песков и крупная пыль приносятся северо-западными ветрами и из более отдаленных районов. Накопление именно песчаного аллювия в долинах связано с тем, что реки северной части района в основном берут начало на севере и северо-западе, частично в пределах Ордоса, где размывают рыхлые мезозойские песчаники или песчаные озерно-аллювиальные осадки Южно-Ордосской впадины. Таким образом, и реки и ветер приносят сюда главным образом песчаные осадки.

Несмотря на легкий механический состав песчаных лѣссовых отложений, они легко размываются водой. Поэтому для северо-восточных окраин Центральной области овраги характерны не меньше, чем для более южных. При этом овраги глубиной до нескольких десятков метров ограничены вертикальными стенками, какие наблюдаются обычно и в более суглинистых лѣссах. Вместе с тем песчаные лѣссовые отложения интенсивно развеваются ветром. Господствующие процессы дефляции — одна из причин того, что желтые лѣссы здесь сильно уменьшились в мощности и местами почти отсутствуют, а почва очень опесчанена. Дефляции способствует почти сплошная распаханность территории. В результате тонкие частицы лѣссовых отложений с поверхности огромных пространств унесены, а на месте остались лишь конкреции. Из более крупных песчаных частиц сформировались массивы песчаных барханов, занимающие довольно обширные территории и засыпающие поля.

Наиболее крупные массивы барханных песков покрывают сейчас высокие водоразделы между Гаоцзяпу и Чжэньцзябао. Но на склонах долин и вдоль бровок оврагов к северу и северо-востоку от Юйлина и до Фугу барханные пески встречаются почти всюду. Следовательно, еще один источник золотых песков здесь — песчаный аллювий.

Менее опесчанены северо-западные части Фугу-Юйлинского района, расположенные севернее Южно-Ордосской впадины. Они граничат с районом Ордоса, названным М. П. Петровым (1966) «Северо-восточной песчано-галечной возвышенной равниной». Эта равнина сложена меловыми и юрскими песчаниками, на поверхности которых встречаются лишь россыпи гальки, вывезенной из этих песчаников. Песчаные массивы здесь невелики и их очень мало. Это район интенсивной дефляции, откуда весь мелкозем выносится на восток и юго-восток.

В заключение описания северных районов Центральной области необходимо коснуться пересекающих эту область долин. Для последних характерно то, что часто одна и та же долина, попадая в различные геоморфологические условия, становится то узкой и переходит в каньон, то расширяется и становится ящикообразной. В расширениях широкое плоское дно представлено молодыми низкими террасами, над которыми возвышаются вертикальные уступы высокой террасы или коренного берега, прикрытого лёссовыми отложениями. При пересечении впадин, выполненных молодыми осадками, долины расширяются до нескольких километров, а террасы формируются из рыхлых глинисто-песчаных отложений. В некоторых долинах высота одних и тех же террас изменяется в связи с новейшими тектоническими движениями. В этом отношении большой интерес представляют верховья р. Удинхэ и ее приток р. Хунлюхэ.

В верховьях Хунлюхэ, около Чжанцзяпань, долина узкая и глубокая. В ней прослеживаются три террасы. I терраса возвышается на 4 м над руслом, II — на 7—8 м и III — на 24—28 м. Первые две террасы имеют ширину в несколько десятков, местами — сотен метров и сложены супесчано-суглинистыми отложениями с редкими прослоями гравия и гальки. В обнажениях можно наблюдать ясное прислонение этих террас к более древней III террасе. Она шире других и сливается с поверхностью окружающей равнины, сложенной озерно-аллювиальной позднеплейстоценовой свитой сайлаосу и перекрытой местами барханами. Состоит терраса из яснослоистых светло-коричневых супесей, легких суглинков и тонкозернистых песков с редкими прослоями гальки и гравия общей мощностью 15 м. Ниже залегает толща красновато-коричневых суглинков и супесей с известковыми конкрециями, неслоистых, относящихся к лёссовой толще.

В 15 км ниже Чжанцзяпаня р. Хунлюхэ врезается в коренные песчаники. Долина резко сужается и углубляется, русло становится порожистым, в нем появляются водопады. В 25—28 км ниже Чжанцзяпаня долина превращается в узкое и глубокое ущелье. Ширина его внизу измеряется несколькими метрами, глубина достигает 70—80 м (рис. 4). Нижняя половина склона ущелья сложена диагонально-слоистыми песчаниками мела, верхняя — внизу суглинистыми розовыми, а вверху — песчаными слоистыми аллювиальными отложениями. На поверхности они развеяны и к долине подходят оголенные эоловые пески.

Ниже по течению долина постепенно расширяется и здесь на высоте нескольких десятков метров над руслом реки появляется прислоненная узкая III терраса. Такое высокое ее положение и общий характер долины указывают на молодость врезания р. Хунлюхэ, связанного с новейшими тектоническими движениями.

Дальше долина расширяется еще больше и приобретает ящикообразную форму. Глубина ее возрастает до 100 м и более. Плоское днище представлено I террасой, над которой иногда выделяется II терраса высотой до 10—15 м над рекой. Выше идет уступ высокой аллювиальной равнины, сложенной тонкослоистой песчаной свитой сайлаосу. К нему на высоте 50—60 м иногда прислоняется узкая, по-видимому III терраса, сложенная светло-серыми песками. В правых бортах долины



Рис. 4. Глубокий и узкий клям р. Хунлюхэ

часто видны коренные песчаники, поднимающиеся почти до бровки склона долины. Местами можно наблюдать прислонение к ним аллювиальной толщи сайлаосу. К долине с обеих сторон подходят барханы, которые к северу от нее полностью перекрывают равнину, иногда опускаются и в долину по ее левому склону. Склоны изрезаны глубокими и узкими оврагами, балками и впадающими в Хунлюхэ ручьями. Русла последних чаще всего порожистые, врезанные в коренные породы. Многие овраги имеют висячие устья.

В 50—55 км от Чжанцзяпаня долина р. Хунлюхэ вновь резко сужается и превращается в каньон. В русле появляется водопад. Однако у впадения в р. Удинхэ она вновь широка, с двумя низкими и двумя высокими террасами. Верхняя соответствует аллювиальной равнине, сложенной свитой сайлаосу и покрытой перевеянными песками.

Ниже устья Хунлюхэ долина р. Удинхэ имеет ящикообразную форму. По широкому плоскому днищу круто меандрирует неврезанное русло шириной около 0,5 км. Склоны долины крутые и высокие, и в них врезаются глубокие и узкие долины притоков и овраги. Но в 12—14 км ниже устья Хунлюхэ долина Удинхэ сужается, превращаясь в узкий и глубокий каньон. В русле образуется водопад высотой 3—4 м.

Через 2—3 км долина снова резко расширяется. Перед расширением с обеих сторон в р. Удинхэ впадают два ручья, текущих по узким глубоким ущельям, вытянутым вдоль одной линии. Возможно, что они проходят по пересекающему долину р. Удинхэ сбросу, по которому происходит опускание расположенного ниже широкого отрезка долины. На расширенном отрезке долины русло реки широкое, не врезанное, с низкими затопленными берегами; низких террас нет. Склоны долины крутые, перекрытые песками, приуроченными к высокой террасе. Выше идут склоны с лёссовым покровом, залегающим на коренных песчаниках.

Долины рек Удинхэ и Хунлюхэ проходят вдоль южной окраины Южно-Ордосской впадины по границе с Лёссовой провинцией. Поэтому

на тех участках, где они врезаются в склоны лёссовой возвышенности, сложенной в основании коренными породами, они узки и глубоки. А там, где реки прокладывают свои русла среди рыхлых осадков Южно-Ордосской впадины, долины расширяются и реки аккумулируют аллювий.

Чинин-Лочуаньские плато и холмогорья (рис. 3, II₄) занимают южную часть области лёссовых возвышенностей и плато Северной Шэньси. Наибольшие площади занимает плато Дунчжиюань или Чинин, расположенное в западной части района, и плато Лочуань, лежащее на востоке. Между этими плато находятся низкие горы Цзиулин.

Плато Дунчжиюань, или Чинин, окружено с трех сторон горами: на западе и юго-западе хребтом Люпаньшань, на юге холмогорьями Юншоулин, на востоке — горами Цзиулин. На юго-востоке оно, обходя с юга Цзиулин, сливается с плато Лочуань, а на севере граничит с лёссовой возвышенностью. Поверхность плато плоская, рассеченная густой сетью оврагов глубиной до 120—160 м, имеющих крутые, часто вертикальные склоны и четко выраженные бровки. На склонах чрезвычайно интенсивно развиваются обвалы, оползни, оплывины; овраги быстро растут и уничтожают полезные земельные угодья. По окраине плато, вблизи низких гор и лёссовой возвышенности, овражное расчленение так велико, что плоская поверхность плато местами почти полностью уничтожена, а верховья оврагов часто соприкасаются. В центральных и южных районах расчлененность меньше; оврагами здесь занято 40—60% территории. Поэтому плато Чинин делится на два подрайона: плоские плато с относительно редкой овражной сетью и плато, часто расчлененные оврагами. Переход между ними постепенный.

Абсолютные отметки центрального подрайона плато Чинин колеблются около 1200—1300 м, а по периферии достигают 1500—1600 м. Склоны, почти отсутствующие в центре плато, на окраине становятся преобладающим элементом рельефа. Они почти сплошь покрыты искусственными террасами. В центральной части базой земледелия является сама поверхность плато, а искусственные террасы имеются только в пределах овражных и речных долин.

Плато расчленяется рядом крупных долин бассейна р. Цзинхэ. Почти все они имеют широкие плоскодонные днища, ограниченные крутыми или вертикальными уступами. В склонах долин обычно выходят коренные породы, представленные горизонтально залегающими песчаниками и сланцами мела или юры. Местами по южной и восточной периферии появляются более древние породы. Иногда коренные отложения поднимаются на высоту нескольких десятков метров над руслом реки, но чаще бывают перекрыты лёссовыми породами. В нижней части склона, на высоте 2—3, 4—6 и 25—30 м к ним прислоняются аллювиальные террасы, причем высокие перекрыты лёссом.

Выше, почти на всех склонах крупных долин, наблюдаются две или три литоморфные ступени, сложенные лёссовыми отложениями, залегающими непосредственно на коренных породах. В районе Пинляна они располагаются на высоте 70—80, 135—140 и 175—190 м над руслом р. Цзинхэ. В разных местах высота этих террасовых поверхностей над рекой и относительные превышения одной над другой различны. Особенности их распространения и строения позволяют предположить, что они, как и в Восточной области, представляют собой структурные или денудационные поверхности, выработанные в коренных породах и перекрытые лёссовой толщей.

В некоторых мелких долинах и оврагах, расчленяющих склоны крупных долин, в отличие от них самих, отмечается врезание русла, особенно интенсивное в низовьях речек. Так, например, в средней части овражной долины речки Няньсяохэгоу в уезде Сифэн, врезанной в плато почти

на 200 м, русло сравнительно широкое и над ним возвышаются две низкие аккумулятивные террасы, сложенные конкрециями, вымытыми из лёссовой толщи. Ниже по течению ручей врезается в песчаники и через несколько сот метров уже протекает в щели шириной всего в 2—3 м при глубине 10—15 м. Все впадающие в него овраги имеют висячие устья.

Все это указывает на роль современных тектонических движений, в результате которых происходит опускание днищ некоторых крупных долин и котловин и накопление в них аллювия, в то время как впадающие в них мелкие речки интенсивно врезаются в их склоны и прилегающие междуречья.

Плато Лочуань занимает площадь в два раза меньшую, чем плато Чинин. Как и последнее, оно с трех сторон окружено низкими горами: с запада Цзиулин, с юга — мелкими массивами Тэйсяншань, Яошань и Еваншань, с востока — Хуанлуньшань. К северу простирается глубоко-расчлененная лёссовая возвышенность.

По строению рельефа плато Лочуань и Чинин схожи. По степени расчленения Лочуань также делится на два подрайона. Более обширная территория с относительно разреженной гидрографической и эрозионной сетью располагается в центральных и южных его частях, а сильно расчлененное плато с частыми и сближенными оврагами и долинами, придающими междуречьям характер увалов с плоскими вершинами, занимает северные, северо-восточные и северо-западные окраины. Глубина врезания гидрографической сети достигает 250 м. Абсолютные отметки плато колеблются от 800 до 1000 м в центре и на юге, от 1000 до 1500 м на севере и вблизи гор. Следовательно, менее расчлененные участки плато находятся на более низких уровнях, чем участки сильнее расчлененные, что наблюдалось и на плато Чинин.

Однако в строении рельефа этих двух плато имеются и различия. На плато Лочуань плоские поверхности, характерные для плато Чинин, занимают лишь незначительные площади. Даже в наименее расчлененных районах поверхность плато имеет слабоволнистый рельеф, переходящий местами в пологоувалистый. Поэтому здесь террасовое земледелие развивается не только в долинах, но и на междуречьях вблизи последних. Даже на приводораздельных участках нередко приходится сооружать пологие водозадерживающие валики.

Наличие в рельефе линейно вытянутых понижений способствовало развитию оврагов. Их верховья часто встречаются и перепиливают водоразделы именно по широким ложбинообразным понижениям. В результате центральные и южные части плато Чинин и эрозионная сеть на них значительно гуще. На междуречьях плато Лочуань, кроме того, наблюдаются процессы смыва, отсутствующие на плоских поверхностях плато Чинин.

На юге плато Лочуань граничит с равниной Вэйхэ, которая лежит ниже его на 100—150 м. По дороге Бейшуй-Пучэн на склоне отмечаются литоморфные ступени поверхности на высоте примерно 50 и 120—130 м над верхней террасой Вэйхэ вблизи г. Пучэн. По всей вероятности это такие же структурные поверхности, перекрытые лёссовой толщей, какие встречаются и в других местах лёссового плато вдоль долин.

Горы Цзиулин занимают водораздельное пространство между бассейнами среднего течения рек Цзинхэ и Лохэ. Их абсолютные отметки поднимаются до 1800 м. Горы имеют сильно расчлененный рельеф и частично облесены. По восточной и северной окраине они снижаются до 1300 м, и на них появляется лёссовый покров небольшой мощности, прерывающийся на крутых склонах.

Южные склоны гор более крутые. В них глубоко врезаются узкие долины с быстротекущими порожистыми речками. Здесь обнажаются преимущественно крутопадающие дислоцированные песчаники, сланцы

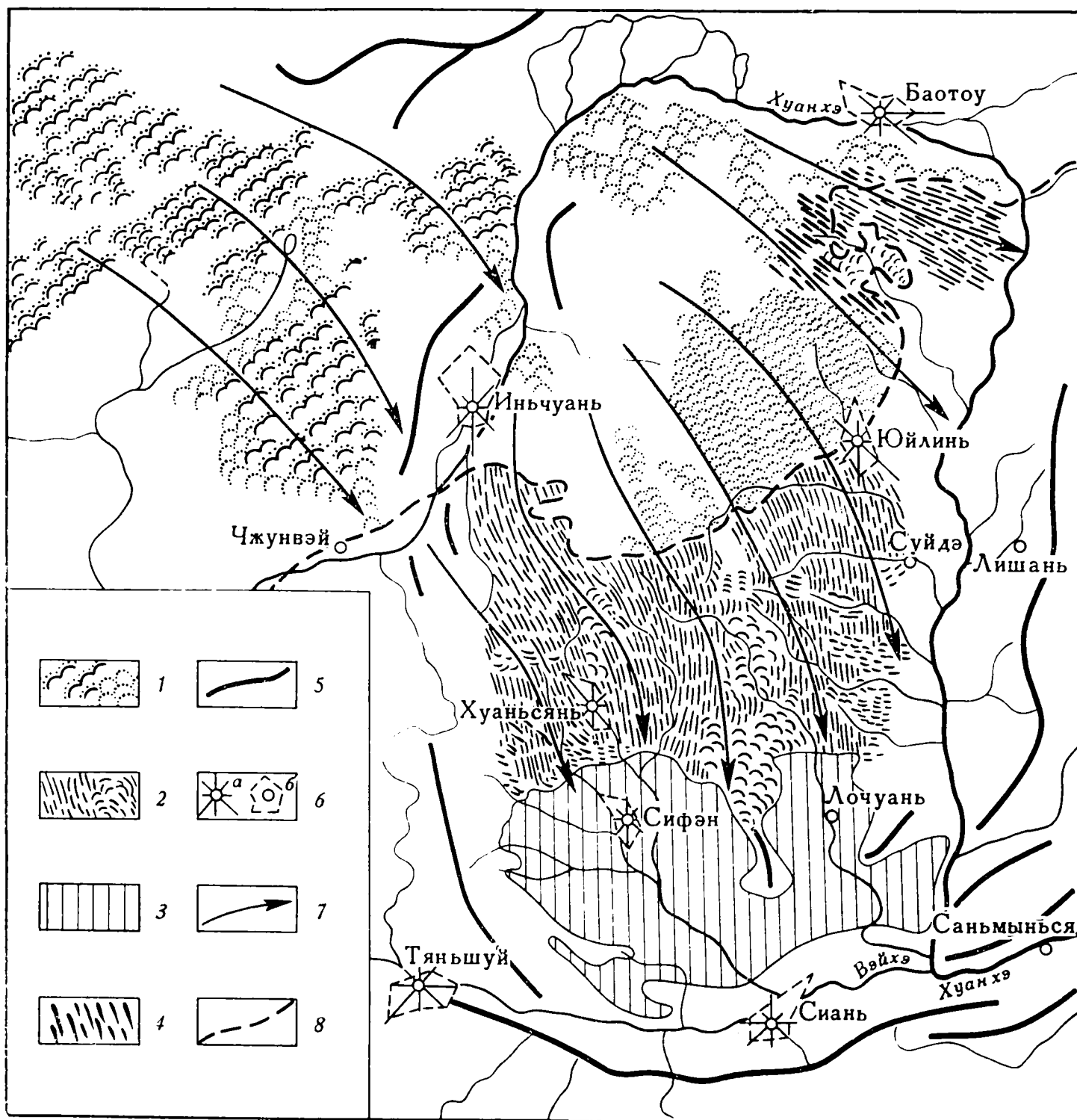


Рис. 5. Схематическая карта лёссового рельефа центральной области Лёссовой провинции.

1 — рельеф песков; 2 — преобладающее направление гряд, валов и увалов на лёссовых возвышенностях; 3 — первично нерасчлененные лёссовые плато; 4 — дефляционные увалы; 5 — направление хребтов; 6 — розы ветров: а — летних, б — зимних; 7 — преобладающее направление ветров; 8 — граница Лёссовой провинции

и известняки. Боковые притоки почти все имеют висячие устья. В террасах, прислоняющихся к коренным берегам, обнажаются щебень и галька, смешанные с глыбами коренных пород и коричневыми суглинками. Лёсс задерживается только на относительно пологих участках склонов. И только там, где долины несколько расширяются и склоны делаются более пологими, появляется покров красно-коричневых суглинков. Лёссовый покров становится сплошным на сниженных окраинах, где горы граничат с лёссовыми возвышенностями и плато.

Общей чертой рельефа междуречий Центральной области является его закономерное строение, охарактеризованное нами ранее (Кесь, 1963). Здесь особенно ярко представлен типичный лёссовый рельеф, для которого характерны лёссовые гряды, вытянутые в направлении, преимущественно близком к меридиональному. На определенных участках они правильно сочетаются с холмами или более крупными формами — увалами. Овраги, врезанные в межгрядовые понижения и вследствие этого параллельные грядам, так же, как и они, в плане имеют геометрически правильное строение. Лёссовый рельеф, распространенный почти во всех лёссовых областях не только Азии, но и других континентов благодаря сочетанию природных условий, а также большой

мощности лёссовой толщи, в Лёссовой провинции выражен особенно ярко. Здесь четко прослеживается его зональное распространение и связь с гранулометрическим составом лёссов. При движении с севера на юг можно установить все переходы от песков к песчаным и далее супесчаным и суглинистым лёссам и соответственно от эолового рельефа песков Ордоса до глубоко первично расчлененных лёссовых возвышенностей и далее лёссовых плато (рис. 5).

Геоморфологическая область лёссовых возвышенностей и низких гор Лунси

Область располагается в западной части Лёссовой провинции и по площади занимает значительно меньше одной трети ее территории. В «Геоморфологическом районировании Китая» (1960) эта область описана под названием «Средние горы и лёссовые холмы Ганьсу». Но значительно чаще ее называют впадина Ганьсу, или Лунси,— при двучленном делении провинции Ганьсу или впадина Лунчжун — при трехчленном.

Границы области Лунси проходят на севере и западе по границе Лёссовой провинции, на востоке — вдоль восточных подножий хребта Люпаньшань, на юге — вдоль северных хребтов Циньлин. На западе граница проводится в значительной степени условно, так как область примыкает здесь к коридору Хэси, или Ганьсуйскому, который также перекрыт сплошным мощным лёссовым покровом. Типичный лёссовый ландшафт со свойственным ему рельефом простирается и дальше на запад, захватывая склоны Наньшаня, и ничем не отличается от ландшафта области Лунси. Однако коридор Хэси обычно к Лёссовой провинции не причисляют, а выделяют в самостоятельную область.

Лунси отличается от других областей Лёссовой провинции тем, что большая часть ее территории имеет отметки, превышающие 2000 м над уровнем моря, а глубину расчленения до 500 м. Основными и наиболее распространенными типами рельефа здесь являются глубоко расчлененные лёссовые возвышенности, но наряду с ними встречаются плато, равнинные межгорные впадины, а также низкие и средневысотные горы.

Область Лунси в намеченных выше границах лежит за пределами Ордосской плиты. Ее геологическое строение отличается от строения более восточных территорий, что указывает на то, что она прошла иной тип развития.

Основные территории Лунси сложены мощной толщей палеогеновых и неогеновых красноцветных пород, которые погребли более древние отложения. Залегающие выше лёссовые осадки не имеют сплошного распространения. По периферии области и особенно в горах обнажаются древние кристаллические изверженные и метаморфические породы: граниты, грано-диориты, гнейсы, а также палеозойские сланцы, филлиты, кварциты и др. Мезозойские отложения и, в частности, отложения юры и мела, покрывающие обширные территории на востоке, здесь распространены ограниченно, но ими почти полностью сложен хребет Люпаньшань. Геологическое строение области указывает на то, что она на протяжении длительного периода была сушей и в мезозое, когда площадь северного Шэньси была покрыта замкнутыми пресноводными бассейнами. Они затопляли лишь прилегающие краевые части области Лунси.

В палеогене на территории области происходит накопление мощной толщи красных и серых косослоистых песчаников, песков, конгломератов, пресноводных известняков, красных слоистых глин, среди которых встречаются прослойки и прожилки гипса. Это так называемая

свита Гуюань общей мощностью от 100 до 1000 м (Ли Сы-гуань, 1952). Она сильно дислоцирована.

В конце палеогена — начале неогена в результате луншаньских движений были образованы горы Люпаньшань, а в более западных районах обособились впадины, в которых началось накопление свиты ганьсу. Позднее основные территории области были приподняты. По ее окраине отмечаются смятия и разрывы. Поднятие произошло, по-видимому, на границе неогена и плейстоцена. Оно сопровождалось эрозийным расчленением водоразделов и врезанием долин. Свита ганьсу почти сплошь перекрывает пространства области Лунси и поднимается на склоны окружающих гор до 2500—2600 м. Состоит она из неоднородных и быстро фациально изменяющихся преимущественно пролювиальных, озерных и аллювиальных отложений, представленных красными и серо-зелеными глинами местами с примесью гальки и щебня, глинистыми песчаниками и сланцами с прослоями и линзами мергелей и прожилками гипса. Общая мощность свиты от нескольких сотен до 1500 м. Она относится к неогену, а самые верхние ее слои — возможно и к плейстоцену.

На протяжении всего плейстоцена на пространствах области Лунси шло интенсивное накопление лёссов, которые поднимаются в горах до высоты 2800 м. Ниже свободными от них остаются молодые террасы и крутые склоны гор, в частности хребет Люпаньшань.

Широкое, почти сплошное распространение в области Лунси свиты ганьсу позволило рассматривать эту область как впадину. Однако характер распространения и неодинаковые мощности ганьсуси не подтверждают наличия здесь единой впадины. Мощности этих отложений резко колеблются и даже в центре области местами приближаются к нулю, а на поверхности появляются древние коренные породы. Распределение отметок рельефа также не выявляет единой впадины. Наивысшие отметки оказываются как раз в центре, между Люпаньшанем и Хуанхэ. Здесь располагается водораздел Хуацзялин между реками, текущими, с одной стороны, на север и северо-запад в р. Хуанхэ, с другой, — на юг и юго-восток — в р. Вэйхэ. Абсолютные отметки Хунцзялина 2560 м на западе и около 2300 м в средней части между городами Тунвэй и Динси. В этой средней части водораздел почти под прямым углом поворачивает на северо-северо-восток и в целом повторяет угол, под которым соединяется Циньлин и Люпаньшань.

В «Геоморфологическом районировании Китая» указывается, что Хуацзялин в его западной части продолжает горы Синлуншань и Махэншань (Мацзяошань), являющиеся юго-восточным окончанием Наньшаня. Следовательно, «впадина» Лунси делится этим выступом древних пород по крайней мере на две части.

В работе Ван Дэ-цзи и др. (1953), посвященной геоморфологическому районированию района Ланьчжоу, отмечается, что в западной части области Лунси расположены три крупные впадины, образовавшиеся во время яньшаньского орогенеза: Юйчжун-Гаолань-Юньдэн, Цзиньюань и Линся-Линтао. В пределах этих впадин выделяются более мелкие котловины, образовавшиеся в период луншаньских движений.

В. Г. Лебедев (1968) характеризует обширную тектоническую впадину Ланьчжоу, выполненную третичными отложениями. Располагается она в области сопряжения Китайской платформы с геосинклинальной зоной Наньшаня и отличается проявлением активных неотектонических движений. Таким образом, новые исследования не подтверждают наличия между Люпаньшанем, Циляншанем и Циньлином единой впадины.

На основании геоморфологического строения области Лунси, в ее пределах можно выделить пять геоморфологических районов: Хуацзялин-Прихулухэйская возвышенность, Притаохэйская возвышенность и

низкие горы, Ланьчжоу-Юндэнские плато и равнины, Прициншуйхэйские низкие горы, плато и возвышенности, Люпаньшаньские горы.

Хуацзялин-Прихулухэйская возвышенность (рис. 2, III₁) занимает юго-восточную и центральную части области Лунси. Это глубоко расчлененная лёссовая возвышенность с отметками водоразделов от 1700 м в районе Тяньшуя до 2560 м на Хуацзялине и около 2400 м к северу и западу от него. На востоке она довольно четко отграничена от предгорий Люпаньшаня, где преобладает рельеф холмогорий, не имеющих сплошного лёссового покрова и частично поросших лесом и кустарником.

По дороге Лундэ—Тяньшуй в 20—25 км к юго-западу от Лундэ, с водораздела самых западных холмогорий открывается широкий вид на глубоко расчлененную лёссовую возвышенность, склоны которой сплошь террасированы и возделываются. На одном склоне насчитывается до 20—30 искусственных террас. Лёссовая возвышенность дробно расчленена на гряды (лянь) и холмы (мао), вершины которых лежат приблизительно на одном уровне — около 2000 м над уровнем моря. Глубина врезания долин превышает 200—300 м. В крутые склоны лян и мао врезаются овраги, большей частью глубокие и узкие с очень крутыми, иногда отвесными склонами. Верховья оврагов, расчленяющих противоположные склоны, нередко сходятся, и водоразделы между ними превращаются в узкие гребни, тянущиеся между двумя мао, имеющими крутые склоны и полого закругленные вершины.

Лёссовые отложения, мощность которых резко возрастает к западу от Люпаньшаня, полностью скрывают на междуречьях свиту ганьсу, обнажающуюся лишь в оврагах и долинах. Однако здесь нередки выходы и древних коренных пород. Например, долина р. Селюхэ (приток р. Хулухэ) дважды резко сужается и превращается в ущелья в местах выхода древних метаморфических пород, которые сильно дислоцированы. За их пределами долина р. Селюхэ широка и русло ее покрыто галечником. Над рекой на высотах 3—4 и 6—8 м возвышаются террасы. В их аллювии встречаются прослой гальки, количество которой уменьшается по мере движения на запад, где начинает преобладать суглинок.

Выходы коренных пород наблюдаются и в долинах р. Хулухэ. Например, выше города Циньань древние коренные породы поднимаются в склонах долины на высоту не менее 50—70 м. Долина здесь резко сужена, а вблизи г. Циньань вновь расширяется и имеет плоское днище с низкими террасами и крутые высокие склоны, перекрытые лёссовой толщей.

В долине р. Вэйхэ к северу от г. Тяньшуя докембрийские метаморфические породы слагают берега суженной долины на высоту не менее 30—40 м. Здесь на их размытой поверхности залегают красноцветная толща ганьсуси, а выше по склону — лёссовые отложения. В долине Цзехэ (Цзешуй) около г. Тяньшуй обнажаются в основном третичные отложения, к которым прислоняется лёссовая толща, а внизу — аллювий террас, имеющих высоту 5—7 и 12—15 м над руслом и сложенных темными, иногда гумусированными слоистыми суглинками. Выше выделяются еще две или три лёссовые террасовые поверхности. Верхняя из них находится на высоте около 200 м над рекой. Поверхность водораздела, перекрытого лёссом, поднимается над рекой на высоту около 500 м. Абсолютные отметки водораздела колеблются в пределах 1600—1700 м. Мощность лёссового покрова, сплошь перекрывающего здесь водораздельные пространства, неодинакова и достигает, судя по разрезам в оврагах, двух-трех десятков метров.

На Хуацзялине шурф глубиной 12 м, заложенный на высоком холме, из лёссов не вышел, но местами свита ганьсу залегает здесь непосредственно ниже почвенного слоя и лёссы отсутствуют. К западу от водо-

раздела Хуацзялин мощность лёссовой толщи возрастает и полностью скрывает красноцветные отложения ганьсуси. Здесь они обнажаются только в оврагах, врезающихся в днище нижней и средней части понижений и ложбин. Это указывает на молодость эрозионных процессов, которые еще не успели врезаться в этот водораздел.

В районе Динси рельеф глубокорасчлененный, увалисто-холмистый. Глубина расчленения достигает 300 м. Долины широкие с плоскими днищами и крутыми склонами. Абсолютные отметки водоразделов 2200—2300 м, при этом наиболее высокими являются отдельные холмы, возвышающиеся над поверхностью увалов на 50—60 м. Они имеют полого закругленные вершины и длинные склоны крутизной около 15—20°. Мощность лёссовой толщи равна нескольким десяткам метров, а местами, возможно, достигает 100 м. Расчленяется эта возвышенность в основном долинами, крупными балками и ложбинами. Овраги разрезают днища балок и ложбин, а также склоны долин. На склоны водоразделов обычно поднимаются лишь более мелкие формы эрозионного рельефа.

Меньшая расчлененность оврагами центральной и западной частей района обусловлена, по-видимому, большей аридностью его климата.

Притаохэйские возвышенность и низкие горы (рис. 2, III₂) располагаются в пределах выделенной Ван Дэ-цзи впадины Линьтао, охватывая на севере горы Лачишань (Цидаолин) и Синлуншань, а южнее левобережье и правобережье среднего и нижнего течения р. Таохэ, водораздел Гуаньшань, отделяющий бассейн рек Таохэ и Вэйхэ, и верховья бассейна р. Вэйхэ. Рельеф его отличается большей глубиной расчленения, более высокими отметками, меньшим распространением оврагов и лёссовых отложений, широкими долинами с плоскими днищами и длинными крутыми склонами. На водоразделах, имеющих отметки 2300—2500 м, распространены мао с закругленными мягкими вершинами и относительно пологими склонами. Склоны почти сплошь покрыты искусственными террасами.

Основными геологическими породами района являются глины и конгломераты свиты ганьсу, которые обнажаются в склонах долин и прослеживаются до водоразделов. Лёссы не образуют здесь сплошных покровов и мощность их большей частью незначительна. На юге, на крутых склонах, лёсс отсутствует, на пологих мощность его составляет 1—3 м, а на гребнях увалов и особенно на вершинах холмов достигает 10 м и более. На севере района она возрастает и лёссовый покров становится почти сплошным.

Долины, расчленяющие район, имеют террасы на высоте около 4—5, 8—10 и 20—25 м. Верхняя терраса в основании сложена свитой ганьсу, выше которой залегает галечник, местами перекрытый лёссом. Оврагов в районе сравнительно немного.

Горы на севере района образуют три отдельных массива, окруженных лёссовыми возвышенностями. Все они имеют общее северо-западное простираие, совпадающее с простираием восточной оконечности Наньшаня.

Самым северо-восточным горным массивом является Махэншань (Мацзяошань), имеющий максимальную отметку 3502 м над ур. м. Общая его протяженность с северо-запада на юго-восток около 30—35 км, а в перпендикулярном к этому направлению — 10—15 км. К северо-востоку от него тянется узкий межгорный коридор шириной 2—4 км, отделяющий его от гор Синлуншань, максимальная отметка которых равна 2900 м над ур. м. Склоны его очень крутые, местами переходят в скалистые обрывы. Долины глубоко врезаны и частично переходят в узкие ущелья. Синлуншань, как и соседние горные массивы, сложен древними кристаллическими породами, большей частью

лишенными лёссового покрова. Однако на северных склонах Синлуншаня на высоте около 2500 м лёсс появляется. Ниже он образует покров переменной мощности: от 1 м на крутых склонах до 60 м — на пологих. От древних пород лёсс отделен тонким слоем элювиально-делювиальных красных песчаных глин, смешанных с щебнем.

Район Ланьчжоу-Юндэнских плато и равнин (рис. 2, III₃) занимает северо-западную часть области Лунси, располагаясь на обоих берегах р. Хуанхэ. Долина Хуанхэ на территории Лёссовой провинции имеет неоднородное строение. При пересечении гор — это узкие скалистые ущелья шириной в несколько сот метров и глубиной, относительно прилегающих водоразделов, до 500 м. Таковы ущелья Люцзяся, Санюанься, расположенные в 15 км ниже г. Ланьчжоу, и другие. В межгорных впадинах долина расширяется на многие километры и имеет хорошо развитые террасы и пойму. В районе г. Ланьчжоу р. Хуанхэ пересекает обширную тектоническую впадину, выполненную мощными толщами отложений свит гуань и ганьсу, перекрытых вблизи реки аллювием. Ланьчжоу расположен на широкой второй террасе р. Хуанхэ.

Рельеф Ланьчжоу-Юндэнского района представлен преимущественно глубокорасчлененными лёссовыми возвышенностями, плато и равнинами. К юго-востоку от г. Ланьчжоу и к северу от гор Синлуншань находится межгорная котловина с равнинным рельефом. Она расчленяется р. Юйчжунхэ (Хуньшуй), текущей на северо-запад в Хуанхэ, и ее притоками. Абсолютные отметки равнины около 1700—1800 м. Сложена она осадками свиты ганьсу, на расчлененной поверхности которой залегают галечники, выше тонкие слоистые пески и затем лёссовые отложения. Перед впадением в Хуанхэ реки, расчленяющие равнину, резко в нее врезаются и образуют узкие и глубокие каньоны. Таким образом, центральные части межгорной впадины р. Хуньшуй представляют собой аллювиально-пролювиальную равнину, перекрытую лёссом. По ее окраине располагаются лёссовые возвышенности высотой 2400—2500 м; их рельеф глубоко и часто расчленен, а на склонах выделяются террасовые поверхности.

Ярусность рельефа, выражающаяся в наличии слабо наклоненных поверхностей, ограниченных более крутыми перегибами склона, характерна как для склонов плато, так и для склонов лёссовых возвышенностей. Как видно из предыдущего, она встречается почти всюду в Лёссовой провинции вдоль склонов крупных долин и по окраине межгорных впадин, причем вблизи долин лёссовые террасовые поверхности возвышаются над речными террасами и как бы образуют с ними единую лестницу. Они представляют собой денудационные поверхности, на которых в плейстоцене накапливались лёссовые отложения. Их можно отнести к типам рельефа денудационно-аккумулятивного происхождения.

В 3 км к востоку от Ланьчжоу террасирован левый берег р. Хуанхэ.

I надпойменная терраса, возвышающаяся на 10—12 м над рекой, сложена молодым слоистым аллювием, который состоит из светлорычневых лёссовидных супесей, переслаивающихся с неоднородным пылеватым песком и прослоями и линзами хорошо окатанной гальки.

II терраса высотой 30—40 м над рекой сложена тонкослоистыми супесями, переходящими в пески, с прослоями коричневого суглинков и линзами хорошо окатанной гальки. В основании их местами выходят красные неоднородные слоистые песчаники свиты ганьсу. Перекрыта терраса лёссом мощностью около 3—4 м.

III терраса, возвышающаяся на 75—85 м над рекой, сложена в основании песчаниками ганьсуси, выше которых залегает галечник из хорошо окатанной, преимущественно плоской и овальной формы, крупной (до 10 см) гальки, смешанной с серым песком и гравием и пере-

слаивающийся с таким же песком, среднезернистым, чистым, рыхлым. Общая мощность галечника и песка 9—10 м. Выше лежат тонкослоистые супеси, переслаивающиеся с песком и суглинком, мощностью 6—8 м. Перекрыты они тонкими лёссовидными супесями со слабо заметной слоистостью, переходящей выше в неслоистые светло-желтые супесчаные лёссы, достигающие мощности 15—20 м.

IV терраса, имеющая высоту 100—120 м над рекой, сложена внизу также ганьсуйской свитой, на размытой поверхности которой залегает мощный галечник и затем лёссы. Строение этой террасы лучше видно на правом берегу Хуанхэ по дороге на Динси. Здесь в 8—10 км от центра г. Ланьчжоу, где дорога поворачивает от р. Хуанхэ и проходит по узкой долине, в обрыве над дорогой прослеживается слой галечника очень неодинаковой мощности, залегающий на сильно расчлененной поверхности красноцветной толщи ганьсуси. Галечник, местами сцементированный, состоит из гальки, не всегда хорошо окатанной, иногда угловатой и имеющей весьма разные размеры, смешанной с гравием и валунами диаметром до 0,5 м. В галечнике встречаются прослой и линзы светло-коричневого плотного лёссовидного суглинка мощностью до 2 м. Общая наибольшая мощность галечника достигает 30 м. Интересно отметить, что нижняя граница галечника неровная, он заполняет неровности древнего расчлененного рельефа, выработанного в свите ганьсу, верхняя же граница ровная со слабо заметным уклоном в сторону р. Хуанхэ. Выше галечника IV терраса сложена слоистыми светло-коричневыми лёссовидными суглинками, местами содержащими тонкие прослой и линзы гравия и гальки. Общая мощность суглинков 8—10 м. Перекрыты они, как и в более низкой террасе, супесчаным неслоистым лёссом мощностью 30—40 м.

Над IV террасой, еще достаточно четко выраженной в рельефе, находится высокая возвышенность с сильно расчлененным рельефом. Некоторые исследователи называют ее VI террасой (считая пойму за первую), однако по характеру рельефа и геологическому строению она отличается от более низких террас и вообще мало похожа на террасу.

Это высокая, постепенно спускающаяся от гор к долине Хуанхэ глубокорасчлененная возвышенность, но иногда ее поверхность ровная, имеющая характер высокого плато, как это наблюдается на правом берегу над Ланьчжоу. Рельеф возвышенности чаще увалистый; увалы имеют крутые склоны и узкие гребневидные поверхности, обычно неровные, с частыми седловинами и выделяющимися между ними невысокими холмами. По межувальным понижениям врезаются овраги, а крутые склоны почти сплошь испещрены промоинами и просадочно-эрозионными воронками.

Эта возвышенность имеет в районе Ланьчжоу наиболее высокий уровень. Она располагается на отметках около 1800—2000 м, а отдельные вершины, как, например, гора Сюйцзяшань, достигают 2050 м. Сложена она вблизи Хуанхэ, так же как и террасы, красноцветными отложениями свиты ганьсу, поверхность которых здесь срезана и перекрыта слоем галечника. Галечник, имеющий мощность 4—5 м, очень четко выделяется на склонах в овражной долине Логогоу, на горе Сюйцзяшань, прослеживается далеко на север в склонах боковых долин и залегает не только на срезанной поверхности свиты ганьсу, но и на древних коренных породах, перекрывая единую поверхность. Замеры показали, что слой галечника имеет общее падение в сторону Хуанхэ, понижаясь с севера на юг на протяжении 6 км приблизительно на 50 м. Кроме того, отмечено, что он имеет падение и на восток, по направлению течения Хуанхэ, под углом около 3—4°. Состоит галечник из хорошо окатанной гальки разного размера, но с преобладанием крупной, имеющей в диаметре 10—15 см. В галечнике прослеживаются про-

слои серого слюдистого песка мощность по 5—10 см и серого гипса мощностью до 3 см, цементирующего гальку. Выше галечника залегает слоистый плотный светло-коричневый лёссовидный суглинок, тонко переслаивающийся с такого же цвета супесями мощностью 8—10 м. Перекрыты все эти древние аллювиальные отложения толщей тонких супесчаных лёссов, мощность которых здесь значительно превышает 200 м. В «Региональной стратиграфии Китая» (1960) указывается, что в Восточном Ганьсу мощность лёсса превышает 310 м.

Таким образом, в основании самой высокой поверхности вблизи долины залегает аллювий, отложенный, по-видимому, Хуанхэ и ее притоками в нижнечетвертичное время. Но позднее на выработанной деятельностью рек террасе началось интенсивное накопление лёссовых отложений, которые не только полностью ее погребли, но и создали своеобразный рельеф, не свойственный террасам, а характерный для типичных лёссовых плато и возвышенностей, формировавшихся без участия рек.

Лёсс накапливается и на более молодых террасах, причем мощность его тем меньше, чем моложе терраса. Уровень террасовой поверхности, выработанной рекой, так же как и у Саньмыньси, будет на высоту, соответствующую мощности лёссов, ниже. Рельеф четвертой террасы, где мощность лёсса достигает 30—40 м, выработан не речной деятельностью, а сложился в процессе накопления лёссовых отложений. Следовательно, считать четвертую террасовую поверхность террасой р. Хуанхэ можно только с известной оговоркой. Это тем более относится к более высокой поверхности.

На левобережье Хуанхэ, к северу от Ланьчжоу, поверхность, аналогичная описанной, тянется на 60—65 км. Ближе к Хуанхэ развит глубокорасчлененный холмистый и холмисто-увалистый рельеф, сложенный в основании красноцветными отложениями свиты ганьсу, а в более северных районах нижнетретичными породами. Поверхность последних сильно расчленена и перекрыта галечником, выше которого залегают слоистые супесчано-суглинистые осадки и затем лёссы.

Севернее рельеф становится более сглаженным, овраги почти исчезают, балки и долины расширяются и выполаживаются и лишь в наиболее крупных долинах в плоские днища врезаются русла. Общая глубина расчленения уменьшается. Эта лёссовая возвышенность, имеющая абсолютную высоту около 2000—2100 м, прослеживается на северо-запад до гор Маомаошань, где характер рельефа становится иным.

Южные окраины гор Маомаошань, расположенных за пределами Лёссовой провинции, ненамного превышают уровень лёссовой возвышенности. Их отметки равны 2000—2500 м, но они имеют скалистые крутые склоны и гребневидные заостренные вершины и этим резко отличаются от мягких закругленных форм лёссового рельефа. Сложены они древними темно-серыми, почти черными, сильно дислоцированными породами, к которым прислоняются более молодые красноцветные песчаники и третичные отложения. Горы расчленены на отдельные низкогорные хребты, оголенные и сильно изрезанные эрозией. В результате процессов выветривания образовались весьма живописные и причудливые формы. Горы Маомаошань на большей площади не имеют лёссовых отложений, последние лишь местами прислоняются к склонам и заполняют отдельные впадины. В таких впадинах рельеф сразу резко меняется, становится холмистым и глубокорасчлененным. Севернее гор начинаются пески, переходящие в центрально-азиатскую пустыню Алашань.

Прициншуйхэйские горы и межгорные впадины (рис. 2, III₄) занимают бассейн р. Циншуйхэ и междуречье этой реки и р. Хуанхэ. Значительные площади района заняты горами, не имеющими

сплошного лёссового покрова. Отдельные горные массивы, окруженные лёссовыми возвышенностями и плато, перемежаются с межгорными впадинами, заполненными аллювиально-пролювиальными осадками, перекрытыми лёссом. Абсолютная высота равнин на севере и западе района, ближе к Хуанхэ, колеблется между 1800 и 2000 м, а отметки плато и возвышенностей почти всюду превышают 2000 м. Рельеф района довольно сильно расчленен, но гидрографическая сеть значительно более редкая, чем в южнее и восточнее расположенных районах.

В пределах Прициншуйхэйского района долина р. Хуанхэ пересекает горы. Между низовьями рек Цзулихэ (Кушуйхэ) и Циншуйхэ располагается хребет Нюшоушань, имеющий высоты несколько более 2000 м. Он сложен девонскими, карбоновыми и триасовыми отложениями. Лёссового покрова на нем нет. К юго-западу от него и к западу от р. Циншуйхэ простираются горы примерно той же высоты, сложенные в основном нижнепалеозойскими породами. На них уже имеется тонкий и не сплошной лёссовый покров. Еще дальше на юго-запад вдоль Хуанхэ горы начинают повышаться и к югу от Цзинтая, у крутого поворота Хуанхэ, они достигают отметок более 3000 м (Дунгоулин). Здесь они также сложены нижнепалеозойскими отложениями и лишены лёссового покрова. В них преобладают скалистые оголенные вершины с разреженным растительным покровом.

Горы Цийушань простираются в юго-восточном направлении и переходят в отроги хребта Люпаньшань. На северо-западе их высота немного превышает 2000—2200 м и они слабо выделяются среди окружающей местности, тем более, что покрыты немошными лёссовыми отложениями. Далее на юго-восток горы повышаются и переходят в ясно прослеживающийся хребет с лишенными лёссового покрова вершинами. Одна из них, гора Цзюушань, имеет отметку 2620 м. Высшая точка хребта гора Маваншань (отметка 3420 м) и гора Юеланшань (2755 м) являются гидрографическим узлом, откуда расходятся реки бассейна Циншуйхэ, Хулухэ и Цзулихэ.

Горы Люпаньшань (Луншань) (рис. 2, III₅) располагаются между областями Лунси и Северной Шэньси. Северную границу их обычно проводят около г. Гуюань, южнее которого горы образуют более четко прослеживающийся хребет без лёссового покрова. На юге Люпаньшань соединяется почти под прямым углом с Циньлином. Река Вэйхэ пропиливает между ними узкое и скалистое ущелье.

В Люпаньшане выделяется основной хребет и прилегающие к нему предгорья. Основной хребет имеет отметки около 2800—2900 м и наибольшей высоты достигает на вершине Юсяшань (2995 м), расположенной к юго-востоку от г. Лундэ. Общая протяженность хребта 180 км, ширина около 20—25 км.

Люпаньшань представляет собой антиклинальную складку, образовавшуюся в третичное время. Он сложен в основном меловыми песчаниками, глинистыми сланцами и известняками, образующими так называемую свиту люпаньшань. К ним прислоняются нижнетретичные кирпично-красные глины и серые песчаники свиты гуюань, получившие более широкое развитие в предгорьях.

Люпаньшань имеет узкий гребневидный водораздел и крутые склоны, причем западный склон круче восточного. Они в значительной степени поросли лесом. Здесь располагаются истоки многочисленных рек, стекающих как на запад и образующих бассейн р. Хулухэ, так и на восток — бассейн Цзинхэ. Верховья всех этих рек, врезааясь в склоны хребта, образуют скалистые ущелья и выносят в предгорья массу щебенисто-галечного и валунного материала, слагающего здесь террасы и конуса выноса.

Основная дорога Сиань—Ланьчжоу, пересекающая Люпаньшань в его наиболее узком месте, между Пинляном и Лундэ, образует на его склонах многочисленные серпантины. Высота перевала равна 2500 м.

Западные предгорья Люпаньшаня, начинающиеся южнее Лундэ, тянутся параллельно основному хребту до долины Вэйхэ и имеют ширину около 10—20 км. Они представляют собой холмогорья высотой 2000—2300 м с закругленными вершинами и крутыми склонами, среди которых выделяются более высокие и крутосклонные гребни низких гор. Сложены они в основном нижнетретичными красными глинами и серыми песчаниками, местами прикрытыми тонким лёссовым покровом. Расчленяющие их реки большей частью текут в узких долинах, ограниченных крутыми склонами. Местами прослеживаются террасы на высоте 3—4 и 7—8 м, сложенные в основном щебенисто-галечным аллювием. На их поверхности лежит делювий, сносимый с прилегающих высоких склонов.

Восточные предгорья Люпаньшаня имеют более сложный рельеф. На севере, к востоку от основного хребта, располагается низкогорный, но лишенный лёсса хребет Сяогуаньшань, в средней части достигающий высоты 2500 м и отделенный от основного хребта долиной р. Циншуй. Вблизи этой долины имеются мощные накопления лёссовых отложений, образующих расчлененный грядово-холмистый рельеф. На юге хребет переходит в горы Кунтуншань (отметки 2300—2400 м), находящиеся к западу от Пинляна. Сложены они главным образом мезозойскими дислоцированными песчаниками и конгломератами. Горы расчленены на несколько отдельных массивов, имеющих относительно выровненные, иногда слабо наклонные поверхности и очень крутые, большей частью почти вертикальные склоны. Плоские поверхности выравнивания этих массивов перекрыты тонким лёссовым покровом (в обнажениях — около 10 м), залегающим на коренных конгломератах. Местами на этих поверхностях имеются поля.

Южнее гор Кунтуншань на юго-юго-восток тянутся горы, понижающиеся от 2000 до 1400 м и переходящие в холмогорья. Их рельеф менее расчленен и частично перекрыт лёссовыми отложениями. На широте г. Лунсян они постепенно поворачивают на восток, сливаясь с горами Юньшоулин. Здесь они ограничивают с юга плато Чинин. В северной части холмогорья сложены палеогеновыми красными глинами гуюань. Впадина между основным хребтом Люпаньшань и восточными предгорьями перекрыта лёссом. На юге она сливается с долиной р. Вэйхэ. Люпаньшань, имеющий на севере ширину около 25 км, на юге благодаря сложному строению восточных предгорий расширяется до 90 км. На южной оконечности Люпаньшаня долина прорыва Вэйхэ отделяет его от гор Циньлин.

Геоморфологическая область Северные хребты Циньлин

Горы Циньлин (рис. 2, IV) вытянуты в близком к широтному направлению и ограничивают с юга все три вышеохарактеризованные области Лёссовой провинции. На востоке они граничат с Северо-Китайской равниной. Крайними восточными хребтами являются Сяошань (Юцайшань) и Сюньэршань, погружающиеся на востоке под мощную толщу аллювиальных отложений.

Горы Циньлин образуют рубеж между Северным Китаем с его умеренным климатом и Центральным Китаем, обладающим субтропическим климатом. По Циньлину проходит водораздел между бассейнами рек Хуанхэ и Янцзы. Благодаря резко асимметричному строению гор, водораздел приближен к северной их части и не всегда совпадает с

наивысшими отметками хребтов. В ряде мест главный хребет перепилен и верховья некоторых рек бассейна Янцзы располагаются на северных склонах хребта, как, например, верховья р. Сиханьшуй к югу от Тяньшуйя.

Северный склон Циньлина тянется вдоль Лёссовой провинции на протяжении более 800 км. Горы Циньлин продолжают в восточном направлении высочайшие хребты Куньлуня и Наньшаня. Высота их соответственно уменьшается с запада на восток от абсолютных отметок более 500 м (горы Чжалукэшань, или Сицзишань) до 2200 м (хребет Сюньэршань). Циньлин состоит из нескольких параллельных хребтов. Средние высоты северного из них в пределах характеризуемой области колеблются от 3000—3500 м на западе до 1500—2000 м на востоке. Наиболее высокая вершина его средней части, Тайбайшань, достигает 4107 м. Здесь в рельефе сохранились следы древнего оледенения. На высоте около 2000—3000 м имеются остатки древней поверхности выравнивания.

Циньлин находится в пределах геосинклинальной зоны, пересекающей весь Китай в широтном направлении и разделяющей на востоке Китайскую платформу на Северный и Южный платформенные массивы. В формировании хребтов Циньлина наибольшую роль сыграли яншаньские движения, когда здесь образовались крупные складки и произошли внедрения огромных масс гранита. Последними преимущественно сложены Дабайшань, Хуашань, Фуньюшань, Сюньэршань и некоторые другие горы. Во время гималайских движений Циньлин вновь приподнялся, сформировались его основные хребты, а также межгорные и предгорные впадины, в которых в течение неогена и плейстоцена происходило накопление мощных рыхлых отложений. В это же время образовался крупный сброс, тянущийся вдоль северного края центрального Циньлина, по которому произошло опускание грабена Вэйхэ. Здесь его северный склон, особенно крутой и короткий, местами переходит в грандиозный уступ. Линия главного водораздела Циньлина сильно смещена к северу. К нему приурочены вершины, поднимающиеся на 2500—3000 м над прилегающей с севера Гуаньчжунской равниной. Склоны гор здесь очень живописны.

В общем, северный Циньлин представляет собой крупный антиклинорий. На востоке он сложен в основном кристаллическими сланцами и гнейсами архея и протерозоя, прорванными крупными гранитными внедрениями. На западе проявляются мощные толщи осадочных пород девона, представленных филлитами, известняками, метаморфическими сланцами, а также карбона, сложенного огромными толщами известняков, сланцев, песчаников и кварцитов. В третичное время вдоль северных склонов и в ряде межгорных впадин шло накопление свиты ганьсу, состоящей здесь из ярко-красных брекчий с прослоями рыхлых песчаников и ясно слоистых песчанистых глин. Щебень, входящий в состав брекчий, носит следы слабой обработки и иногда переходит в гальку. Песчаники также состоят из угловатых слабо обработанных зерен, среди которых особенно много полевых шпатов. Иначе свита ганьсу представлена в районе Лисяня, где она состоит из стометровой толщи серых и серо-зеленых глин, которые отлагались, очевидно, во впадине, заполненной озером.

В начале четвертичного периода окраины предгорных и межгорных впадин, в которых происходило накопление свиты ганьсу, были тектонически приподняты, а отложения дислоцированы.

В четвертичное время наиболее высокие вершины северного Циньлина были покрыты ледником. Склоны гор интенсивно расчленялись, в результате чего образовались узкие и глубокие долины, а на предгорьях и в межгорных впадинах накопились галечники и конгломераты.

На западе, в районе Тяньшуй — Миньсянь отложились оранжево-красные конгломераты, галька которых состоит из песчаников, кварцитов, известняков, гранитов, сланцев и других пород, слагающих Циньлин. Мощность конгломератов колеблется от 2 до 20 м. На востоке в подгорных впадинах в это же время накапливались толщи галечников, относимых к свите саньмынь. Мощность их на склонах предгорий к югу от Сиани превышает 60 м. Кроме того, в течение всего четвертичного времени на Циньлине происходило накопление лёссовых отложений, которые сохранились, однако, далеко не всюду. С крутых склонов и скалистых вершин они были полностью снесены процессами эрозии и денудации и, смешавшись со щебнем и галькой, вошли в состав делювия на склонах и аллювия и пролювия в предгорных впадинах и долинах. Но на всех поверхностях выравнивания, на пологих склонах и в межгорных впадинах лёссовые отложения сохранились и образуют сейчас покров различной мощности.

Лёссовые осадки встречаются не только на северных склонах Циньлина, но и к югу от главного водораздела, где залегают на тех же элементах рельефа, но имеют меньшую мощность. Встречаются лёссы на Циньлине, например, к северу от г. Миньсяня до абсолютной высоты около 2800 м. Для них характерна сильная насыщенность крупными карбонатными конкрециями. Вообще лёссовый покров шире всего распространен в северных предгорьях западного Циньлина, сложенных отложениями свиты ганьсу, где рельеф имеет холмистый характер и преобладают относительно пологие склоны и закругленные мягкие вершины. Всюду, где имеется лёссовый покров, на склонах холмов и долин создаются искусственные террасы, которые используются для земледелия. И только там, где горы сложены древними коренными породами или где эти породы выходят из-под третичных отложений, появляются заостренные вершины и скалистые склоны, а долины становятся узкими и переходят в ущелья.

Приведем в качестве примера описание северного хребта близ Тяньшуй. Здесь дорога в Сычуань проходит по перевалу высотой 1600 м. На северном склоне до перевала коренные породы перекрыты красноцветными глинами свиты ганьсу, образующими рельеф мягких холмов с несплошным лёссовым покровом. Вблизи перевала закругленные вершины располагаются на одной и той же высоте и как бы образуют один уровень. Реки, пропилив отложения ганьсуси, врезаются в подстилающие коренные породы. Долины здесь глубокие и в нижней части узкие, каньонообразные, а на уровне залегания свиты ганьсу широкие с сравнительно пологими террасированными склонами, перекрытыми лёссом. Русла порожисты, и нередко прозрачная вода небольших горных речек и ручьев низвергается водопадами. На склонах долин обычно имеется делювиальный плащ из коричневых суглинков часто с примесью щебня. Но на поверхности террасы, возвышающейся на 30—40 м над рекой, суглинки становятся однородными, неслоистыми, сильно карбонатными и содержат большое количество карбонатных конкреций. Мощность их достигает 4—5 м и постепенно увеличивается на более высоких поверхностях выравнивания. На перевале лёссовые отложения с погребенной почвой, обнажающиеся в дорожной выемке, имеют мощность около 8 м.

К югу от перевала долина протекающей здесь речки, принадлежащей бассейну Янцзы, в верхней части имеет плоское расширенное днище и низкие террасы, сложенные галькой с мелкими валунами. Глубина врезания ее достигает 300—500 м и более, склоны крутые. Правый склон, относительно более крутой, облесен, на левом имеется сплошной лёссовый покров, доходящий до отметки около 1700 м. Верхние 100 м склона сложены коренными породами с пятнами лёсса на относительно пологих участках. Но на высоте 1800—1900 м над уровнем моря

лессовые отложения перекрывают сплошным покровом обширную поверхность выравнивания, имеющую пологоувалистый и холмистый рельеф. Склоны увалов и холмов искусственно террасированы и возделываются. Мощность лёсса, судя по обрыву на краю поверхности, превышает 10 м. Таким образом, здесь вблизи водораздела Циньлина благодаря лессовому покрову ландшафт весьма схож с типичным ландшафтом Лёссовой провинции. Однако в других местах картина иная.

В 30 км к юго-востоку от Тяньшуя, в районе Майцзишань, простираются типичные средневысотные горы с острыми вершинами и гребнями и скалистыми крутыми склонами, сложенными песчаниками, конгломератами и древними кристаллическими породами. На них лишь местами имеется тонкий слой делювия, состоящего из коричневого тяжелого суглинка, смешанного со щебнем. Долина Мапаоцзехе, по которой идет дорога к монастырю Майцзишань, узкая и крутосклонная в верховьях, при выходе из гор еще более сужается и переходит в глубокий каньон, пропиливающий древние кристаллические породы. Ниже она резко расширяется, появляются красноцветная толща ганьсуси и лессовые отложения, перекрывающие сплошным покровом грядово-холмистые водораздельные поверхности. Здесь снова все склоны искусственно террасированы и возделываются, что наблюдается всегда, когда имеется лессовый покров.

К югу от г. Сиани располагается крутой склон скалистых и глубоко-расчлененных средневысотных гор, увенчанных рядом вершин высотой 3000—4000 м, носящих следы оледенения. Здесь лёссы можно встретить лишь на ограниченных участках в нижних частях склонов, преимущественно на расширенных отрезках долин или при выходе их из гор.

Следовательно и на Циньлине, несмотря на горный расчлененный рельеф, на значительных территориях имеется лессовый покров.

Из приведенной краткой характеристики геоморфологического строения Лёссовой провинции видно следующее.

1. Лёссовая провинция имеет сложное и разнообразное тектоническое, геологическое и геоморфологическое строение.

2. Основные пространства ее на протяжении плиоцена и плейстоцена испытывали относительные тектонические поднятия, в связи с чем гидрографическая и эрозионная сеть глубоко врезана.

3. В это же время межгорные и предгорные впадины опускались, что привело к накоплению в них мощной толщи песчано-галечных и глинистых озерно-аллювиальных и делювиально-пролювиальных отложений.

4. Все геоморфологические районы и типы рельефа, имеющие разное геологическое строение, в том числе и испытывавшие неотектонические поднятия, одинаково перекрыты лессовыми отложениями, на распространение которых древняя доплиоценовая история развития этих районов существенного влияния не оказала. Исключение составляют самые молодые поверхности (поймы, первые террасы рек, современные подгорные пролювиальные плащи), на которых лёссы отсутствуют. Нет их также на крутых склонах, где они не накапливались или были позднее смыты.

5. Таким образом, лессовый покров обуславливает все характерные особенности Лёссовой провинции и специфические черты ее рельефа, позволяющие рассматривать ее как единую геоморфологическую провинцию.

ЛИТЕРАТУРА

- Белоусов В. В.* Основные черты тектоники Центрального и Южного Китая.— Изв. АН СССР, серия геол., 1956, № 8.
- Ван Дэ-цзи* и др. Геоморфологическое районирование района Ланьчжоу. Изд. Геофака Ланьчж. ун-та, 1953 (на китайск. яз.).
- Геоморфологическое районирование Китая. Изд. АН КНР, 1960 (на китайск. яз.).
- Герасимов И. П.* О природном районировании Китая.— Изв. АН СССР, серия геогр., 1956, № 2.
- Кесь А. С.* Эолово-почвенная формация лёссов и лёссово-красноглинистых пород.— Report of the VIth Internat. Congr. on Quatern., Warsaw, 1961, v. IV.
- Кесь А. С.* Основные черты строения лёссового рельефа. Сб. к 100-летию со дня рождения акад. Обручева. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1963.
- Кесь А. С.* Эолово-почвенные отложения, их состав, строение и особенности формирования. В сб. «Современный и четвертичный континентальный литогенез». М., «Наука», 1966.
- Лебедев В. Г.* О неотектонических движениях в Северном Китае.— Геолог. сборник Львовск. геол. об-ва, 1961, № 7—8.
- Лебедев В. Г.* Основные проблемы геоморфологии Восточного Китая. Изд. Саратовск. ун-та, 1968.
- Ли Сы-гуан.* Геология Китая. М., Изд-во иностр. лит., 1952.
- Обручев В. А.* Орографический и геологический очерк Центральной Монголии, Ордоса, Восточной Ганьсу и Северной Шаньси.— Изв. РГО, 1894, т. XXX, вып. 2.
- Обручев В. А.* Орография Центральной Азии и ее юго-восточной окраины.— Изв. РГО, 1895, т. XXXI, вып. 3. Избранные работы по географии Азии. Т. 1. М., Географгиз, 1951.
- Основы тектоники Китая. Госгеолтехиздат, 1962.
- Петров М. П.* О минералогическом и гранулометрическом составе эоловых песков Ордоса, Восточного Алашаня и долины среднего течения р. Хуанхэ.— Вестник Ленингр. ун-та, серия геол. и геогр., 1961, № 6, вып. 1.
- Петров М. П.* Пустыни Центральной Азии. Т. 1. М.—Л., «Наука», 1966.
- Региональная стратиграфия Китая. М., Изд-во иностр. лит., 1960.
- Синицын В. М.* Ордос и Алашань. Географическое и геологическое описание. Изд-во АН СССР, 1954.
- Синицын В. М.* Основные черты тектоники Китая. В сб. «Вопросы геологии Азии». Т. 11. Изд-во АН СССР, 1955.
- Синицын В. М.* Центральная Азия. М., Географгиз, 1959.
- Хуан Цзи-цин.* Основные черты тектонического строения Китая.— «Сов. геол.», 1961, № 9.

ОЧЕРКИ ГЕОМОРФОЛОГИИ СИНЬЦЗЯНА

Синьцзян-Уйгурский автономный район Китая

Б. А. ФЕДОРОВИЧ

Синьцзян — это страна природных контрастов и в то же время это — единый узел, где все неразрывно связано, где все едино и взаимобусловлено.

Климат Синьцзяна соединяет в себе и арктические условия вечной зимы, господствующей на высокогорьях, и самые сухие пустыни, где песок под лучами солнца накаляется до $85-90^{\circ}\text{C}$ и где по несколько лет не выпадает ни капли осадков. Но эти контрасты нередко воздействуют один на другой: в высочайших горах сказывается сухость пустынь, а в знойные летом пустыни зимой проникает леденящий холод.

Мало найдется районов с такими контрастами рельефа, какие господствуют в Синьцзяне. Горы образуют здесь высочайшие вершины мира во главе с г. Чогори (или Годуин-Остен), вздымающейся на хребте Каракорум на 8611 м. Здесь нередко высота вершин достигает 7 км, а хребтов — 6 км. И в то же время у южного подножья Тянь-Шаня тянется цепочка впадин, дно которых лежит ниже уровня моря до 154 м.

В Синьцзяне расположены или частично входят в его пределы такие разнообразные горные сооружения, как Алтай, горы Пограничной Джунгарии, большая часть Тянь-Шаня, Малый Памир, Куньлунь, Каракорум и часть Тибета. Здесь раскинулись величайшие межгорные равнины — Джунгарская на севере и Таримская на юге. Центральная часть Синьцзяна — одна из самых труднопроходимых пустынь мира — Такла-Макан. Одни области Синьцзяна, как, например, занимающая его восточную окраину Гашуньская Гоби, являются остатками древнейшей суши с протерозойским горообразованием и крайне медленным восходящим развитием рельефа в течение последующих сотен миллионов лет. А западная половина того же геологического сооружения — Таримская платформа успела за мезокайнозойское время покрыться толщей осадков мощностью 14—16 км. Ее окружали в палеозое геосинклинальные моря, но они успели преобразоваться в заоблачные хребты Тянь-Шаня, Памира, Куньлуна, поднявшись до 7719 м (г. Конгур).

В одном и том же горном сооружении нередко сочетаются участки самого древнего и самого молодого рельефа. Так, например, одни межгорные впадины Тянь-Шаня существовали уже в конце палеозоя, а другие, как Юлдусские, сформировались только в начале четвертичного времени.

Контрасты рельефа, его высот, крутизны склонов, состава слагающих толщ и климатической обстановки создают крайне разнообразные условия для самого различного проявления всего многообразия релье-

сфообразования. Здесь необычайно различно сказались работа и древних оледенений гор, и современных мерзлотных процессов, и склоновых движений влажных грунтов в горах, и таких процессов и такой интенсивности пустынного рельефообразования, которые еще не встречены в других районах мира. Так, например, ветры, дующие из впадины Лобнор в межгорную впадину Цайдам, расположенную на высоте 3000 м, с такой силой поднимают песок, что на склонах хр. Алтынтаг образуют гряды Кумтаг (песчаные горы) высотой до 479 м. Контрасты здесь столь велики, что у северных подножий Куньлуня рядом с заболоченными равнинами господствует известная лишь в самых экстрааридных районах Южной Америки подгорная гаммада с ангидритово-гипсово-соляной корой, свидетельствующая о длительном господстве самых крайних проявлений пустынности климата.

Степень геоморфологической изученности Синьцзяна еще такова, что наша статья является не столько подведением итогов современного этапа его изученности, сколько попыткой постановки ряда вопросов.

ИССЛЕДОВАНИЕ ГЕОМОРФОЛОГИИ СИНЬЦЗЯНА

Несмотря на наличие густонаселенных оазисов, Синьцзян до 1940—1950-х гг. оставался мало изученным. Многие районы его изображались на картах крайне схематично. Это связано с длительно существовавшей экономической обособленностью Синьцзяна как от главнейших центров Китая, так и от окружающих его крупных стран, и обусловлено в основном дальностью расстояний и труднодоступностью многих его районов.

Можно сказать, что сумма знаний, полученная о Синьцзяне за 1940—1950 гг., столь значительна, что она совершенно несоизмерима с данными исследований за все предшествующие века, несмотря на то, что Синьцзян, и в частности его рельеф, изучался раньше многими экспедициями, во главе которых находились выдающиеся ученые ряда стран. Это прежде всего связано с тем, что путешественники, проникавшие раньше в Синьцзян, были вынуждены сами составлять схематические карты по своим маршрутам и остававшиеся между маршрутами «белые пятна» были столь велики, что не давали возможности составить ясное представление о рельефе. В середине 50-х годов XX в. ряд белых пятен превратился в пространства, заснятые аэрофотосъемкой. Прежде всего пустыни и нагорья могут сейчас всесторонне обзреваться и изучаться на плановых фотографиях, дающих самое точное и объективное представление не только о рельефе, но и о всей совокупности ландшафтов страны. К тому же на еще большие пространства Синьцзяна имеются современные карты, впервые дающие достаточно точное представление о рельефе, гидрографии, распределении типов поверхности и ряда других объектов. (Правда, и сейчас остаются пространства, частично пустынь, а в основном высочайших гор, фактически совершенно не картированные.)

Наличие карт и всех данных аэрофотосъемки создали ту необходимую базу, на фоне которой геоморфология страны на основных пространствах получила принципиально иные возможности развития. До 1940-х годов, когда не было хороших карт, можно было проделать многие тысячи километров пути и не получить такого ясного и всеобъемлющего представления об этой стране, какое может быть сейчас получено любым исследователем, использующим аэрофотосъемку и карты при несравненно меньшем количестве маршрутов.

Автору довелось исследовать Синьцзян в составе советско-китайской комплексной экспедиции в 1957—1960 гг. В период наших работ весь

комплекс съемок не был завершен. В связи с этим мы лишены были возможности дать геоморфологическую карту и характеристику рельефа, равноценные по всей площади. К тому же остаются мало изученными и многие вопросы геоморфологии, требующие более детальных исследований или стационарных наблюдений. Однако, как бы ни были ценны все новые съемки, они не умаляют той суммы данных, которая была получена в процессе исследований большой плеядой путешественников и ученых, изучавших Синьцзян. При этом следует иметь в виду, что данные о рельефе и геоморфологии Синьцзяна сосредоточены не столько в специальных геоморфологических работах, которые были начаты в основном лишь в 1950-х годах, сколько в описаниях некоторых прежних путешественников, давших достаточно глубокий анализ развития рельефа. Существенный вклад в современное познание геоморфологии сделано геологами, для которых эти вопросы были попутными, вследствие чего отдельные факты истолковывались ими ошибочно.

Письменные геоморфологические сведения о Синьцзяне содержатся в «Дилочжи» (географическое описание Китая; XVIII—XIX вв.). До второй половины XIX в. о природе Синьцзяна поступали лишь отдельные, ничем не связанные, разрозненные сведения — сперва от купцов и послов, а затем от первых путешественников, оставивших после себя хотя и очень интересные, но в основном лишь самые общие описания, не отличающиеся глубиной знания. Не останавливаясь на данных многих китайских путешественников и на крайне малочисленных сведениях о Синьцзяне в европейской литературе, следует лишь напомнить, что первое яркое и правдивое описание Синьцзяна, в частности пустыни Такла-Макан, составлено было Марко Поло, путешествовавшим по Китаю в 1271—1295 гг. Путь его прошел через Черчен в Хами и далее в Сы-Чжоу.

Сведения о Синьцзяне в Россию начали проникать в основном с XVII в., когда стали завязываться торговые отношения России и Китая и начался обмен посольствами.

Со второй половины XIX в. инициатива исследования переходит преимущественно в руки иностранных путешественников-первооткрывателей, среди которых особое место занимает славная плеяда исследователей Русского Географического общества (1870—1900 гг.). Каждая экспедиция общества сопровождалась составлением обобщающих географических описаний и маршрутных топографических карт. Это было время великих путешествий, давших первые конкретные научные представления об обширной территории Центральной Азии, в том числе и Синьцзяна.

Период этих экспедиций, в которых приняли участие естествоиспытатели-путешественники и талантливые ученые, составили один из лучших этапов развития русской географической науки прошлого века. В трудах экспедиций впервые был дан подробный и всесторонний анализ природы Центральной Азии и приведены детальные данные о рельефе многих районов Синьцзяна. Этот этап фактически начался еще до экспедиций Русского Географического общества и начал его писатель и ученый казах Ч. Ч. Валиханов.

С начала XX в. изучение рельефа Синьцзяна проводилось в основном европейцами. В первые 10—12 лет после образования КНР в исследованиях Синьцзяна большую помощь Китаю оказывал Советский Союз. В это время ведущее значение имело геологическое изучение территории, связанное с поисками и использованием всевозможных полезных ископаемых, а также разнообразное картирование природных условий. Несмотря на непродолжительность периода, в эти годы для познания Синьцзяна проведены многочисленные систематические исследования, и картирование по различным разделам географических наук.

Еще в 1940 г. были начаты совместные работы китайских и советских геологов по изучению нефтяных структур запада Джунгарской впадины, а затем северо-запада Таримской впадины. Одновременно советскими топографами была произведена на больших пространствах Южного и Северного Синьцзяна съемка, давшая чрезвычайно много новых ценных данных для изучения рельефа, гидрографической сети и оледенения, а в ряде случаев и для понимания геоморфологических процессов (ярданги развевания и древние границы Лобнора, конечные морены Южного Музарта, пролювиальные шлейфы и т. д.), но эти совместные работы были прерваны во время второй мировой войны.

После образования КНР с 1948 по 1960 г. размах работ по изучению Синьцзяна сильно вырос. Большое внимание было уделено изучению геологического и геоморфологического строения, палеогеографии и истории формирования рельефа.

В это время впервые производилась систематическая комплексная геологическая съемка, в состав которой входили и геоморфологическое картирование и составление карт четвертичных отложений. Эти работы проводились в первые годы совместными советско-китайскими экспедициями, а затем китайскими управлениями при участии советских специалистов. К сожалению, основная масса полученных материалов осталась неопубликованной и носит отчетный характер, но и то, что опубликовано, дает совершенно новое представление о многих аспектах развития и строения рельефа.

Достаточно сказать, что составленная нами библиография научных работ по геоморфологии, палеогеографии и основных работ по смежным разделам знаний достигает для Синьцзяна (вместе с прежними работами) по далеко не полным данным (по 60-е годы) свыше 1000 названий¹. Работы этого периода характеризуются большим разнообразием охватываемых вопросов, глубиной и широтой выводов и тщательностью собранных данных.

СОСТОЯНИЕ ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКОЙ ИЗУЧЕННОСТИ НА 1960 Г.

Как известно, важнейшей основой для познания рельефа являются топографическая карта и аэрофотосъемка. Еще столетие назад никакой достоверной карты Синьцзяна не существовало, кроме карты Азиатской России в масштабе 100 верст в 1 дюйме (1 : 4 200 000), включающей сопредельные территории, в том числе — Синьцзян, но изображавшей его во многих районах крайне схематично или проблематически.

В итоге работ Русского Географического общества к концу прошлого века была составлена карта (без горизонталей) в масштабе 40 верст в 1 дюйме (1 : 1 680 000), показавшая основные черты рельефа — хребты, главные реки, озера, многие перевалы и т. п. К 1960 г. современными картами было заснято около 40% площади Синьцзяна и съемка эта продолжалась. К тому же к 1960 г. примерно 10% территории Синьцзяна было заснято аэрофотосъемкой, покрывшей пространства пустынь и гор, в основном районов, не охваченных топографическими картами. Аэрофотосъемка дает громаднейший материал для понимания рельефа, и в этом отношении она несравнима с топографическими картами. Таким образом, можно считать, что к 1960 г. и аэрофотосъемочные и топографические данные имелись примерно для половины территории Синьцзяна, а остальная часть была охвачена лишь картами рекогносцировочного характера с гипотетическими горизонталями, и вся территория Синьцзяна была покрыта новыми картами масштаба 1 : 1 млн.

¹ К сожалению, очерк по истории исследования геоморфологии Синьцзяна не уместился в объем данного сборника.

Геологическая съемка, являющаяся основой для понимания рельефообразования, к 1960 г. охватывала примерно 30% территории Синьцзяна, а по остальным его пространствам имелись лишь обзорные геологические карты. Существуют также обзорные тектонические карты Синьцзяна. Первая весьма схематическая карта четвертичных отложений Китая, в том числе Синьцзяна, была составлена китайскими геологами в 1957 г.

Вопросы геоморфологии горных районов, несмотря на многочисленные публикации, находятся в стадии накопления фактического материала, особенно по высокогорьям Куньлуня, Малому Памиру и совершенно не изученному Каракоруму. Исходные геологические и тектонические материалы позволяют решать вопросы соотношения рельефа и структур горных районов лишь в самых общих чертах, однако и эта работа фактически еще не проведена. Еще нет данных по новейшим движениям горных районов, не накоплен материал по истории формирования рельефа гор и особенно о характере и возрасте поверхностей выравнивания. Выявилось много нового материала как по современному, так и по древнему оледенению в горах Синьцзяна, однако вопрос о количестве оледенений в различных его районах нельзя считать еще окончательно решенным. Характерно, что выявлено наличие в прошлом в горах Синьцзяна четырех основных типов оледенений (оледенения горных массивов, узких альпийских хребтов, плоских хребтов и внутригорных впадин), причем только последний тип отсутствует в настоящее время. Выяснено строение и связь со структурами молодых предгорных хребтов Тянь-Шаня, однако еще не установлен достаточно точно возраст и темпы поднятий этих сооружений и не решен окончательно вопрос о природе их структур (складки оснований или гравитационные складки в рыхлом чехле, как полагает автор). Совершенно не изучена еще морфология и история формирования мелкосопочного остаточного рельефа типа Бейшаньского и Северо-Джунгарского. В изданных работах совершенно недостаточное внимание было уделено строению и характеру рельефа подгорных наклонных равнин.

Наименее изученной оставалась и геоморфология деструктивных плато Центральной Джунгарии и образование замкнутых впадин. Почти полное отсутствие картографических материалов по Джунгарской впадине не дает возможность высказать лишь самые общие выводы, зато по палеогеографии ряда замкнутых впадин, в которых расположены озера (Эбинур, Улюнгур, Баграшкуль), появился в 1950-х гг. новый интересный материал, частично опирающийся на аэрофотосъемку.

Роль рек в создании равнин Синьцзяна, несмотря на ряд работ, оставалась не вполне ясной. К сожалению, и отсутствие гидрологических материалов о сухом стоке (о количестве переносимых влекомых и взвешенных наносов рек Синьцзяна), данные бурения, минералогических анализов и аэросъемки основных пространств равнин не позволяет решать эти вопросы с достаточной полнотой, хотя общая роль и направление этих процессов после работ экспедиции выявляются с достаточной ясностью.

Мало изученными остаются вопросы о роли различных соленакоплений в рельефообразовании. Однако и в этом отношении выявлены новые характерные факты, в частности о соляно-ангидритово-гипсовых корах южных пустынь Синьцзяна.

Сложный вопрос о происхождении песчаных толщ, о рельефе песков Синьцзяна почти не освещался в печати. Работы нашей экспедиции впервые позволяют подойти к их разрешению на уровне новейших возможностей науки. Объясняется это как наличием данных аэрофотосъемки больших районов песков, так и появлением в соседних с песками районах достаточно густой сети новых метеорологических станций, позволяющих судить о режиме ветров в различных районах Синьцзяна.

Наименее решенный вопрос современной геоморфологии во всем мире — это вопрос о темпах различных рельефообразующих процессов в разных условиях их проявления.

Синьцзян не сможет обойтись без гидротехнического и транспортного строительства, для которых совершенно необходимо точное знание интенсивности самых различных процессов рельефообразования.

Без этих знаний невозможно прогнозирование процессов, а следовательно невозможны и расчеты по эксплуатации различных сооружений. В этом отношении начало было заложено в Синьцзяне созданием в 1959 г. научно-исследовательских станций по изучению песков и борьбы с ними (в Янги-Гиссаре и в Пичане) и ледниковой по изучению динамики ледников Тянь-Шаня. Однако наиболее важно для целей строительства изучение рельефообразующей работы рек и подгорных выносов, а эти вопросы оставались неизученными.

ЗАВИСИМОСТЬ КЛИМАТИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ РЕЛЬЕФООБРАЗОВАНИЯ СИНЬЦЗЯНА ОТ ОРОГРАФИИ

Условия циркуляции атмосферы по соседним с запада территориям хорошо изучены и освещены в ряде обобщающих работ. Таковы «Климат Казахстана», под редакцией А. С. Утешева, монография В. И. Бугаева (1946) и др. Прежде в Синьцзяне почти не существовало метеорологических станций, и данные о циркуляции атмосферы появились лишь в 50-х годах XX в., после создания редкой сети метеостанций. В результате появились обобщающие работы Г. Н. Витвицкого (1960), Э. М. Мурзаева (1966), Цзо Да-кана (1960) и Чэнь Ши-сюня (1961). Эти работы вскрывают основные черты циркуляции атмосферы, однако сеть метеостанций слишком редка и не отражает сложных местных отклонений, вызываемых орографией. Поэтому мы позволим себе, не рассматривая всех вопросов, разобрать лишь несколько примеров, вскрывающих воздействие орографии на климатические условия экзогенных процессов формирования рельефа.

Природа Синьцзяна имеет некоторые черты сходства с соседней с ней Средней Азией, однако в Синьцзяне имеются предпосылки, обуславливающие развитие резко специфических черт природы.

Первой основной предпосылкой является значительная отдаленность Синьцзяна от океана и вызванное этим сильное воздействие Азиатского барометрического максимума, особенно весной. Это обуславливает более редкое проникновение сюда циклонов и связанных с ними осадков, и прежде всего зимне-весенних, большую сухость воздуха и более равномерное выпадение осадков по месяцам, чем в Средней Азии, особенно в ее западных районах, обладающих климатом средиземноморского типа.

Благодаря более интенсивному воздействию антициклона в Синьцзяне нет влажной весны, вызывающей в Средней Азии, даже в пустынях, короткий, но дружный сезон обводнения. Снега здесь на равнинах и низкогорьях не столько тают, сколько испаряются. Все это порождает там, даже в северных районах Джунгарии, ряд специфических черт природы: ослабленный или почти отсутствующий поверхностный местный сток, слабое развитие весенних паводков в реках, отсутствие эфемеровой растительности, столь типичной для пустынь и предгорий Средней Азии, значительное распространение засоленных почв при слабом развитии мокрых солончаков, столь характерных для Средней Азии, отсутствие типичных корковых такыров, затруднения, испытываемые ирригацией в весенний период. Все это — последствия одного только природного фактора — внутриконтинентального положения Центральной Азии, вызывающего мощное и длительное действие антициклональной системы, и редкое проникновение циклонов в зимне-весенний период.

Второй предпосылкой, порождающей ряд специфических черт природы Синьцзяна, является как бы обратно-зеркальное к Средней Азии построение орографии.

В Средней Азии и в Казахстане горы расположены на юге и востоке, т. е. на наветренной стороне равнин. Поэтому воздушные массы как западного тока и средиземноморских циклонов, так и антициклональные,двигающиеся над равнинами Средней Азии на юго-запад, на юг и на юго-восток от оси барометрического максимума, по сути дела мало теряют влаги над равнинами, а антициклональные массы воздуха лишь относительно и постепенно иссушаются в меру их продвижения на юг и связанного с этим разогревания. Однако, приближаясь к горам, воздушные массы начинают подниматься, охлаждаются и вследствие этого отдают значительную долю своей влаги в виде осадков на западных склонах гор, обращенных к среднеазиатским равнинам. Так питаются транзитные реки, стекающие с гор и создающие многие черты природы межгорных, подгорных равнин и пустынных пространств.

В Синьцзяне частично имеются те же условия. В этом отношении характерна долина верховьев Или. Западные ветры, уходя вверх по этой долине, на восток, постепенно оставляют на склонах гор свою влагу и создают благоприятные климатические условия во всей верхней половине бассейна Или.

Однако на основных пространствах Синьцзяна наблюдается противоположная картина. По отношению к атлантическому воздушному потоку и циклонам, несущим влагу, эти равнины расположены на заветренной стороне гор. От Каракорума до территории МНР и Внутренней Монголии, на протяжении 1800 км, северо-западная граница Синьцзяна проходит по гребням гор, поднимающихся на высоты от 3000 до 8611 м (гора Чогори, или Годуин-Остен, в верховьях Яркенддарьи). Воздушные массы западного тока, перевалив через эти хребты и оставив на их западных склонах большую часть своей влаги, спускаются затем к равнинам Таримской и Джунгарской впадин, испытывая адиабатическое расширение. Они разогреваются и иссушаются, способствуя формированию на равнинах климата пустынь.

Среди этих хребтов имеются лишь три прохода, допускающих более легкое проникновение на восток воздушных масс: Джунгарские ворота, Чугучакская впадина и долина Кара-Ирциса. Однако два последних прохода ведут к замкнутым межгорным впадинам, и мощный обмен воздушных масс происходит фактически только через узкие Джунгарские ворота. Ветры здесь часто превышают скорость 40 м/сек, достигая 60—70 м/сек. Нам приходилось наблюдать ветровую рябь с шириной волны до 2 м и высотой до 50 см, созданную этими ветрами из округлой гальки диаметром 2—3 см и плоской гальки до 5 см поперечником. Конечно, такой обмен воздушных масс не может не отразиться на некоторых климатических условиях, однако эти изменения, как мы увидим ниже, в основном влияют лишь на количество местных осадков, но не изменяют специфических черт природы Центральной Азии.

Открытое положение большей части равнин для антициклональных сухих ветров и закрытое для западных влажных ветров обуславливает ряд специфических черт их природы. Так, например, отсутствие проходов в западной части горного окружения Таримской впадины, во-первых, до крайности ее иссушает, во-вторых, ограничивает проникновение в нее холодных зимних ветров с запада и севера и, в-третьих, обуславливает накопление в ее южной части, на северных склонах горного обрамления, громадного количества пыли, приносимой с северо-востока антициклональными ветрами. Даже в северо-восточной части Таримской впадины, в замкнутых впадинах, защищенных от воздействия северо-восточных ветров (как это наблюдается в Турфане), зима мягче, чем на тех же

широтах и высотах в Средней Азии, так как ветры и здесь, спускаясь с гор, испытывают разогревающий их фенообразный эффект. Трудно сказать только о мере иссушения климата в центральных районах равнин Джунгарии, так как метеорологические станции имеются лишь в подгорных равнинах, но судя по ландшафтным условиям осадки здесь не превышают 150 мм в год. Что же касается интенсивности иссушающего воздействия на климат межгорных равнин южной части области (Кашгарии), то, как показали данные организованных в конце 50-х годов метеорологических станций, если на подгорных равнинах южного подножья Тянь-Шаня выпадает до 100 мм (Улуг-Чаг — 102,9 мм), то в низовьях Тарима, на расстоянии 50 км от низкогорий и 170 км от собственно Тянь-Шаня, количество осадков уменьшается до 7 мм в год (Тикенлик), а в центральных районах Такла-Макана, очевидно, доходит почти до нуля.

Горы, однако, не только обрамляют Синьцзян с северо-запада. Они ограничивают его с юга (Куньлунь и Алтын-таг) и с севера (Монгольский Алтай). Горы Тянь-Шаня, глубоко проникая по центру области на восток, разделяют ее на северную (Джунгарскую) и южную (Кашгарскую) части. К тому же и северо-западное горное обрамление Синьцзяна не едино и, складываясь из ряда хребтов различных простираний и высот, создает далеко не однородные орографические препятствия для воздушных масс, несущих влагу.

Вот почему каждый хребет в зависимости от своей высоты, простирания, расположения относительно других хребтов, характера водосборной площади и направления стекающих с него рек получает различное питание и по-разному воздействует на формирование всего комплекса природных условий окружающих его равнин.

Воздействие это сказывается на различии в характере жидкого и твердого стока, следовательно на слагающих равнины толщах, на их рельефе, обводненности, почвенном и растительном покрове, а отсюда и на возможностях хозяйственного использования, т. е. на всем как природном, так и культурном ландшафте.

В рамках данного раздела мы лишены возможности конкретно разобрать этот вопрос на каждом природном районе Синьцзяна, тем более что они настолько разнообразны, что нами выделено здесь 68 геоморфологических областей, каждая из которых разделяется на районы, отличающиеся не только геоморфологическими, но и местными климатическими особенностями. В связи с этим мы остановимся лишь на минимальном количестве фактического материала и для того, чтобы примеры были наиболее однотипными, возьмем для сравнения три отрезка одной и той же северной дуги Тянь-Шаня, а именно: его центральную часть, один из участков восточной части и наиболее западный на китайской территории участок хребтов Тянь-Шаня, а также подгорные равнины северных подножий этих хребтов.

1. Область хребта Ирен-Хабырга расположена в центральной части Северного Тянь-Шаня. Основной сток с хребта идет на север, питая реки бассейна Манаса. В этот бассейн входят семь рек от Янцзыхай на западе до Хотуби на востоке. Все эти реки соединялись в позднем плейстоцене в своих низовьях. Они питают до сих пор своими водами единый аллювиальный бассейн грунтовых вод. Эти реки одинаковы по условиям питания и режима и потому представляют собой единый гидрологический бассейн и район. По сути дела к этим рекам есть основания прибавить и расположенную западнее р. Куйтун. По условиям стока она принадлежит к другому бассейну, поскольку несет все свои поверхностные воды в озеро Эби-Нур. Однако и по условиям питания, и по режиму Куйтун полностью схож с реками бассейна Манаса. До сих пор часть его аллювиальных вод поворачивает на восток в сторону ни-

зовьев Манаса, а в прошлом часть его поверхностных вод также сливалась в устьевое озеро бассейна Манаса.

Рассмотрим характерные географические условия хребта Ирен-Хабырга и питаемого им Манасского бассейна в его широких пределах. Верховья всех его рек расположены в хребте, поднимающемся до 5500 м. Недостаточная топографическая изученность высокогорий не дает возможности подсчитать площадь вечных снегов и льдов этого хребта, но это несомненно второй по величине (после Хан-Тенгри) узел оледенения всего Тянь-Шаня. Большая площадь оледенения связана здесь, с одной стороны, с высотой, а с другой стороны, с конфигурацией и положением хребта, дающего многочисленные высокогорные кулисообразные контрфорсы. Они настолько расчленяют хребет, что и сам Манас и Хотуби текут в основном с южных склонов Тянь-Шаня, перехватывая, следовательно, сток почти всего хребта Ирен-Хабырга.

Однако, как показали наши исследования этих горных районов, специфические черты природы как гор, так и обрамляющих их равнин связаны не только с высотой и конфигурацией горного хребта. Бросается в глаза, прежде всего, несвойственная Центральной Азии значительная увлажненность горных районов этого хребта. В то же время вечные снега и ледники спускаются здесь не ниже, чем в других районах: граница вечного снега проходит на высоте примерно до 4200 м, а ледниковых языков — на высоте около 3600 м. Такое противоречие явно указывает на то, что увлажненность создается в основном летними осадками.

Об интенсивности древних ледниковых явлений свидетельствует хотя бы то, что гранитные валуны на языке современного ледника Дану достигают в диаметре 12 м, а на морене напора последнего оледенения доходят до 24 м в поперечнике. Широкое развитие солифлюкции и, в частности, интенсивное оползание дернины, а также интенсивное развитие влаголюбивой растительности свидетельствуют о значительной влажности климата высокогорий. О влажности климата среднегорий свидетельствует широкое развитие пояса лесов, состоящих не только из тяньшаньской ели (рис. 1), но из многих видов лиственных деревьев и таких влаголюбивых растений, как папоротники разнообразных видов.

По аналогии с более изученными в климатическом отношении районами советского Тянь-Шаня следует полагать, что в области среднегорий и высокогорий хребта Ирен-Хабырга выпадает в год до 1000 мм осадков. О том, что это явление не кратковременно, свидетельствует и то, что нигде древние ледники не спускались так низко, как на том же хребте Ирен-Хабырга. Здесь морена местами выходит за пределы горного хребта и располагается на подгорной равнине. Так, при выходе из гор р. Баян-Гол гряды конечных морен залегают своим основанием на высоте в 1600 м, имея высшую точку — 1760 м.

Интенсивное развитие растительности приводит к малой оголенности гор, к фильтрации вод несосредоточенного поверхностного стока и, следовательно, к тому, что реки основную часть влекомого и несомого ими материала получают лишь в области современного оледенения. Таким образом, большая часть твердого стока рек имеет транзитный характер, являясь флювиогляциальным выносом ледниковой зоны. Свидетельством этого является резкая смена водности и мутности рек по часам суток.

Высокогорно-ледниковое питание рек бассейна Манаса порождает серию характерных черт природы подгорных равнин. В период летнего половодья реки несут громадное количество как ледникового ила, так и песка и камней — продуктов механического выветривания в высокогорьях. Флювиогляциальный материал накапливается у подножий гор в виде мощных галечно-валунных конусов выноса, неоднократно мигрировавших на протяжении четвертичной истории их накопления. При этом, по мере нарастания мощности этой водопроницаемой галечно-валунной тол-

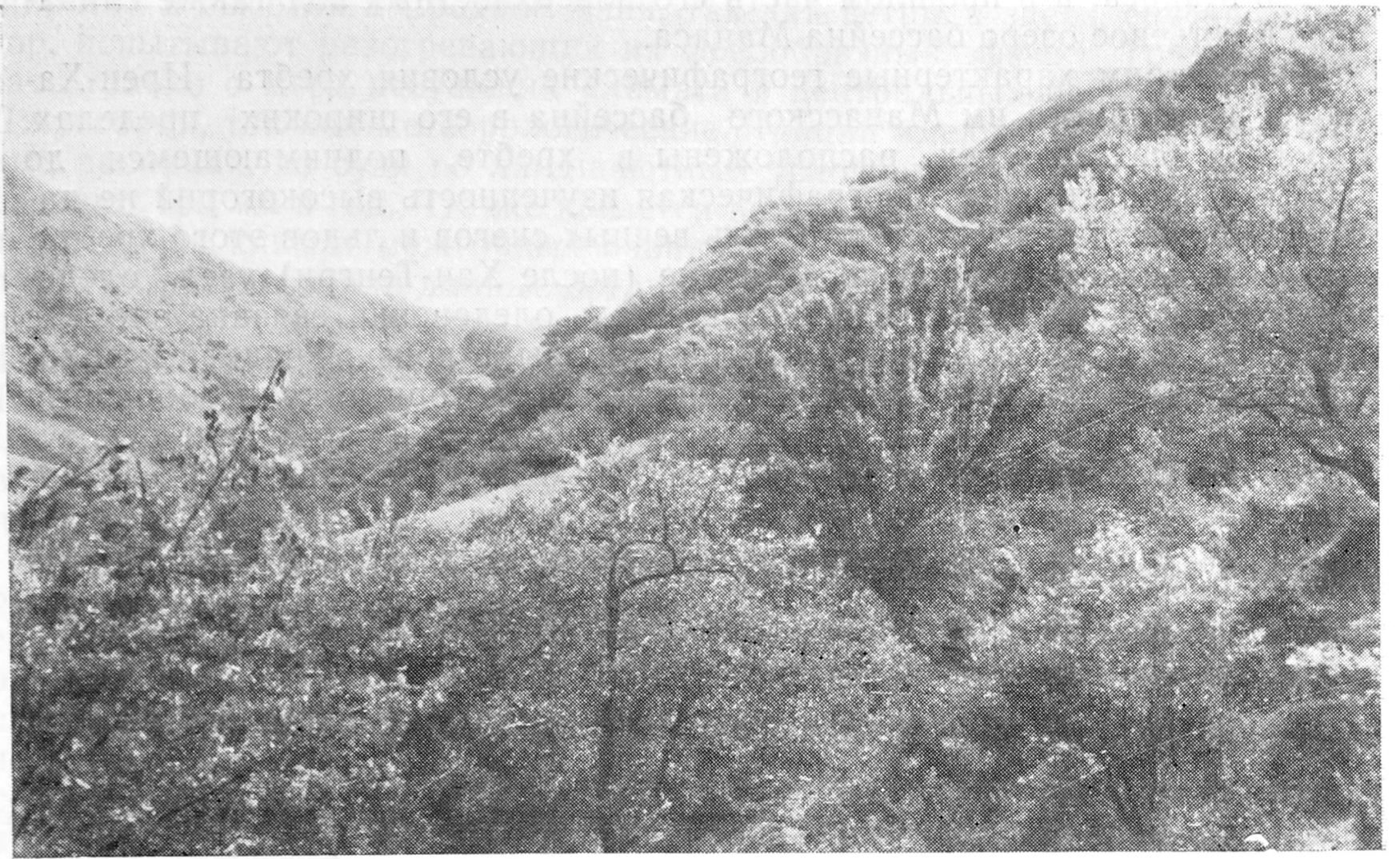


Рис. 1. Лесной увлажненный пояс западных склонов Тянь-Шаня в бассейне р. Или. Фото автора

щи, она все в бóльшей мере поглощала воду, превращаясь в резервуары артезианских бассейнов, а реки все в бóльшей мере теряли воду на фильтрацию и укорачивали свое поверхностное течение. Так, одновременно шло накопление как галечно-валунных крутосклонных конусов, так и осадков более пологих подгорных равнин. В ледниковые эпохи с более суровым климатом, когда возрастала роль морозного выветривания в горах, на равнины выносилось больше песков, накопившихся в виде сплошных песчаных толщ, сразу же превращавшихся в арену деятельности ветров. В периоды межледниковий и послеледниковья с более мягким климатом, когда интенсивнее развивалась растительность и возрастала роль биохимического выветривания, на равнины выносились в основном мелкоземные продукты, на которых формировался почвенный покров.

Так развивалось геологическое строение, рельеф и ландшафт подгорных равнин, издавна в бассейне Манаса используемых для орошаемого земледелия. При этом ряд исторических данных позволяет думать, что первоначально человек использовал для земледелия территории разливов паводковых вод перед песками, затем мелкоземные слабонаклоненные равнины, а потом, по мере их засоления, в основном сосредоточил свое хозяйство на галечных конусах выноса, покрытых маломощным слоем хорошо дренируемого и незасолоняющегося мелкозема. После образования КНР, в связи с использованием новых технических и научных возможностей, начал быстро развиваться процесс резкого расширения площадей орошаемого земледелия за счет освоения в той или иной мере засоленных почв мелкоземной равнины. Таким образом, подгорные равнины бассейна Манаса были и будут основными земледельческими площадями. Предпосылками их дальнейшего, более широкого освоения являются: 1) наличие больших площадей мелкоземных равнин; 2) значительная водность рек; 3) возможность широкого использования пресных подземных (фильтрационно-аллювиальных) и, в частности, напорных вод для орошения.

Однако при всех положительных чертах природы, обусловленных повышенным увлажнением района хр. Ирен-Хабырга, его центральноазиатское положение создает значительное затруднение для развития орошаемого земледелия.

Высокогорно-ледниковое питание обуславливает определенный режим стока всех рек бассейна Манаса. Они имеют летнее половодье, растягивающееся на все лето и продолжающееся вплоть до середины сентября.

В Средней Азии, обладающей климатом средиземноморского типа, циклоны приносят весенние дожди, растапливающие снега и порождающие, помимо летнего многоводья, весенний паводок рек. Уже в Казахстане, с его климатом центральноазиатского типа, циклоны в весеннее время не могут преодолеть влияния азиатского антициклона, и в связи с этим бездожде продолжается с ранней весны вплоть до начала или середины июня.

Тем более суха бывает весна в Синьцзяне, а таяние снегов в высокогорьях начинается поздно и в основном совпадает с усиливающимися его летними дождями. В связи с этим, когда на равнинах идет сев и необходимы предпосевной и повторные весенние поливы, воды в реках Синьцзяна оказывается значительно меньше, чем они несут в разгар лета. Это создает первую трудность ирригации всей Уйгурской области — необходимость ориентироваться не на максимум, а на весенний минимум вод. В Средней Азии осенние дожди в горах (тоже циклональные) часто растягивают половодье рек до глубокой осени, и это дает возможность промывать осолонившиеся земли поздней осенью, когда испарение ослаблено. В Уйгурской области антициклональный режим устанавливается рано и реки уже в сентябре становятся маловодными. Здесь промывка засоленных земель проводится в июле и августе, когда инсоляция настолько велика, что, по сути дела, происходит не только удаление солей вниз и на сторону, а в значительной мере повторный подъем их кверху. Это создает вторую значительную трудность ирригации в Уйгурской области даже несмотря на строительство широко разветвленной сети дренажных каналов.

Выходом из этих трудностей, связанных с отрицательными чертами режима рек, должны быть, во-первых, магазинаж вод в горах и регулирование годового стока для использования запасов воды весной и поздней осенью, а во-вторых, широкое использование для орошения и промывки земель пресных подземных вод, часто обладающих на подгорных равнинах, созданных флювиогляциальными отложениями, как обильным дебитом, так и значительным напором и высоким качеством.

2. Область хребта Богдо-Шань расположена восточнее хр. Ирен-Хабырга и г. Урумчи. Хребет достигает почти той же высоты (5445 м), что и хр. Ирен-Хабырга (5500 м). На нем тоже имеется мощный, но значительно меньший по площади, узел вечных снегов и ледников. Некоторые ледники опускаются довольно низко, так как пояс вечных снегов достигает высоты более 1000 м. Однако хребет этот питает своими водами лишь земли трех небольших оазисов, расположенных у его северного подножья (Цзюгоу, Фуюань и Гучен) и одного на южном подножье (Баянхэ).

Реки хр. Богдо-Шань имеют такое же высокогорно-ледниковое питание, как и текущие с Ирен-Хабырга, однако, во-первых, этих рек значительно меньше, а во-вторых, их водность невелика. В связи с этим флювиогляциальные конусы здесь развиты значительно меньше, чем в бассейне Манаса, и достигают меньшей мощности, а полоса подгорной мелкоземной равнины развита чрезвычайно слабо. Если на север от современного бассейна Манаса расположена громадная площадь песчаной пустыни Дзосотын-Элису, образованной в значительной мере древнеаллювиальными песками рек бассейна Манаса, то севернее хр. Богдо-Шаня

хотя и имеется неширокая полоса песков, но она является не аллювиальной, а навейной, принесенной из пустыни Дзосотын-Элису. Если ширина флювиогляциальной и аллювиальной зоны, обрамляющей хр. Ирен-Хабырга, достигает 180—200 км, то флювиогляциальное, пролювиальное и аллювиальное окаймление Богдо-Шаня достигает ширины всего 20, максимум 30 км.

В чем же причина различий в водности, рельефо- и ландшафтообразующей роли этих двух равновысотных хребтов? На наш взгляд этих причин две. Первая заключается в различной конфигурации хребтов Ирен-Хабырга и Богдо-Шань, а вторая — в их орографическом положении.

Хребет Ирен-Хабырга, как было сказано, расчленен на ряд кулисообразно расположенных высокогорных отрогов; к тому же он отделен от равнины двумя ступенями предгорий. Каждый из таких хребтов является возбудителем интенсивного перемешивания воздушного потока, обуславливающего выпадения на склонах максимума атмосферных осадков. Напротив, хр. Богдо-Шань, расположенный линейно в юго-восточном направлении, вызывает не столько подъем воздушных масс, сколько их скольжение вдоль хребта. Только в районе оазиса Гучен хребет делает поворот на восток, обуславливающий более интенсивное возмущение воздушного потока, и именно в этом углу выпадает больше осадков, питающих наиболее крупный богатый оазис. Таким образом, первой причиной, без сомнения, является различная конфигурация и потому различное воздействие этих двух хребтов на воздушные потоки.

Однако, на наш взгляд, имеется и вторая, значительно более важная причина, а именно различие в пространственном положении обоих хребтов. Хребет Ирен-Хабырга расположен на линии тока тех господствующих летних ветров, которые вырываются из Джунгарских ворот. Эти ветры проходят над цепью озер — над восточной частью Балхаша, над Алаколем, Сасыкколем и Эби-Нуром. Несомненно, что значительное испарение этих озер в какой-то мере насыщает влагой проходящие над ними воздушные массы. К тому же эти массы не переваливают через хребты и не теряют над ними осадков и приносят на хребет Ирен-Хабырга повышенное количество осадков. Хребет же Богдо-Шань приходится на линию токов летних ветров, переваливающих через хребты Барлык и Майли. Хотя высота этих хребтов не столь велика (2923 м), однако, испытывая двукратное возмущение, воздушные массы теряют на них значительное количество осадков, а спускающиеся с этих гор ветры иссушаются вследствие фенового эффекта. Все это и служит, на наш взгляд, второй причиной различной влагообеспеченности равновысотных хребтов Ирен-Хабырга и Богдо-Шань и различия в ландшафтах окаймляющих их равнин. К тому же Богдо-Шань окаймлен высоким выровненным нагорьем, с которого значительная часть снегов сдувается на южные склоны.

3. Область хребта Боро-Хоро — это наиболее узкий хребет Северной дуги Тянь-Шаня, на западе смыкающийся с Джунгарским Алатау. Он имеет высоту от 3500 м на западе до 5000 м на востоке, в связи с чем вся западная его половина лишена вечных снегов, а восточная покрыта ими в узкой гребневой части. Результатом этого является полное отсутствие постоянных рек на северных склонах по всей западной половине хребта и наличие лишь одной речки на его восточной части (Дзиньхо), поскольку вторая речка (Курту, или Эпте) стекает в основном своей восточной составляющей уже с хребта Ирен-Хабырга.

Наряду с почти полным отсутствием постоянных рек весь ландшафт хр. Боро-Хоро, как и его подгорных равнин, крайне резко отличается от ландшафта не только хребта Ирен-Хабырга, но и хребта Богдо-Шань. Склоны Боро-Хоро почти лишены лесного пояса. Пояса альпийских и субальпийских лугов не имеют сплошного распространения, так как основная часть склонов лишена почвенного покрова. По ландшафтным



Рис. 2. Древние селевые валунные выносы на пустынной гаммаде северных подножий хр. Боро-Хоро. Фото автора

условиям можно полагать, что горы получают здесь всего 300—400 мм осадков в год. Обнаженные скалы подвергаются интенсивному шелушению в силу десквамации под влиянием резких смен температур и морозного выветривания. Подножия гор окаймлены сплошным шлейфом грандиозных сливающихся конусов пролювиального выноса. Эти конусы, вследствие сухости воздуха, крайнего недостатка атмосферных осадков и большой силы ветров с поверхности полностью лишены мелкозема и имеют весьма разреженную растительность. Подгорные шлейфы хр. Боро-Хоро представляют собой один из худших ландшафтов гаммады, который из-за бедности растительности и полного безводья не может быть использован даже как пастбища. Мощные полосы свежего выноса, полосы глыб по метру и более величиной среди щебнистых плащей, размывы шоссе несмотря на сплошные нагорные канавы и валы — все это свидетельствует о том, что этот пролювиальный плащ в значительной мере создан за счет редких, но мощных селевых потоков (рис. 2). Полоса мелкоземных выносов здесь крайне узка, и пески, выносимые ветром из межгорной впадины Эби-Нура, засыпают не только щебнисто-глыбовый шлейф пролювия, но местами и палеозойские предгорья. На древнеозерной равнине Эби-Нура из-под основания пролювиального шлейфа во многих местах выступают восходящие воды, однако земледелие здесь отсутствует потому, что прежде всего здесь нет пригодных для этого почв. Это область настолько интенсивной дефляции, что курганы здесь представляют собой черные кучи щебня, совершенно лишенные мелкозема. Последний выдут ветрами за многие столетия.

Невольно возникает вопрос: с чем связаны такие резкие различия безжизненных ненаселенных и неиспользуемых гаммад подножий Боро-Хоро и широкой сплошной зоны богатых зеленых оазисов подножий хр. Ирен-Хабырга? Можно ли объяснить эту противоположность только различием в высоте хребтов? Причины этих различий, по нашему мнению, связаны с рядом обстоятельств.

Первая из них — это действительно различие высот, но в данном районе оно невелико и не является существенным фактором.

Второе различие состоит в разной конфигурации хребтов. В хр. Боро-Хоро нет таких высокогорных контрфорсов, которые в хр. Ирен-Хабырга усиливают турбулентность воздушных масс. Однако и эта причина является не основной, так как почти по всей длине хр. Боро-Хоро окаймлен передовой цепью, несомненно способной усилить турбулентность воздушных потоков. Главная причина на наш взгляд заключается в том, что хр. Боро-Хоро расположен как бы под защитой Джунгарского Алатау, северо-западные и северные склоны которого задерживают основную долю влаги, несомой западным током воздуха. Ветры, вырывающиеся из Джунгарских ворот, разбиваются на два потока: один из них, основной, как мы говорили, устремляется на юго-восток в сторону хр. Ирен-Хабырга. Другой, менее значительный, заворачивает на запад и поднимается вверх по долине Боро-Тала, обуславливая значительное увлажнение этой долины по всей длине. Хребет же Боро-Хоро оказывается, таким образом, в центре, где, очевидно, основную роль играют не восходящие потоки воздуха, оставляющие влагу, а компенсирующие их нисходящие токи, обладающие иссушающим фенообразным эффектом. Только этим допущением можно объяснить аномальную сухость этого высокогорного, но почти лишенного ледников хребта, на котором даже следы древних снежных цирков являются редкостью, хребта, которой почти не дает постоянного стока и наполовину утопает в продуктах селевого и пролювиального выносов.

Известно, что вода как в газообразном, так и в твердом и особенно в жидком состоянии является основным экзогенным фактором почти во всех зонах земного шара. Однако характер рельефо- и ландшафтообразующей роли воды резко различен в каждой зоне и зависит не только от количества выпадающих осадков, но и от режима и времени их выпадения. Это обстоятельство особенно резко сказывается в аридных областях, а тем более там, где соседствуют различные условия увлажнения.

В данной статье не рассматривается воздействие на рельеф и ландшафт различных типов питания поверхностного стока, роль высоты подгорных и межгорных равнин, их зональные различия, воздействие глубоких депрессий на иссушение климата, которое приводит, в частности, к полному отсутствию высшей растительности на пролювиальных гаммадах всей обширной Турфанской впадины, и многие другие вопросы. Однако три проанализированных выше примера вскрывают достаточно ясно всю важность для географа любого профиля конкретного анализа ведущих географических факторов, которые обуславливают глубокие черты различия каждого компонента природы, начиная от геологического строения и кончая культурным ландшафтом. Суть его на языке климатологов определяется как влияние подстилающей поверхности на климатообразование. По сути дела это воздействие шире, ибо является общим единым географическим процессом, охватывающим все стороны формирования ландшафта и в частности условия экзогенного рельефообразования.

СИСТЕМА ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКОГО РАЙОНИРОВАНИЯ СИНЬЦЗЯНА

В литературе нередко смешиваются понятия о типологической и территориальной классификации рельефа. Поэтому важно прежде всего оговорить различие между генетической типологией рельефа и его районированием. Типологическая классификация производится по основным чертам сходства рельефа. Так, например, аллювиальные, древнеледниковые, озерные, пролювиальные и другие равнины как генетические типы рельефа, как элементы типологии характеризуются однородностью

своего происхождения и своих наиболее типичных черт на любых территориях и континентах; пролювиальные равнины, где бы они ни были развиты, являются наклонными, подгорными, в верхней части щебенисто-галечными или валунно-галечными, а в нижней, наиболее удаленной от гор,— мелкоземистыми. Это те черты, которые характеризуют единство их генезиса и рельефа, их типологию.

Однако пролювиальные равнины северных подножий Тянь-Шаня и северных подножий Куньлуня во многих второстепенных чертах различны между собой. На северных подножьях Тянь-Шаня в связи с полупустынными климатическими условиями шлейфы хорошо промыты, содержат пресные воды и у оснований дают зону обильных выходов пресных грунтовых вод, из которых формируются ручьи (карасу). В связи со значительно более аридными экстрапустынными климатическими условиями, пролювиальные толщи северных подножий Куньлуня не промыты, а, наоборот, покрыты соляно-ангидритово-гипсовой корой, зона карасу почти нигде не образует ручьев, а грунтовые воды в обилии содержат соду. Такова лишь одна черта отличия одних пролювиальных равнин от других, позволяющая обособить в пределах одного и того же типа рельефа различные районы его распространения. К этим чертам различия пролювиальных равнин разных районов относятся: мощность, петрографический и механический состав, количественное соотношение массы конуса выноса и величины стока питающего потока и др.

Тип высоких гор Алтая, где выпадает много осадков, резко отличается от таких же высокогорий, но несравненно более пустынного Куньлуня. Но если даже горы Алтая в чем-то схожи с горами Саура, то все же территориальная разобщенность их равнинными пространствами и ряд отличительных признаков не позволяют их объединять воедино, а заставляют относить к разным геоморфологическим регионам. Такой регион может состоять лишь из одного типа рельефа (частично перевенная аллювиальная песчаная равнина среднего течения Тарима) или из сочетания различных типов и форм рельефа. Так, например, Саур объединяет в себе и расчлененный высокогорный хребет и выровненное нагорье, и расчлененные среднегорья и речные долины. Однако сочетание всего этого образует хр. Саур, территориально единый, изолированный от других хребтов, отличающийся от других гор рядом специфических особенностей, присущих только этому хребту и отличающих его от других. Наличие этих местных особенностей обуславливает необходимость и возможность, помимо выделения типологических общих черт, выявлять эти специфические отличительные черты и по их наличию районировать рельеф, т. е. выделять территориальные единицы, объединяемые по совокупности своих отличительных черт.

Таким образом, задачи типологической и региональной классификаций рельефа резко различны и имеют совершенно разные цели. Типология дает возможность подчеркнуть общие черты рельефа, многократно повторяющиеся на самых различных территориях. Районирование, наоборот, дает возможность выделять обособленные территориальные единицы, объединенные общностью присущих им специфических черт, их неповторимыми индивидуальными особенностями. Региональный анализ рельефа позволяет глубже вскрыть его сущность и оттенить особенности сочетания различных его элементов.

Не останавливаясь специально на принципиальных сторонах геоморфологического районирования, следует подчеркнуть, что до сих пор в литературе по данному вопросу нет ни достаточной общности взглядов, ни четкой системы, позволяющей положить ее в основу, ни договоренности относительно терминологии и таксономии. Эти обстоятельства, особенно терминологические различия, мешают в работе. Однако практических различий в подходах к районированию и в понимании сущности

районирования оказывается фактически меньше, чем это вытекает из принципиальных расхождений. Так, например, все исследователи согласны с тем, что рельеф обусловлен всей совокупностью воздействия на поверхность Земли как эндогенных, так и экзогенных сил и процессов, причем в крупных своих чертах рельеф связан в первую очередь с тектоническими силами. Исходя из этого, наиболее крупной таксономической единицей рельефа обычно считают его общность, обусловленную единством тектонического сооружения (платформа, щит). Однако даже и в этом самом общем положении сразу же приходится делать отступления от правила, поскольку тектонически единое орогеническое сооружение (например, пояс альпийской или тихоокеанской складчатости) оказывается настолько крупным и настолько различно выраженным в рельефе, что чаще всего его приходится разделять на несколько частей.

Исходя из правильного положения об определяющей роли тектоники в создании самых крупных черт рельефа, а следовательно, и в выделении самых крупных единиц геоморфологического районирования, некоторые исследователи считают, что для каждой дальнейшей таксономической ступени районирования должен браться только один и каждый раз иной признак, например история развития, интенсивность поднятия, ведущий экзогенный процесс и т. д. Трудно возражать против таких предложений, стремящихся к определенной ясной и жесткой системе признаков для установления таксономических ступеней геоморфологического районирования. К этому надо стремиться и выявлять такие всеобщие признаки. Однако природа оказывается настолько сложна, что слишком часто принципиальная стройность разбивается о вмешательство какого-либо признака, роль которого оказывается более или менее важной. Так, определяющее влияние тектоники может сказаться на выделении не только самых крупных регионов (Тянь-Шань), но и средних (предгорные хребты и предгорные впадины в том же Тянь-Шане) и в самых мелких единицах районирования (молодая поднимающаяся структура в несколько километров длиной).

Такие трудности выделения отличительных ведущих признаков для каждой таксономической ступени привели к тому, что ряд исследователей пытается установить таксономию не столько по сути, сколько по форме, кладя в основу таксономии, как один из ведущих ее признаков, величину выделяемой площади. Безусловно размер площади является существенным признаком, однако ряд примеров может показать, что и этот признак не всегда может быть взят как абсолютный. Таким образом, сложность природных процессов создания рельефа на протяжении длительных периодов с меняющимися условиями, приводит к тому, что у нас нет еще общепринятой классификации рельефа и нам приходится выявлять ведущие признаки каждой ступени районирования и каждого конкретного региона по тем его отличительным чертам, которые подсказывает нам сама природа.

Территория Синьцзяна подвергалась уже трехкратному геоморфологическому районированию, но лишь в самых крупных геоморфологических выделениях (верхних таксономических ступенях).

В геоморфологическом районировании, проведенном на Геоморфологической карте СССР (1960) в масштабе 1 : 35 000 000, включающей и сопредельные территории, дано следующее составленное автором настоящей статьи районирование Синьцзяна, охваченного лишь частично, и прилегающих к нему территорий, причем даны лишь геоморфологические страны (I—VI) и области (1—16).

I. Горы Алтая и Саян (на каледонских и герцинских глыбово-складчатых структурах).

1. Нагорья Монгольского Алтая с ледниковой и нивальной обработкой
2. Аридные, аллювиальные и эоловые

равнины. Впадины Великих озер и Долины озер.

II. Равнины и остаточные горы Турана и Центральной Джунгарии (платформы на герцинском складчатом основании и прогибы).

3. Аккумулятивные эоловые и столово-останцовые равнины Джунгарской впадины (межгорной платформы).

III. Центральная - Казахстанский мелкосопочник и горы Пограничной Джунгарии (на каледонских и герцинских глыбово-складчатых структурах).

4. Аридные глыбовые низкогорья и среднегорья Пограничной Джунгарии.

IV. Горы и межгорные впадины Тянь-Шаня (преимущественно на герцинских глыбово-складчатых структурах).

5. Молодые складчатые передовые хребты Южного Тянь-Шаня.

6. Высокогорья Южного Тянь-Шаня с ледниковой и нивальной обработкой.

7. Высокогорья Алая с ледниковой и нивальной обработкой.

8. Высокое нагорье с ледниково-ни-

вальной обработкой и впадины Центрального Тянь-Шаня.

9. Аллювиальные, пролювиальные и эоловые равнины Илийской межгорной впадины.

10. Высокогорья Северного и Восточного Тянь-Шаня с ледниковой и нивальной обработкой.

V. Остаточные плоскогорья и межгорные равнины Центральной Азии.

11. Аридно-денудационные горы и пролювиальные равнины Заалтайской Гоби.

12. Аридно-денудационные плоскогорья и впадины Гашуньской Гоби.

13. Аллювиальные и пролювиальные равнины Кашгарии и перевеянные равнины Такла-Макан (Таримской межгорной впадины).

VI. Горы и равнины Южной Европы, Передней и Южной Азии (Альпийский кайнозойский складчатый пояс).

14. Нагорья Памира с высочайшими хребтами с нивально-ледниковой обработкой.

15. Высочайшие горы Куньлуня с нивально-ледниковой обработкой.

16. Высочайшие горы Гималаев с нивально-ледниковой обработкой.

Этим районированием не были охвачены юго-восточные области Синьцзяна (Бейшань, Алтынтаг и Тибет).

Вторым районированием, охватившим территорию Синьцзяна, было геоморфологическое районирование КНР, проведенное Институтом географии АН КНР. Оно дает для Синьцзяна следующее деление (в масштабе 1:8 000 000), в основу которого легли таксономические единицы: геоморфологические страны (I—VI), провинции (1, 2 и т. д., всего 12) и округа (А, Б и т. д., всего 16).

I. Горы Алтая (ледниково-эрозионные и аридно-денудационные горы с палеозойской складчатостью, кайнозойским ступенчато-блоковым поднятием и с широко сохранившимися пенепленами).

II. Равнины и горы Джунгарии (равнины и блоковые горы, развитые на палеозойских складчатых зонах).

1. Джунгарская впадина (равнина с дифференциально - колебательными движениями и аридной обработкой).

А. Аллювиальные равнины Урунгу и Кара-Ирцис с дюнами.

Б. Аридно-денудационная высокая равнина Центральной Джунгарии.

В. Аллювиально - пролювиальная равнина Южной Джунгарии с массивами песков.

2. Плато и впадины Восточной Джунгарии (аридно-денудационное бло-

ковое плато и пролювиальная межгорная впадина).

3. Пограничные горы Западной Джунгарии (блоковые среднегорья с преобладанием аридной денудации).

4. Пролувиально-аллювиальная равнина Таген (Чугучак).

III. Тяньшаньские горы (максимально поднятые и частично погруженные горы с палеозойской складчатостью и кайнозойскими блоковыми движениями).

1. Горы Северного Тянь-Шаня (максимально поднятые ледниково-эрозионные и денудационные горы с малыми межгорными впадинами).

А. Западная часть гор Северного Тянь-Шаня¹ (высокогорья с современным ледниковым развитием и с холмистыми предгорьями).

¹ Имеется в виду Тянь-Шань лишь в пределах КНР.

- Б. Восточная часть Северного Тянь-Шаня (преимущественно аридно-денудационные высокогорья с незначительными ледниками).
2. Горы и межгорные равнины Центрального Тянь-Шаня (среднегорья из докембрийских кристаллических пород, чередующиеся с сильно погруженными впадинами).
- А. Пролювиально-аллювиальные равнины р. Или
- Б. Тяньшаньская Внутренняя зона с межгорными равнинами (ледниково-эрозионными, эрозионными, аридно-денудационными среднегорьями и межгорными моренными, пролювиальными и аллювиальными).
- В. Хами-Турфанская пролювиально-озерная впадина (сильно погруженная аридно-денудационная пролювиальная и озерно-аллювиальная равнина).
3. Горы Южного Тянь-Шаня (максимально поднятые высокогорья с современным развитием ледников и аридной денудации).
- IV. Т а р и м - А л а ш а н ь с к а я р а в н и н а (аридно-денудационная слабоподнятая равнина на докембрийской платформе).
1. Таримская впадина (равнина с дифференциально-колебательными движениями и подвижными песками).
- А. Песчаная равнина Такла-Макан с аридно-денудационными горами и с большими массивами передвигающихся песков.
- Б. Куньлуньские подгорные аллювиально-пролювиальные равнины с песками.
- В. Кашгарская аллювиально-пролювиальная равнина.
- Г. Тяньшаньская подгорная пролювиально-аллювиальная равнина.
- Д. Эоловая и озерная равнина Лобнора.
- Е. Аридно-денудационные горы и межгорные равнины Копинбай (Гашуньской Гоби).
2. Синьцзянский Бейшань (провинция пересеченных холмов и равнин с преобладанием аридно-денудационных холмов).
- V. Горы Алтынтаг и Нань-Шань (ледниково-эрозионные и аридно-денудационные блоковые горы).
1. Горы Алтынтаг (блоковые высокогорья с господствующей аридной денудацией).
- VI. Нагорье Цинхай-Тибета, хр. Куньлунь и Сино-Тибетские горы (нагорье и высокогорья на наиболее сильно поднятом в целом докембрийском массиве, палеозойской и мезозойской складчатой зоне).
1. Плоскогорье Северного Тибета (массив с интенсивной ледниковой обработкой и холмистое плоскогорье с большим количеством озер).
2. Высокогорья Куньлунь и Каракорум (ледниково-эрозионные высокогорья с палеозойской и мезозойской складчатостью и поднятием).
- А. Ледниково-эрозионные высокогорья Западного Куньлуня (высокогорья с энергичной ледниковой обработкой на палеозойской складчатой зоне, подвергшейся поднятию с разрывами).
- Б. Ледниково-эрозионные высокогорья Каракорума (высокогорья на мезозойской складчатой зоне, с интенсивным современным оледенением).
3. Нагорье Восточного Куньлуня (нагорье с преобладанием морозного выветривания, с палеозойской складчатостью, с максимальными поднятиями и межгорными впадинами).

Как мы видим, понятия о геоморфологических странах в обоих районированиях по своей сути одинаковы. И если в китайском районировании говорится только о равнинах Джунгарской впадины или о горах Алтая, а в советском районировании речь идет о равнинах Турана и Джунгарии и о горах Алтая и Саян, то различие здесь не в понимании объема понятия геоморфологической страны, а в том, что геоморфологическое районирование КНР дает формулировки только для пределов своей страны, а на Геоморфологической карте СССР, охватывающей в пределах рамки карты обширные окружающие территории, формулировки даны для каждой геоморфологической страны в целом, как для единого географического понятия.

Что же касается следующей ступени районирования, то, например, на Тянь-Шане в пределах КНР на Геоморфологической карте СССР выделено пять регионов, а в районировании КНР только три (Северный, Центральный и Южный Тянь-Шань). Здесь отличия заключаются в том, что в советском варианте, во-первых, повышен ранг Илийской межгорной впадины, поскольку она занимает в СССР значительно большую площадь, чем в КНР, а во-вторых, выделены как самостоя-

тельный крупный регион передовые хребты Южного Тянь-Шаня. Такие расхождения всегда возможны и не свидетельствуют о принципиальных различиях.

Третьим геоморфологическим районированием Синьцзяна явилось проведенное нами во время работ Синьцзянской комплексной экспедиции АН КНР и АН СССР 1957—1960 гг. В отличие от обоих предыдущих, проводившихся на основе только литературных источников, наше районирование делалось на основе полевых работ, сопровождавшихся геоморфологическим картированием, т. е. конкретного личного знакомства с территорией районирования. Исключение составляли необследованные нами регионы Гашуньской Гоби, Алтынтага, значительной части Куньлуня и основных пространств Синьцзянского Тибета.

В основу этого районирования были положены следующие ступени: геоморфологическая страна (А, Б, В...), провинция (I, II, III...), область (1, 2, 3...), район (а, б, в...). При этом, как и в предыдущих районированиях, названия таксономических единиц, выходящих за пределы Синьцзяна, даны в их целостном виде.

А. Горы Алтая и Саян (на каледонских и герцинских глыбово-складчатых структурах с интенсивным новейшим поднятием).

I. Монгольский Алтай (рис. 3).

1. Высокогорья и среднегорья Монгольского Алтая.
2. Низкогорья Монгольского Алтая.
3. Булаганская межгорная впадина.
4. Арманты-Тахиншаринские горы (горная цепь Арманты — Байтаг — Богдо-Нур — Тахин-Шара).

Б. Центральнo - Казахстанский мелкосопочник и горы Пограничной Джунгарии (на каледонских и герцинских глыбово-складчатых структурах) (рис. 4).

II. Аридные глыбовые среднегорья и низкогорья Пограничной Джунгарии

5. Древнеледниковое глыбовое среднегорье Саур.
6. Межгорная долина Кобук.
7. Глыбовое среднегорье Восточного Тарбагатая.
 - а. Среднегорье Восточного Тарбагатая.
 - б. Плоскогорье Уркашар.
 - в. Плоскогорье Семистай.
8. Чугучакская межгорная впадина.
9. Сглаженные полого-наклонные низкогорья и среднегорья системы Барлык.
 - а. Плоское среднегорье Барлык.
 - б. Межгорная долина Куп.
 - в. Плоскогорье Майлитау.
 - г. Плоскогорье Джаир.
 - д. Мелкосопочник Кыр и Чингиз.
10. Холмогорья и низкогорья Жаман и Нарымкара.
11. Древняя межгорная долина Зимунай-Мукуртли.
12. Мукуртай-Хоштологойские холмогорья, плато и долины.

- а. Холмогорья Касын-Кашыр.
- б. Древняя межгорная долина Эйлантала.
- в. Плато Салбырты.
- г. Низкогорья Багеалгент.

13. Дям-Кобукские равнины и плато.

- а. Долина среднего течения р. Кобук.
- б. Плато Хара-Арат.
- г. Долина Мукуртай.
- д. Долина и дельта Дям.
- е. Подгорный шлейф хр. Чингиз.

В. Равнины и остаточные горы Центральной Джунгарии (платформа на каледонско-герцинском складчато-глыбовом основании).

III. Межгорная равнина Центральной Джунгарии (рис. 5).

14. Мелкосопочник левобережья среднего течения Кара-Ирцис (Черного Иртыша).
15. Аллювиальная равнина нижнего течения Кара-Ирциса.
16. Третичное плато междуречья Кара-Ирцис и Урунгу.
17. Долина Мукуртли и дельтово-озерная равнина Урунгу и оз. Улюнгур с останцами плато.
 - а. Долина р. Урунгу.
 - б. Дельтовая равнина р. Урунгу с останцами плато.
 - в. Впадина оз. Улюнгур.
18. Мезо-кайнозойские плато и впадины центра и востока Джунгарии (южнее долины Урунгу).
19. Эоловые пески Коббэ.
20. Долина и дельтово-озерная равнина системы р. Койтун и оз. Эби-Нур.
21. Древнеаллювиальные переветренные пески Койтуна и левобережья Манаса.
22. Долина и дельтово-озерная равнина системы р. Манас.
 - а. Долина р. Манас.

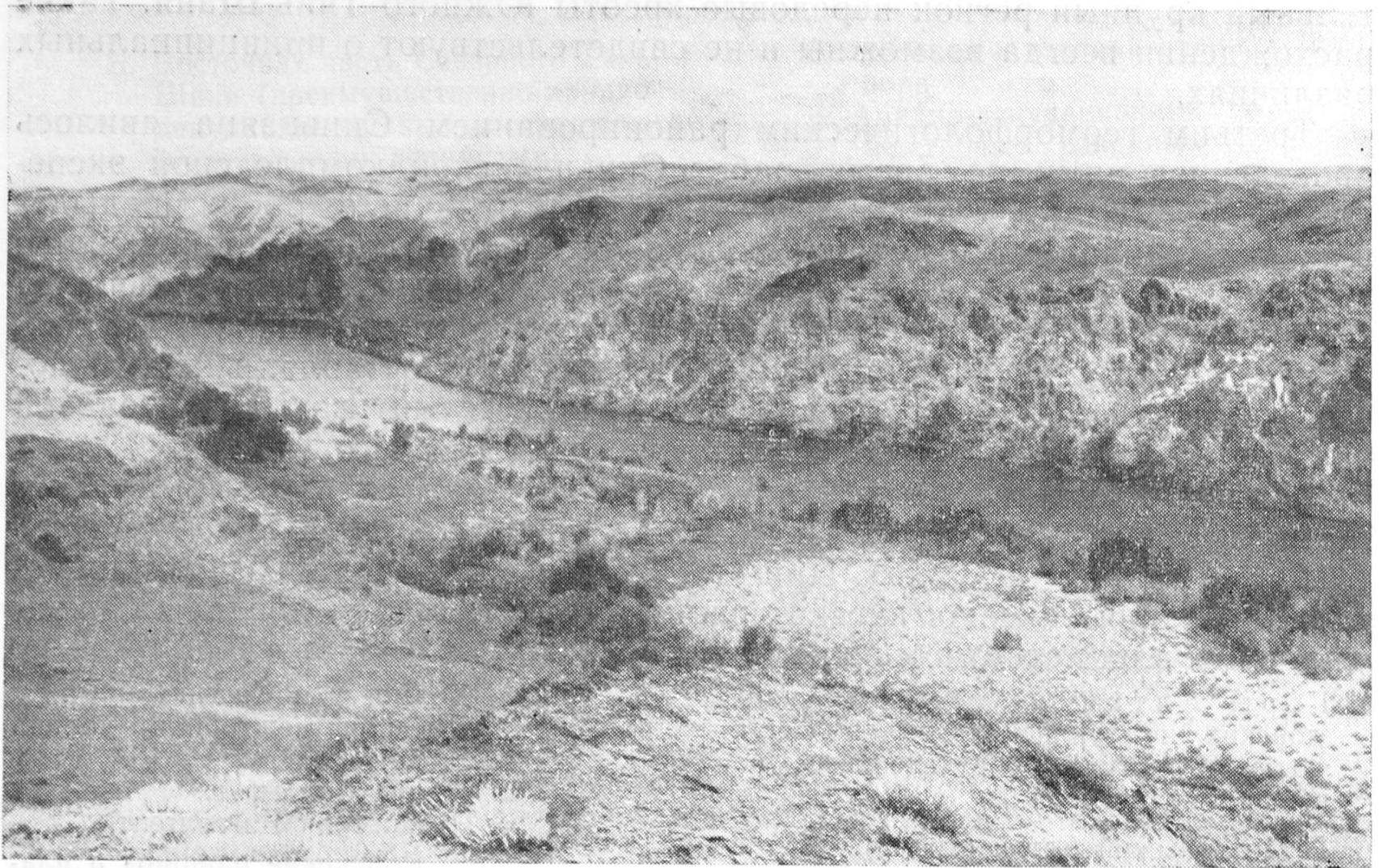


Рис. 3. Монгольский Алтай. Деллина Черного Иртыша, врезанная в мелкосопочник южного подножья хребта. Фото автора



Рис. 4. Горы Пограничной Джунгарии. Кобукские низкогорья и межгорные впадины. Фото автора

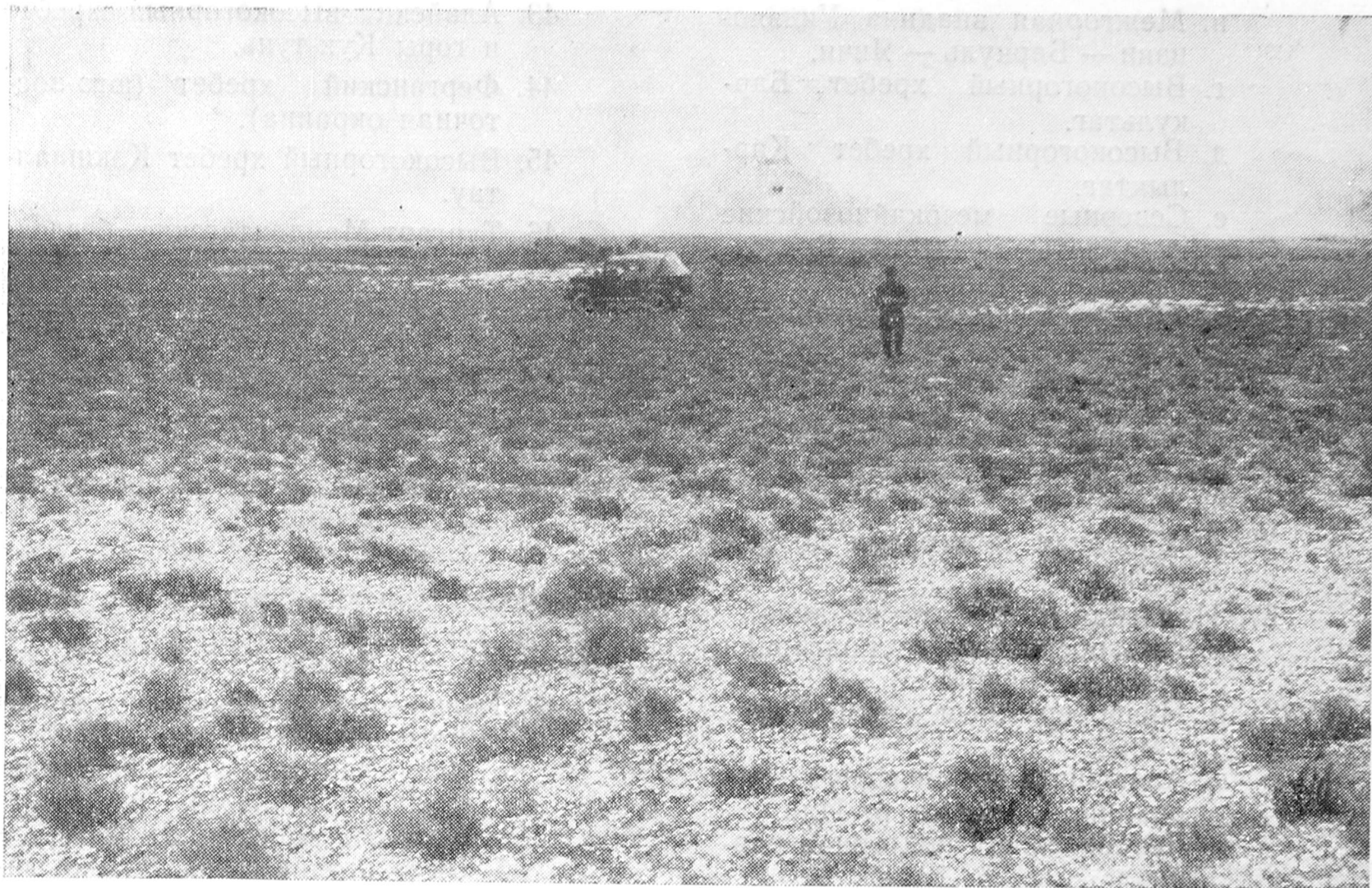


Рис. 5. Равнины Центральной Джунгарии. Неогеновое плато, бронированное белой кварцевой галькой. Фото автора

- б. Озерная равнина Айран-Нур и Ихэкак.
- 23. Полузаросшие грядовые пески Дзосотын-Элису.
- 24. Низкогорья Кара-Майли.
- 25. Джунгарская межгорная Гоби.
 - а. Номская межгорная долина.
 - б. Северо-Номский мелкосопочник.
 - в. Мелкосопочник Тугур-Тюбе.
 - г. Сантанху-Номская пролювиальная равнина.
- 26. Подгорные равнины северного подножья Северного Тянь-Шаня.
 - а. Гаммады системы Кыз-Эмчек-Дзиньхо (подгорья западной части хр. Боро-Хоро).
 - б. Подгорные равнины системы Эпте — подгорья восточной части хр. Боро-Хоро.
 - в. Подгорные равнины системы Манаса-Хотуби — галечные конусы и мелкоземная равнина подгорья северных склонов хр. Ирен-Хабырга.
 - г. Гравитационные складчатые кайнозойские предгорья и подгорная продольная долина системы Манаса.
- 27. Подгорные равнины северного подножья Восточного Тянь-Шаня (Богдо-Шаня).
- Г. Горы и межгорные впадины Тянь-Шаня (преимущественно на герцинских глыбово-складчатых структурах).
- IV. Высокогорья Северного Тянь-Шаня с ледниковой и нивальной обработкой.
 - 28. Высокогорья и среднегорья Джунгарского Алатау и Талкинского хребта.
 - а. Высокогорья собственно Джунгарского Алатау.
 - б. Межгорная долина Боро-Талла.
 - в. Хребты Бежинтау и Тышкантау.
 - г. Впадина оз. Сайрам-Нур.
 - 29. Высокогорья Боро-Хоро.
 - 30. Массив высокогорий и высочайших гор Ирен-Хабырга.
 - 31. Высокогорья Уластай-Чоган.
 - 32. Межгорная продольная впадина Каш.
 - 33. Хребет Аврал и Аршань.
- V. Восточный Тянь-Шань.
 - 34. Хребет Богдо-Шань (Мерцбахера).
 - а. Массив высочайших гор Богдо-Ола.
 - б. Высокогорный хребет Мерцбахера (собственно Богдо-Шань).
 - в. Среднегорья и низкогорья Шамальтау.
 - 35. Массивы Баркульских плоскогорий.
 - а. Моринтокойский массив.
 - б. Среднегорный хребет Мэчик-Ула.

- в. Межгорная впадина Уицзяо-цзин — Баркуль — Янчи.
 - г. Высокогорный хребет Баркультаг.
 - д. Высокогорный хребет Карлыктаг.
 - е. Северные мезокайнозойские складчатые предгорья Восточного Тянь-Шаня.
 - ж. Южные мезокайнозойские складчатые предгорья Восточного Тянь-Шаня.
- VI. Аллювиальные, пролювиальные и эоловые равнины Илийской межгорной впадины.
- 36. Продольная межгорная долина р. Кунгес.
 - 37. Илийская межгорная впадина.
 - а. Правобережная подгорная лёссовая равнина.
 - б. Правобережные пески Каракумы.
 - в. Аллювиальная мелкоземистая равнина и пойма р. Или.
 - г. Левобережная подгорная равнина.
- VII. Высокое нагорье с ледниково-нивальной обработкой и впадины Центрального Тянь-Шаня.
- 38. Среднегорье Кетмень и его восточные продолжения.
 - а. Среднегорный массив Кетмень.
 - б. Среднегорный хребет Ишкалик.
 - в. Горы Силикты.
 - г. Горы Ташла.
 - 39. Впадина Кунгес с островным массивом Алтынтау.
 - а. Левобережная (северная) подгорная равнина.
 - б. Аллювиальная равнина с северной и южной продольными долинами.
 - в. Островной массив Алтынтау.
 - 40. Срединные хребты системы Нарат.
 - а. Высокогорье Биик и Коктау.
 - б. Высокогорье Нарат.
 - 41. Высокогорные древнеозерноледниковые впадины Юлдус.
 - а. Большой Юлдус.
 - б. Малый Юлдус.
 - 42. Восточные срединные хребты системы Саармин-Чолтаг.
 - а. Высокогорья Саармин и Харгаты.
 - б. Высокогорный массив Хейлутау.
 - в. Среднегорья Алгур-Ула, Борто-Ула и Агыр.
 - г. Пустынные низкогорья Чолтаг.
- VIII. Высокогорья Южного Тянь-Шаня с ледниково-нивальной обработкой.
- 43. Алайский высокогорный хребет и горы Кук-тунь.
 - 44. Ферганский хребет (юго-восточная окраина).
 - 45. Высокогорный хребет Кокшаалтау.
 - 46. Тургарт-Майдантагские безледниковые высокогорья.
 - 47. Массив высочайших гор Хантенгри и пик Победы.
 - 48. Высокогорья Халыктау — Боро-Хотан.
 - а. Высочайшие горы и высокогорья Халыктау и Терскейтау.
 - б. Высокогорья Кок-Текетау и Боро-Хотан.
- IX. Молодые и древние складчатые передовые хребты и межгорные впадины Южного Тянь-Шаня.
- 49. Кэлпинские передовые хребты и межгорные впадины.
 - а. Учтурфанская экстрааридная межгорная впадина и долина Кокшаалдарьи.
 - б. Высокогорный безледниковый хребет Сырттау и КараТеке.
 - в. Караджальская аридная межгорная замкнутая впадина (Джайтюбе-Пчан).
 - г. Бедленд кайнозойского складчатого передового хребта Западный Кэлпинтаг.
 - д. Субашинская межгорная впадина.
 - е. Курук-Ушумская наклонная равнина.
 - ж. Пустынные срединные хребты Имгантау.
 - з. Кэлпинская межгорная впадина.
 - и. Бедленд палеозойского складчатого передового хребта Восточный Кэлпинтаг.
 - 50. Чультаг-Байские молодые складчатые хребты и межгорные впадины.
 - а. Пакаллыкская межгорная наклонная равнина.
 - б. Передовой низкогорный третичный хребет Гумбез.
 - в. Байская межгорная впадина.
 - г. Бедленд кайнозойского складчатого передового хребта Чультаг.
 - д. Кызылтагские низкогорья.
- Д. Нагорья и хребты Высокой Азии.
- X. Нагорья и высочайшие горы Памиро-Алая.
- 51. Нагорье Большого Памира.
 - а. Сарыкольский высокогорный хребет.
 - 52. Нагорье Малого Памира.
 - а. Ташкурганская меридиональная продольная межгорная долина.
 - б. Муджинско - Булункульскяя



Рис. 6. Нагорье Малого Памира. Булункульская впадина, прежде выполненная ледником. Фото автора

меридиональная продольная межгорная долина (рис. 6).

53. Улугчат-Артушские молодые складчатые бедленды.

а. Улугчатские инверсионно-тектонические мезокайнозойские высокогорья и среднегорья.

б. Артуш-Кызылойские первично-тектонические кайнозойские пустынные средне- и низкогорья.

XI. Куньлуньские аридные высочайшие горы.

54. Высочайшие горы Западного Куньлуня.

а. Кашгарский высочайший хребет (Улугтаг, Конгуртаг и Музтаг-Ата).

б. Ташкурганский хребет.

в. Тохтакорумский хребет.

г. Межгорная долина Раскемдарья.

55. Высочайшие горы Центрального Куньлуня.

а. Высочайшие хребты собственно Куньлуня (Санджутаг, Карангутанг и хр. Безымянный).

б. Район хр. Русского (Люгитаг) и Аккитаг.

56. Высокогорный хребет Алтынтаг.

57. Молодые складчатые предгорья северных подножий Куньлуня.

а. Каргалык-Хотанские брахискладчатые увалы.

б. Полурские мезокайнозойские предгорья с покровом лёссовых супесей.

XII. Север Тибетского высокого нагорья.

58. Каракашское нагорье.

59. Чангтанское нагорье.

а. Северный хребет.

б. Срединный хребет.

в. Юго-западная нагорная равнина.

г. Центральная нагорная равнина.

д. Восточная нагорная равнина.

е. Южный хребет

ж. Аяккумкульская нагорная равнина.

з. Хребет Пржевальского (Аркатаг).

60. Высочайшие горы Каракорум.

Е. Остаточные плоскогорья и межгорные равнины юга Центральной Азии (на протерозойских и палеозойских глыбово-складчатых структурах и прогибах).

XIII. Таримско-Такламаканская межгорная равнина.

61. Яркенддарьинско - Янгигиссарские аллювиальные и пролювиальные равнины восточного подножья Западного Куньлуня.

а. Кашгарский амфитеатр (Верхняя дельта Кызылдарьи, Упальская гаммада и Гездарьинско - Янгигиссарская верхние дельты).

б. Файзабадские нижние дельты.

в. Юпурганские нижние дельты.

г. Древнеаллювиальная песчаная равнина Тограккум.

- д. Древнеаллювиальная песчаная равнина Бугуракум.
 - е. Янги-Гиссар — Каргалыкские подгорные равнины с холмогорьями молодых поднятий.
 - ж. Верхняя дельта Яркенддарьи (Яркендский оазис).
62. Таримская аллювиальная, частично перевеянная равнина.
- а. Аллювиальная равнина среднего течения Яркенддарьи (Маралбашинская равнина).
 - б. Аллювиальная равнина низовьев Яркенддарьи.
 - в. Древнеаллювиальная левобережная равнина низовьев Яркенддарьи и пролювиальной дельты Ачал.
 - г. Дельта Аксу.
 - д. Верхние современные и нижние древние солончаковые дельты Теренсу и Ават.
 - е. Причутьягская древнеаллювиальная равнина левобережья Тарима.
 - ж. Дельты рек Музарт и Кучар.
 - з. Якка-Кашабадская пролювиальная равнина.
 - и. Динарская дельта.
 - к. Янгияр-Чадырская пролювиальная равнина.
 - л. Янгисуйская древнеаллювиальная равнина левобережья Тарима.
 - м. Верхняя дельта Кончедарьи.
 - н. Южная Куруктагская подгорная пролювиальная равнина.
 - о. Долина нижней Кончедарьи.
 - п. Долина верхнего течения Тарима.
 - р. Долина среднего течения Тарима (верхняя дельта).
63. Соляно-гипсовая гаммада подгорной пролювиальной равнины северных подножий Куньлуня и Алтынтага.
- а. Каргалык-Хотанская пологонаклонная равнина молодой гаммады.
 - б. Юрункаш-Керия-Нийская наклонная гаммада.
 - в. Ясулунская пролювиальная наклонная равнина с покровом навеечных песков.
 - г. Ния-Чарклыкская соляно-гипсовая гаммада с покровом песков.
 - д. Долина и аллювиальная равнина с песками нижнего течения Черчена.
 - е. Подгорная равнина Алтынтага с навеечными высочайшими грядами песков Кумтаг.
64. Западная часть песчаной пустыни Такла-Макан на приподнятой части платформы на севере и на прогибе на юге.
- а. Пески Дэбзкум и остаточный палеозойский хребет Учар-Куш-Ульды.
 - б. Глубоко-расчлененные древнеэоловые пески Тагкум.
 - в. Кайнозойский куэстовый хребет Ростат и Мазартаг.
 - г. Пески Бэлькум с молодыми тектоническими увалами и староречьями.
65. Центральная часть песчаной пустыни Такла-Макан (молодая перевеянная аллювиальная равнина сквозных транзитных рек).
- а. Долина и аллювиальная равнина со староречьями Хотана (Каракаша и Юрункаша)
 - б. Песчаное междуречье Хотана и Керии.
 - в. Долина и аллювиальная равнина со староречьями Керии.
66. Восточная часть песчаной пустыни Такла-Макан (молодые и древнечетвертичные аллювиальные перевеянные равнины).
- а. Аллювиальная перевеянная равнина правобережья среднего течения Тарима.
 - б. Срединный массив глубоко-расчлененных древнеэоловых песков.
 - в. Южные перевеянные пески аллювиальных равнин малых рек (бассейна хр. Русского).
 - г. Юго-восточные перевеянные пески аллювиальной равнины Черчена.
 - д. Долина нижнего течения Тарима.
 - е. Аллювиальные перевеянные пески междуречья нижних течений Тарима и Кончедарьи.
67. Лобнор-Карабуранская замкнутая впадина устьевых озер Тарима, Кончедарьи и Сулехэ с озерными, ярданговыми и солончаковыми равнинами.
- XIV. Аридно-денудационные плоскогорья и впадины Гашуньской Гоби.
68. Карашаро - Хамийско - Куруктагские межгорные впадины и низкогорья.
- а. Куруктагские пустынные низко- и среднегорья.
 - б. Карашарская (Янчинская) межгорная впадина.
 - в. Кюмыш-Кызылтагские межгорные впадины и пустынные низкогорья.
 - г. Чолтагское пустынное останово-цокольное плоскогорье.
 - д. Турфанская межгорная впадина с пролювиальными шлейфами и молодым складчатым хребтом Астынтаг.
 - е. Пичанский массив навеечных песков Кумтаг.
 - ж. Кашская межгорная впадина с пролювиальными шлейфами и молодым складчатым хребтом.
 - з. Хамийская впадина с пролю-

виальными шлейфами и кайнозойскими разветвленными плато.

69. Гашуньская Гоби.

- а. Алатагский мелкосопочник.
- б. Тузлытагский мелкосопочник.

в. Параганская межгорная впадина.

г. Пустынные низкогорья Игизтаг.

70. Хребет Бейшань (западная окраина).

Таким образом, в предлагаемом нами геоморфологическом районировании Синьцзяна, охватывающем в отличие от первого районирования всю его территорию, высшей таксономической единицей являются геоморфологические страны, которых выделено 6 (как и в предыдущих). Это А — горы Алтая и Саян, Б — Центрально-Казахстанский мелкосопочник и горы Пограничной Джунгарии, В — равнины и остаточные горы Центральной Джунгарии, Г — горы и межгорные впадины Тянь-Шаня, Д — нагорья и хребты Высокой Азии и Е — остаточные плоскогорья и межгорные равнины юга Центральной Азии.

Второй таксономической ступенью являются провинции, которых выделено четырнадцать (I—XIV). Третьей ступенью служат геоморфологические области (1—70) и четвертая ступень отведена районам, которых выделено нами 139 (а, б, в), но лишь в наиболее разнообразных областях.

Основанием этого районирования является морфогенетический принцип, основанный на взаимодействии эндогенных и экзогенных процессов в формировании рельефа, но с превалированием то структурных, то скульптурных элементов и различных условий их формирования, из которых в названиях по необходимости оговариваются лишь важнейшие.

ЛИТЕРАТУРА

Бугаев В. Л. Климат Средней Азии и Казахстана. Ташкент, 1946.

Витвицкий Г. Н. Климаты зарубежной Азии. М., Географгиз, 1960.

Геоморфологическая карта СССР. Изд. ГУГК, 1960.

Мурзаев Э. М. Природа Синьцзяна и формирование пустынь Центральной Азии. М., «Наука», 1966.

Петров М. П. Пустыни Центральной Азии. Изд-во Ленинградского ун-та. Т. I, 1966, т. II—1967.

Цзо Да-кан. Климат Синьцзяна. Автореф. дисс. на соиск. уч. степени канд. геогр. наук. М., 1960.

Чэнь Ши-сюнь. Климат Китая. Пер. с кит. М., Изд-во иностр. лит., 1961.

ОСНОВНЫЕ ТИПЫ РЕЛЬЕФА МОНГОЛИИ

Г. А. ШМИДТ

Современной поверхности территории Монгольской Народной Республики свойственно сочетание весьма разнообразных, разновозрастных и довольно сложных генетических и морфологических типов рельефа. В западной и северной частях страны расположены крупные горные хребты и массивы — Монгольский и Гобийский Алтай, Хангай, Хэнтей, горы Прихубсугуля. На востоке и юго-востоке страны преобладает равнинный и низкогорный рельеф. Между горными массивами располагаются обширные впадины, занятые озерами и пустынями.

Общее направление основных горных систем запада и юга Монголии наследует северо-западное и субширотное простирания основных герцинских структур, а обособленные массивы на севере и в центральной части страны отражают главные черты каледонского фундамента. Предопределенные древней и созданные новейшей тектоникой морфоструктуры в различной степени моделировались экзогенными рельефообразующими процессами.

Первые сведения о строении рельефа Монголии были получены в результате экспедиций Русского географического общества в конце XIX в. С тех пор рельеф этой интересной страны изучался русскими и монгольскими учеными — В. А. Обручевым в 1892—1949 гг., Э. М. Мурзаевым (1948, 1949, 1952), В. М. Синицыным (1959), В. И. Влодавцем (1955), А. Х. Ивановым (1949, 1953а, б), И. П. Герасимовым и Е. М. Лавренко (1952), Н. А. Мариновым (1954, 1955, 1966), Ш. Цигмитом (1954, 1962, 1964), Л. Нацаг-Юмом (1960), а также в последние годы Е. И. Селивановым (1969а, б), В. Э. Мурзаевой, Н. А. Мариновым и И. П. Сырневым (1971), Е. В. Девяткиным (1968, 1970), В. П. Чичаговым и Н. А. Кориной (Чичагов, 1968; Чичагов, Корина, 1970), А. В. Кожевниковым (1968а, б, 1970).

Изучение литературных источников и картографических материалов позволило автору составить первую, предварительную схему морфогенетических типов рельефа Монголии. При составлении схемы (см. рисунок) просмотрены топографические карты и аэрофотоматериалы различных масштабов на западную половину страны. При оконтуривании основных типов рельефа использованы геологическая и тектоническая карты, а также карта четвертичных отложений МНР, составленные коллективом авторов НИЛзарубежгеологии. Основные контуры были нанесены на основу масштаба 1:2 500 000, а затем генерализованы и уменьшены.

Схема основных типов рельефа составлена по морфогенетическому принципу. По генезису откартированные типы рельефа сгруппированы в следующие комплексы:

рельеф денудационных и денудационно-аккумулятивных равнин, созданный в период платформенного развития (верхний мел — палеоген);

рельеф горных областей, созданный в период неоген-четвертичной активизации тектонических движений;

рельеф аккумулятивных равнин, созданный в период неоген-четвертичной активизации тектонических движений.

В конце схемы описаны аллювиальные равнины и вулканические плато, принадлежащие различным группам типов рельефа и показанные внемасштабным знаком.

Мелкий масштаб не позволил показать на схеме морфологические разновидности рельефа, и поэтому они описаны в тексте. Данных о времени формирования рельефа Монголии очень мало, а имеющиеся — в значительной степени спорны. В связи с этим они не введены в легенду, а даны в тексте. Ниже приводится краткое описание морфогенетических типов рельефа.

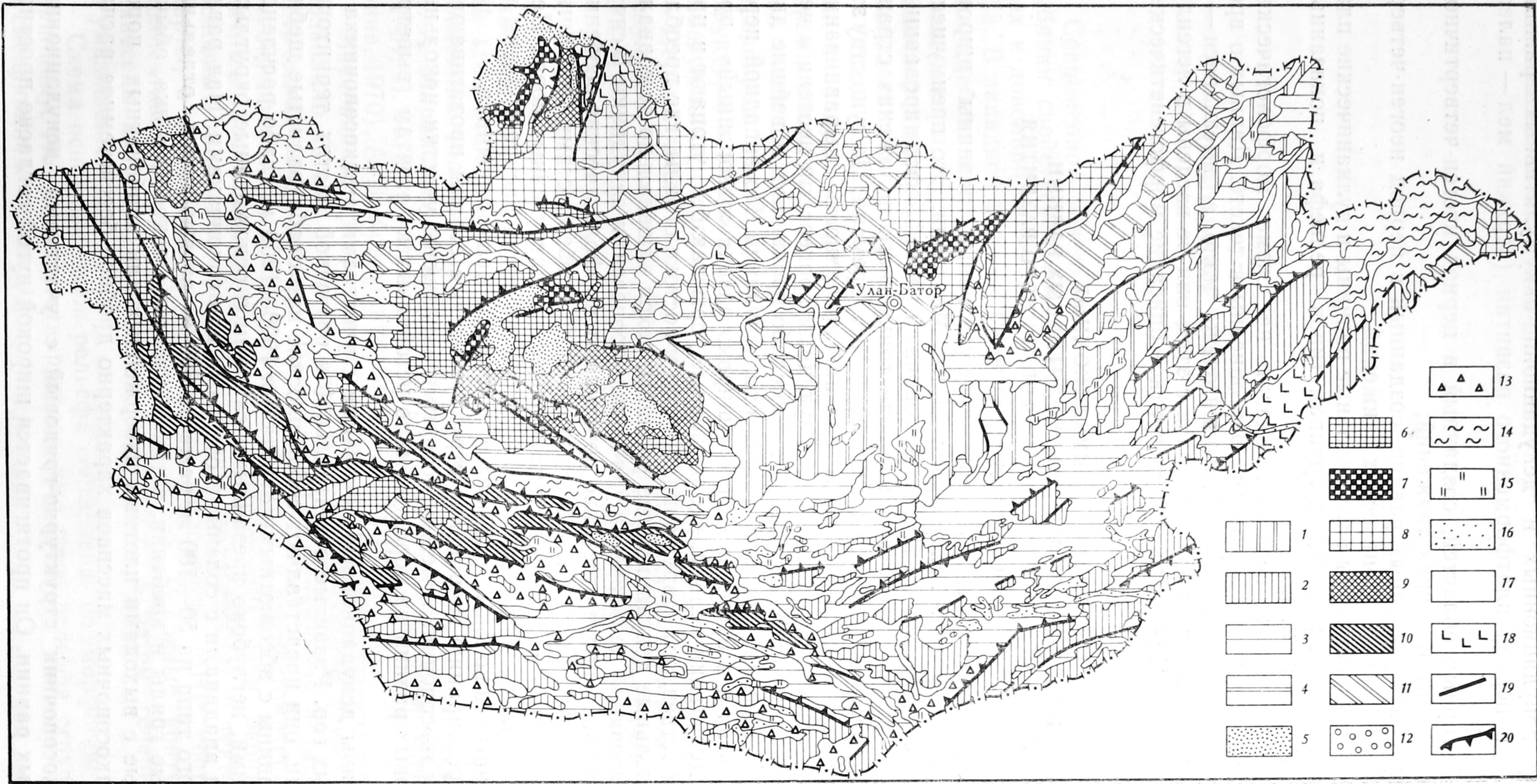
РЕЛЬЕФ ДЕНУДАЦИОННЫХ И ДЕНУДАЦИОННО-АККУМУЛЯТИВНЫХ РАВНИН, СОЗДАННЫЙ В ПЕРИОД ПЛАТФОРМЕННОГО РАЗВИТИЯ (верхний мел — палеоген)

Денудационные и денудационно-аккумулятивные равнины широко развиты в восточной и центральной частях Монголии. Это преимущественно плоский, волнистый или мелкосопочный рельеф, сформировавшийся в эпоху длительного стабильного тектонического положения страны в верхней половине мелового и в палеогеновом времени. По существу это обширная верхнемеловая — палеогеновая поверхность выравнивания, очень мало измененная рельефообразующими процессами неогена и четвертичного времени. Здесь чрезвычайно слабо проявились новейшие движения и интенсивно протекали процессы денудации. По западной периферии Хангая и в бассейне Селенги широко развит «откопанный» процессами денудации рельеф, где островные горы как бы утопают в продуктах собственного разрушения. На юге и востоке страны, где преобладают цокольные денудационные равнины, чехол элювиально-делювиальных образований практически уничтожен процессами денудации. В связи с этим на поверхности отчетливо проступают морфологические особенности, связанные с литологией и структурными особенностями коренных пород. В области развития метаморфических и интрузивных пород Центрально-Монгольского геоантиклинального поднятия распространены денудационные цокольные равнины с участками мелкосопочника.

По простиранию герцинских структур на юге страны протягиваются гряды мелкосопочника, между которыми заключены участки цокольных и пластовых равнин на породах, мало устойчивых к агентам выветривания.

Равнины денудационные цокольные с участками мелкосопочника и островных гор. Развитые в центральной и восточной частях территории Монголии, они представляют собой плоские или слабоувалистые щебнистые равнины с абсолютными отметками 1000—1200 м, слабо расчлененные сухими, неглубоко врезанными сайрами и осложненные округлыми мелкими впадинами с солеными озерками или солончаками. Над равниной такого типа на 50—100 м, реже на 300 м возвышаются отдельные островные гряды и хребтики, а также участки мелкосопочника, обычно связанные с выходами плотных изверженных или карбонатных пород. Для мелкосопочных массивов характерно дробное бессистемное расчленение.

Мелкосопочник структурно-грядовый с участками денудационных цокольных равнин. Он протягивается широкой дугой согласно простира-



- | | | | | | |
|--|---|--|----|--|----|
| | 1 | | 8 | | 13 |
| | 2 | | 9 | | 14 |
| | 3 | | 10 | | 15 |
| | 4 | | 11 | | 16 |
| | 5 | | 12 | | 17 |
| | 6 | | 13 | | 18 |
| | 7 | | 14 | | 19 |
| | 8 | | 15 | | 20 |

нию герцинид Южно-Монгольской структурно-фациальной зоны. Массивы мелкосопочных равнин особенно широко развиты в Заалтайской Гоби и на юго-востоке страны. Абсолютные высоты здесь колеблются от 1300 до 1500 м, а относительные достигают 100—150 м. Гряды мелкосопочника вытянуты в северо-западном, субширотном и северо-восточном направлениях согласно простиранию структур, дробно расчленены сухими мелкими сайрами, используемыми ослабленные зоны разломов и крупных трещин. Поперечные к простиранию пород долины рек часто имеют антецедентный характер. Это ущелья глубиной 100—200 м. Отчетливо выступают в рельефе гребневидные грядки, сложенные плотными песчаниками, эффузивами или интрузиями основного состава, а также крупные дайки и жилы. Участки между грядами сложены менее плотными породами — глинистыми сланцами, алевролитами, гранитами. Изредка встречаются неглубокие замкнутые впадины с солончаками и сухими галечниковыми руслами.

Равнины денудационные пластовые, плоские и холмисто-увалистые. Развиты на юге и юго-востоке страны, между грядами и крупными массивами мелкосопочника. С поверхности они сложены горизонтально залегающими аргиллитами, мергелями, алевролитами, а также конгломератами и галечниками мелового, реже палеогенового и неогенового возрастов. На горизонтально залегающих породах как правило развита плоская равнина, а на слабо дислоцированных (в прибортовых частях впадин) отложениях сформирован холмисто-увалистый рельеф с превышениями 50—100 м. На выходах палеогеновых песчано-глинистых образований наблюдается дробное эрозионное расчленение и развит рельеф типа бедленда. Поверхность равнины перекрыта маломощным чехлом песчано-глинистого щебенисто-галечникового элювия или пролювия. В центральных частях впадин часто можно встретить мелкие солончаки и узкие полосы бугристо-грядовых песков, представляющих собой продукт перевевания подстилающих их неогеновых или древнечетвертичных образований.

Равнины денудационно-аккумулятивные с участками мелкосопочника и островных гор. Развиты в районах, переходных от областей интенсивных поднятий к областям новейших погружений — по периферии Хангая, между Хангаем и Хэнтеем. Для этих районов характерно широкое развитие пологонаклонных равнин с абсолютными отметками от 1300 до 2000 м, перекрытых маломощным (5—10 м, реже до 20 м) чехлом делювиально-пролювиальных щебенисто-галечно-супесчаных или элювиальных

Морфогенетические типы рельефа МНР.

Рельеф денудационных и денудационно-аккумулятивных цокольных равнин: 1 — равнины денудационные цокольные с участками мелкосопочника и островных гор; 2 — мелкосопочник структурно-грядовый с участками денудационных цокольных равнин; 3 — равнины денудационные пластовые, плоские и холмисто-увалистые с участками перевеянных песков и солончаками; 4 — равнины денудационно-аккумулятивные с участками островных гор, мелкосопочника и навейных песков.

Рельеф горных областей, созданный в период неоген-четвертичной активизации тектонических движений: 5 — горы высокие ледниково-экзарационные (альпинотипные) глубоко и резко расчлененные; 6 — горы высокие эрозионно-денудационные, сильно расчлененные, с участками поверхностей выравнивания; 7 — горы высокие экзарационно-денудационные с участками поверхностей выравнивания; 8 — горы средневысотные эрозионно-денудационные слабо расчлененные, с широко развитыми поверхностями выравнивания; 9 — горы высокие эрозионные глубоко расчлененные; 10 — горы высокие структурно-эрозионные, глубоко и дробно расчлененные; 11 — горы средневысотные и низкие эрозионные.

Рельеф аккумулятивных равнин, созданный в период неоген-четвертичной активизации тектонических движений: 12 — равнины ледниковые холмисто-грядовые и пологонаклонные; 13 — равнины аллювиально-пролювиальные, наклонные, слаборасчлененные; 14 — равнины озерные плоские и террасированные; 15 — равнины озерно-пролювиальные (солончаковые) плоские; 16 — равнины эоловые бугристо-грядовые и барханные; 17 — днища долин, рек, террасированные; 18 — плато вулканические; 19 — разрывные нарушения, выраженные в рельефе; 20 — эрозионно-тектонические уступы вдоль зон разрывов

щебенисто-суглинистых образований, часто перекрытых лёссовидными суглинками или плащом навееанных барханных и бугристых песков. Пониженные участки заняты солеными озерами или солончаками. На лёссовидных породах (в бассейне р. Орхон) развит овражный рельеф. Над пологонаклонной (1—3°) равниной возвышаются на 100—300 м одиночные островные горы, гряды или участки мелкосопочника, как бы утопающие в продуктах собственного разрушения. Обычно островные горы приурочены к выходам плотных пород — мраморизованных известняков, гранитов, массивов ультраосновных пород и часто вытянуты согласно их простиранию. Гребни гор скалистые, склоны расчленены сайрами на глубину 3—5 м.

РЕЛЬЕФ ГОРНЫХ ОБЛАСТЕЙ, СОЗДАННЫЙ В ПЕРИОД НЕОГЕН-ЧЕТВЕРТИЧНОЙ АКТИВИЗАЦИИ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ДВИЖЕНИЙ

Горные области Монголии располагаются в районах новейших поднятий различной интенсивности, проявившихся с конца неогена и продолжавшихся в четвертичном периоде.

Наиболее интенсивные сводово-глыбовые движения испытали осевые части хребтов Монгольского и Гобийского Алтая, Хангая, горы Прихубсугуля, где развит высокогорный ледниково-экзарационный, эрозионный и эрозионно-денудационный рельеф. В областях умеренных (1000—1700 м) поднятий по периферии Монгольского Алтая, в Заалтайской Гоби, в Хэнтее распространен эрозионно-денудационный, экзарационно-денудационный и эрозионный рельеф.

Экзогенные рельефообразующие процессы (древние оледенения, нивация и солифлюкция на севере, аридизация на юге) наложили отпечаток на внешний облик гор.

Горы высокие ледниково-экзарационные, глубоко и резко расчлененные альпинотипные. Они венчают осевые части хребтов Монгольского Алтая, Хангая и Прихубсугуля — Баян-Улу и Хордил-Сардык.

Абсолютные высоты вершин достигают 3000—4000 м (Мунх-Хайрхан-Ула 4362 м), относительные превышения достигают 700—2000 м. Вершины гор изрезаны карами и цирками. В Монгольском Алтае днища каров располагаются на высотах около 3000 м, а в Хангае и Прикосоголье — на высоте 2200—2700 м. Кары 300—400 м в поперечнике нередко сливаются в крупные (до 1 км в диаметре) цирки. Стенки каров, расположенных выше снеговой линии (3000—3500 м), прикрыты фирновыми полями. Площадь последних в районе массива Табун-Богдо-Ула на севере Монгольского Алтая достигает 150 км², а в районе Мунх-Хайрхан-Ула — 200 км². Днища каров и верховья трогов часто заполнены долинными, висячими и каровыми ледниками. Самый крупный долинный ледник (южный склон массива Табун-Богдо-Ула), длиной 16 км, носит имя Г. Н. Потанина. Протяженность троговых долин в Монгольском Алтае достигает 70 км в длину, в Хангае — 30—35 км. Склоны трогов крутые, изрезаны лотками камнепадов, прикрыты осыпями. Днища трогов имеют холмисто-грядовый моренный рельеф. В Гобийском Алтае следы древнего оледенения известны в виде разрушенных каров и коротких трогов в районе Барун-Богдо и Дзул-Богдо-Ула на абсолютных отметках 3500—3900 м.

Горы высокие эрозионно-денудационные с участками поверхностей выравнивания. Распространены по периферии хребтов Монгольского Алтая, Хангая и в хребтах Болнай и Хан-Хухэй. Для рельефа этого типа характерно наличие в привершинных участках реликтов древней поверхности выравнивания, поднятой неотектоническими движениями на разную высоту.

В Гобийском Алтае, в районе г. Ихэ-Богдо и в хр. Адж-Богдо, остатки поверхности выравнивания фиксируются на высоте 3000—4000 м и имеют длину до 40 км, ширину 0,5—8,0 км. В Монгольском Алтае участки древней поверхности денудации располагаются на абсолютных отметках 2500—2800 м. В Хангае на высоте 3000—4000 м остатки поверхности выравнивания имеют длину 25—30 км, ширину 0,6—2,0 км и бронируются позднеогеновыми базальтами. Рельеф вершинных поверхностей денудации слабоволнистый или плоский, выложенный процессами нивации и солифлюкции. Вершины гор куполообразные, опоясанные серией нагорных террас, покрыты каменными россыпями и возвышаются на 500—700 м над днищами долин. Склоны гор довольно крутые (25—40°), расчленены глубокими распадками и ледниковыми цирками. Долины рек обычно широкие, троговые, реже ущелистые, в верховьях заканчиваются ледниковым каром или циркообразным расширением с пологими склонами. Узкие, ущелистые долины характерны для интенсивно поднимающихся блоков южного склона хр. Хангай и южного склона Монгольского Алтая.

Горы высокие экзарационно-денудационные. Они венчают нагорье Хэнтей и отмечены нами по материалам аэрофотосъемки в Хангае (в хр. Тарбагатай и на правом берегу р. Буянт-Гол), а также на южном и восточном склонах хр. Улан-Тайга. Это — куполообразные и плосковершинные горы, развитые в областях древнего долинного (Хэнтей) или полупокровного (хр. Тарбагатай) оледенения. Сглаженные вершины гор, представляющие собой реликты древней поверхности денудации, возвышаются на 200—300 м над широкими трогообразными долинами длиной 10—16 км. По данным Ш. Цигмита (1954), древние долинные ледники на южных склонах хребтов Бага-Хэнтей и Ихэ-Хэнтей спускались до высоты 1700—1790 м, а на северных склонах до 1600 м.

В Хангае к этому типу рельефа можно отнести участки высокогорного эрозионно-денудационного рельефа, сглаженного экзарационной деятельностью полупокровных ледников и ледников подножия. Древние ледники преобразовали вершины гор в гигантские бараньи лбы, выпахали озерные ванны, ложбины перетекания ледниковых масс. Долины рек широкие, троговые (длиной до 30 км), осложненные ригелями и грядами стадильных морен.

Горы средневысотные эрозионно-денудационные с широко развитыми поверхностями выравнивания. Распространены в районах устойчивых поднятий. Это бассейн р. Эгин-Гол в южном Прикосоголье, северо-западная часть Хэнтея. Абсолютные высоты водоразделов на северо-западе Хэнтея 1300—1500 м, на северо-востоке Хангая и в южном Прикосоголье — 1200—1500 м. Водоразделы широкие, уплощенные, реже куполообразные, с прекрасно сохранившейся на значительных площадях верхнемеловой — палеогеновой «вершинной» поверхностью выравнивания, описанной В. П. Чичаговым и Н. А. Кориной (1970). Нижний («придолинный») денудационный уровень этими исследователями описан в бассейнах рек Орхон и Селенга на высоте 900—1100 м. Досреднеплиоценовый возраст нижней поверхности выравнивания установлен по аналогии с Забайкальем, где на тех же отметках залегают красноцветные отложения со средне-верхнеплиоценовой фауной. Склоны гор в пределах этого типа рельефа пологие, выпуклые, плавно переходящие в широкие, слабо врезанные дряхлые долины с одной-двумя аккумулятивными террасами. На участках развития крупных интрузивных тел (северо-запад Хэнтея) эрозионное расчленение чрезвычайно дробное, перистое, хотя и неглубокое, отражает в плане трещинную тектонику массива. В районах развития метаморфизованных песчано-сланцевых толщ глубина расчленения достигает 300—400 м. Долины второстепенных притоков крутосклонные, с V-образным поперечным профилем. В крупных озеровидных

расширениях долин с плоским заболоченным днищем блуждают ветвящиеся русла, сохранились остаточные озера.

Горы высокие эрозионные глубоко расчлененные. Они приурочены к районам интенсивных, преимущественно глыбовых поднятий — к склонам хребтов Хордил-Сардаг и Баян-Ула (западное Прихубсугулье), массиву Цаган-Шибэту, склонам массива Хархира-Нуру в восточной части Хангая и бассейну р. Шараус-Гол на юге Хангая. Значительные абсолютные высоты (2000—3000 м) здесь сочетаются с большими (600—1500 м) относительными превышениями. Гребни гор пилообразные, скалистые, особенно в Прихубсугулье, на участках развития метаморфизованных карбонатных пород; склоны крутые (30—40°), глубоко и дробно расчлененные ложбинами камнепадов, часто отвесные. Долины рек узкие, V-образные, нередко ущелистые. Иногда развиты одна-две цокольные или эрозионные террасы. Нижние части склонов прикрыты мощными осыпями. Особенно интенсивно расчленены склоны, подрезанные новейшими сбросами (например, западные склоны хр. Хордил-Сардаг, обрывающиеся к Дархатской котловине). У подножия их скапливаются огромные массы обвального-осыпных образований.

Горы высокие структурно-эрозионные глубоко и дробно расчлененные. Приурочены к области линейных и горстовых поднятий на юге Монгольского Алтая и в Гобийском Алтае. Это серия субпараллельных узких хребтов северо-западного направления, вытянутых согласно простиранию докайнозойских структур. Абсолютные высоты вершин достигают 3000—4000 м, относительные превышения 800—1500 м. Вершины гор гребневидные, интенсивно расчлененные верховьями рек; склоны гор прямые или вогнутые, интенсивно и дробно расчлененные, с мелкими структурными ступенями, отражающими литологию пород. Очень характерно перистое эрозионное расчленение на терригенно-карбонатных породах, подчеркнутое аридной обработкой. Долины рек узкие, ущелистые, иногда каньонообразные, с интенсивно расчлененными осыпными склонами. Днища долин узкие, со слабо развитой поймой и обрывками эрозионных террас. Подножия гор утопают в массах обломочного материала, вынесенного из гор в начале плейстоцена и образующего мощные шлейфы, прорезанные сухими балками-сайрами.

Горы средневысотные и низкие эрозионные. Приурочены к периферическим частям новейших поднятий. Положение их в зоне сухого аридного климата наложило характерный отпечаток на морфологический облик рельефа. Рельеф этого типа развит в Гобийском Алтае, в бассейне рек Селенга и Тола, по юго-восточной периферии Хэнтея. Это преимущественно безлесные, интенсивно (Гобийский Алтай) или слабо расчлененные (Хэнтей) горы, вершины которых не поднимаются выше 1200—2400 м. В Гобийском Алтае вершины гор гребневидные, заостренные, склоны гор дробно расчлененные V-образными долинами и сухими сайрами. На северо-востоке страны, в хр. Эрен-Даба, вершины гор сглаженные, увалисто-холмистые, поднимаются на 200—300 м над днищами долин. Долины рек широкие, с пологими склонами, слабо террасированные. Обычно четко прослеживаются лишь террасы высотой 2—3 и 8—10 м. Тыловые швы террас перекрыты мощным плащом делювиально-пролювиальных отложений. В бассейне рек Орхона и Толы, а также по северо-восточным склонам Хангая (хр. Бурэн-Нуру) рельеф имеет переходный характер. Еще кое-где сохраняются выровненные водоразделы, но склоны южных гор, испытывающие влияние аридизации климата, уже довольно интенсивно расчленены. Между гребневидными грядами простираются широкие, заваленные обломочным материалом, сухие долины с узким водотоком. Здесь уже встречаются гряды бугристых песков, чередующиеся с плоскими участками озерных котловин с мерзлотно-полигональным микрорельефом.

**РЕЛЬЕФ АККУМУЛЯТИВНЫХ РАВНИН,
СОЗДАННЫЙ В ПЕРИОД НЕОГЕН-ЧЕТВЕРТИЧНОЙ АКТИВИЗАЦИИ
ТЕКТОНИЧЕСКИХ ДВИЖЕНИЙ**

Аккумулятивные равнины связаны с областями новейших прогибаний и локализуются преимущественно на западе и востоке страны (котловина Больших озер, Долина озер, впадина оз. Буир-Нур), а также приурочены к отрицательным формам рельефа в горах и на денудационных равнинах. По генезису слагающих аккумулятивные равнины плейстоценовых отложений различаются равнины ледниковые (на рисунке показаны немасштабным знаком), аллювиально-пролювиальные, озерные, озерно-пролювиальные, эоловые. Внутри каждого генетического типа рельефа существуют морфологические разновидности, связанные с различными экзогенными процессами.

Равнины ледниковые. Своим происхождением они обязаны древнему оледенению, охватившему наиболее высоко поднятые горные области страны в среднем и верхнем плейстоцене. При прочих равных геоморфологических условиях (нижняя граница развития оледенения располагается на абсолютной высоте 1700—2200 м), в связи с аридизацией климата, степень сохранности следов древнего оледенения (как экзарационных, так и аккумулятивных) убывает на восток. Различаются три основных морфологических типа ледниковых равнин — холмисто-грядовые (связанные с деятельностью ледников), пологонаклонные и террасированные (обязанные своим происхождением ледниковым водам) и плоские, озерно-ледниковые.

Наиболее широко развиты и полно изучены следы древних оледенений в Монгольском Алтае, Хангае, а также в Прихубсугулье и Хэнтее. Развитие ледниковых форм здесь было отмечено А. Х. Ивановым (1949), Э. М. Мурзаевым (1952), Н. Т. Кузнецовым (1952, 1955), Н. А. Мариновым (1954), Е. В. Девяткиным (1970), Е. И. Селивановым (1959) и др. Все эти исследователи указывают на следы 2—3-кратного древнего оледенения.

В Монгольском Алтае в долине р. Саксай-Гол А. Х. Иванов (1949) списал три разновозрастных моренных комплекса. Наиболее древний из них характеризуется сильно сглаженным пологоволнистым рельефом с плоскодонными западинами. Слагающая его морена имеет бурю окраску, а крупные (до 2 м в диаметре) валуны выветрились с поверхности. Следы двух последних оледенений сближены на расстоянии, довольно свежи, и, быть может, их фрагменты являются стадиями одного оледенения. Это гряды конечных и боковых морен, высотой до 50—100 м, холмисто-моренный рельеф, осложненный термокарстовыми западинами. Часто дуги морен подпруживают крупные цунговые бассейны (например, оз. Курчун-Нур). Они сложены серым валунным суглинком с горизонтами галечника. Три комплекса моренного рельефа описаны в верховьях р. Кобдо-Гол, в массиве Гургени-Ула, на южном склоне массива Менгун-Тайга, в долине р. Кызыл-Хату и р. Сомерсын-Булак (Селиванов, 1959). Древний сглаженный моренный рельеф отдешифрирован на аэрофотоснимках на северном берегу оз. Ачит-Нур. Максимальные размеры долинных ледников в Монгольском Алтае достигали 50—55 км, в среднем 20—30 км.

Второй крупный район древнего оледенения — Хангай. Ледниковый рельеф здесь отмечался в работах В. А. Обручева, Э. М. Мурзаева (1952), Т. В. Николаевой и В. Ф. Шувалова (1967), а в последние годы подробно описан при геологической съемке А. В. Кожевниковым, В. Е. Савиным и А. К. Уфляндом (1970). Ими отмечается аккумулятивный рельеф, связанный с двумя оледенениями. Следы древнего оледенения сохранились лишь в районах оз. Хухэ-Нур (на абсолютной высоте

2200 м), перевала Чуйчин-Гол, а также в долине р. Бала-Харуж-Гол (Николаева, Шувалов, 1967). В районе оз. Хухэ-Нур древним переметным ледником оставлен сглаженный слабо всхолмленный моренный рельеф. Мощность моренных отложений 2—5 м. На 200—300 м ниже описаны следы молодого долинного оледенения в виде гряд боковых и кончннморенных валов высотой 10—60 м. На северном склоне Хангая ледники достигали 30—50 км в длину и не спускались ниже 2000—2300 м, а на южном склоне конечные морены фиксируются на абсолютных высотах 2500—2600 м. К конечным моренам примыкают водно-ледниковые террасы, сложенные валунно-галечным материалом и бронированные «долинными» базальтами. Высокие (40—50 м) уровни условно относятся к среднему, низкие (7—30 м) — к верхнему плейстоцену. Лёссовидные отложения, перекрывающие террасу р. Ологой-Нур к югу от ледникового района Эгин-Гол, содержат фауну пресноводных моллюсков, отнесенных А. П. Пуминовой к верхнему плейстоцену—голоцену (Николаева, Шувалов, 1967).

В Хэнтее древние ледники, по данным И. А. Молчанова (1918) и Ш. Цигмита (1954), спускались в максимальную стадию на южном склоне до абсолютных высот 1700—1790 м, а также оставили стадияльные морены на высоте 1950—1980 м. На северных склонах кончннморенные гряды расположены на высоте 1600 м. На северо-западе Хэнтея (р. Толгой-Ту) в ледниково-пролювиальных отложениях собраны остатки млекопитающих, позволяющие отнести вмещающие отложения к верхнему плейстоцену. В Гобийском Алтае следы древнего карово-долинного оледенения описаны Е. И. Селивановым (1959). В долинах горного массива Баян-Цаган-Ула морены обнаруживают парагенетическую связь с лёссовидными суглинками впадин Тойрамин-Холай, содержащими остатки раковин моллюсков и костей млекопитающих верхнего плейстоцена (Мурзаев, 1952). В Прихубсугулье древнее оледенение имело четко выраженный карово-долинный характер. По долине р. Шишхид-Гол отмечаются два комплекса разновозрастных морен (Уфлянд и др., 1971).

О возрасте ледникового рельефа Монголии и слагающих его отложений нет единой точки зрения. А. Х. Иванов (1949), выделяя следы трех ледниковых эпох, предположительно относит их к среднему—верхнему плейстоцену. Е. И. Селиванов (1959), описывая ледниковые образования Монгольского Алтая, датирует их нижним, средним и верхним плейстоценом. Е. В. Девяткин (1970) нижний ледниковый горизонт считает среднеплейстоценовым, а два верхних относит к верхнему плейстоцену. Фаунистические находки и свежесть форм последнего оледенения не оставляют сомнения в их верхнеплейстоценовом возрасте. Вопрос о возрасте остатков денудированных морен пока остается открытым, но в смежных районах гор Южной Сибири аналогичные формы датируются средним плейстоценом.

Равнины аллювиально-пролювиальные. Развиты преимущественно в западной части страны, обрамляя днища котловин. Они слагаются серией разновозрастных конусов выноса, наложившихся друг на друга, развиты как в котловинах Западной Монголии, где в условиях постоянных прогибаний накопился мощный (до 100 м) плащ отложений временных водотоков, так и на денудационных равнинах южной и восточной частей страны, где мощность их не превышает 2—15 м. Близ склонов гор и бортов долин аллювиально-пролювиальные конусы выноса слагаются, как правило, грубообломочным слабоокатанными щебнисто-галечными и галечно-гравийными отложениями с примесью валунов и глыб. С удалением от гор они замещаются более тонким материалом — сортированными песчано-гравийными и супесчано-суглинистыми образованиями с горизонтами галечника и щебня. С поверхности они часто перекрыты чехлом лёссовидных супесей или суглинков. На отдельных участках встречаются

ся перевеянные бугристые и кучевые пески. Поверхность аллювиально-пролювиальных равнин наклонена обычно к долине реки или к центру бессточной впадины. Близ гор поверхность конусов выноса наклонена на $10\text{—}12^\circ$ (по периферии уклоны не превышают $3\text{—}5^\circ$) и прорезана сухими руслами (сайрами), оврагами и мелкими промоинами, создающими характерный веерообразный рисунок расчленения.

По периферии хребтов Монгольского и Гобийского Алтая, Хан-Хухэй и других, окружающих котловину Больших озер и Долину озер, широко развиты приподнятые пролювиальные равнины — бэли. Поверхность бэлей выпуклая, довольно круто ($7\text{—}10^\circ$) наклоненная к центру котловин, изрезанная глубокими ящикообразными сайрами. Часто она осложнена предгорными грядами — форбергами (дзэргэлэ) «Гоби-Алтайское землетрясение», 1963). Предполагают, что поверхность бэлей параллельна сводообразно изогнутым цоколям («пьедесталам гор» по В. А. Обручеву), сложенным коренными породами, и обязана своим происхождением новейшим поднятиям; она может быть отнесена к денудационно-аккумулятивным равнинам. Цоколи бэлей перекрыты серией из трех-четырех конусов выноса, наложенных друг на друга. Наиболее древняя генерация пролювия относится к нижнему плейстоцену (свита Гошу) и сохранилась слабо (описана Е. В. Девяткиным в Дзергенской впадине). Молодые пролювиальные шлейфы сложены галечно-щебнистым пролювием с примесью глыб, замещающимся к периферии мелкощебенчатыми отложениями. Часто периферические части конусов выноса на $0,5\text{—}0,6$ м перекрыты песками. Образование аллювиально-пролювиальных равнин условно относится к среднему—верхнему плейстоцену. В бассейне р. Орхон в делювии, перекрывающем конус выноса, собраны кости млекопитающих и орудия человека верхнего палеолита (Окладников, Троицкий, 1967).

Озерные равнины. Они широко развиты на северо-западе и крайнем северо-востоке страны, занимая центральные части крупных межгорных впадин — котловины Больших озер, Долины озер, котловины озер Убсу-Нур, Буир-Нур, Дархатской и др.

В котловине Больших озер озерные равнины сложены песчано-гравийными и суглинистыми образованиями среднего—верхнего плейстоцена, а также песчано-глинистыми и глинисто-мергелистыми накоплениями верхнего плейстоцена—голоцена. Мощность осадков на юге котловины $250\text{—}300$ м. Эпохи высокого стояния озер оставили, помимо плоских и гривистых пространств (оз. Убсу-Нур), прекрасные следы абразии и аккумуляции в виде террас и волноприбойных валов (оз. Хиргис-Нур). Э. М. Мурзаев (1952) описывает два древних озерных уровня на высоте $1450\text{—}1500$ и 1000 м на оз. Убсу-Нур и 1140 м на оз. Хиргис-Нур. Хорошо сохранились озерные террасы вокруг оз. Хара-Нур на высоте 90 ; $30\text{—}35$; $18\text{—}20$; $8\text{—}10$ и $2\text{—}3$ м над урезом воды. Польскими геологами в озерных отложениях на р. Хара-Хуин-Гол собраны пресноводные моллюски среднего—верхнего плейстоцена и остатки костей грызунов.

В Долине озер Э. М. Мурзаевым (1952) и Т. Н. Николаевой (1968) описаны хорошо выраженные береговые валы и террасы, сложенные диагональными песками и галечниками. На западе котловины в разрезах озерных отложений преобладает песчаный материал, на востоке — глинистый. В западной части Долины озер лёссовидные озерно-аллювиальные образования содержат раковины пресноводных моллюсков (верхний плейстоцен — голоцен), кости рыб и млекопитающих, обитавших в верхнем плейстоцене (данные А. К. Уфлянда).

Обширная озерная равнина занимает днище Дархатской котловины. По материалам А. И. Спиркина (1970), днище котловины образовано двумя аккумулятивными террасами относительной высотой $8\text{—}15$ и $10\text{—}40$ м (абсолютная высота $1550\text{—}1600$ м). Нижняя терраса сложена жел-

тыми ленточными супесями, верхняя — слоистыми песками с горизонтами растительного детритуса со значительным количеством пыльцы реликтовых растений (тсуги, широколиственных). Спорово-пыльцевые комплексы из озерных отложений нижней террасы характерны для перегляциальной зоны конца максимального оледенения. Между абсолютными отметками 1600 и 1700 м во многих пунктах отмечены абразионные террасы высотой 3—4 м, шириной 30—10 м. Поверхность террас наклонена под углом 5—10° к центру впадины. В ряде случаев сохранился супесчано-гравийный покров террас. Поверхность озерной равнины осложнена буграми пучения с ледяным ядром, морозными полигонами.

Озерные равнины широко развиты на крайнем северо-востоке страны — в котловинах озер Буир-Нур, Далай-Нур, Торейских. К сожалению, эти районы слабо изучены.

Озерные равнины Монголии — свидетели плейстоценовых периодов четвертичного времени. Э. М. Мурзаев (1952) считает, что наиболее высокие уровни озерных трансгрессий отвечают двум древним оледенениям в горах, окружающих котловину Больших озер. По мнению Е. В. Девяткина (1968), максимальные уровни стояния озер следует сопоставлять с ледниковыми эпохами. Е. И. Селиванов (1959), напротив, связывает озерные трансгрессии с межледниковьями и предполагает, что происхождение крупных озерных бассейнов в Долине озер, в бассейне р. Орхон, в Дархатской котловине и других местах обязано подпруживанию лавовыми потоками.

Равнины озерно-пролювиальные. Они приурочены к днищам бессточных впадин в Долине озер, Заалтайском Гоби, на востоке страны, образуя небольшие поля по периферии конусов выноса и в центральных частях котловин. Это либо плоские такырные поля, часто покрытые коркой соли, с полигональным микрорельефом, либо солончаки с бугристой поверхностью. Озерно-пролювиальные равнины с поверхности сложены слоистыми отложениями, переходными от образований конусов выноса к осадкам застойных бассейнов. Это — чередование глин, супесей, суглинков и песков, иногда с горизонтами солей общей мощностью от 1,5 до 10 м. В Барун-Хурайской котловине, в юго-западной части Монголии, такыры занимают большую площадь и сложены тонкими глинами, часто перекрытыми лёссовидными суглинками. На отдельных участках на окраины такыров и солончаков налегают маломощные пески. Данных о времени формирования озерно-пролювиальных равнин нет. Однако, учитывая их связь с молодыми конусами выноса, можно предположить, что они образовались в верхнем плейстоцене—голоцене.

Равнины эоловые. Развиты на значительных пространствах котловины Больших озер, а также встречаются в виде небольших массивов на юге, севере и востоке страны в речных долинах и озерных котловинах. Это разнообразные по форме барханные, бугристо-ячеистые и грядовые пески различной степени закрепленности, подробно охарактеризованные Э. М. Мурзаевым (1947) и Е. И. Селивановым (1969а).

Наиболее крупные песчаные пустыни известны в котловине Больших озер. Это песчаный массив Монгол-Элс в долине р. Дзабхан, состоящий из незакрепленных барханов высотой 50—55 м, склоновых и бугристо-грядовых песков; встречаются отдельные пирамиды высотой до 150 м. Особый тип песков представляют песчаные равнины, перекрывающие маломощным чехлом щебнисто-галечные аллювиально-пролювиальные равнины. Согласно господствующему направлению ветров с северо-запада на юго-восток, маломощные пески полосами шириной 2—3 км заходят в западные отроги Хангая и обрамляющий его мелкосопочник до абсолютной высоты 2500—2600 м. Большой песчаный массив вдаётся в Хангай по долине р. Хунгуй-Гол, восточнее оз. Хара-Нур. Здесь наряду со склоновыми песками развиты полужакрепленные грядовые и бугристые формы,

встречаются пирамиды. В восточной части котловины оз. Убсу-Нур широко развиты ячеистые барханы высотой до 50 м, осложняющие крупные гряды, ориентированные в направлении север-северо-восток — юг-юго-запад. Высота гряд 50—70 м, длина 5—6 км. Мощность песков р. Тэсийн-Гол более 100 м. На севере Монголии, в Дархатской котловине, описаны параболические дюны высотой 10—15 м, закрепленные бугристые и склоновые пески; к югу от оз. Хубсугул — бугристые пески. В долинах рек Орхон и Селенга местами развиты бугристые, реже грядовые и барханные, часто закрепленные формы на аллювиальных и озерных террасах.

На юге Монголии, в Долине озер, отмечаются небольшие песчаные массивы, состоящие из барханов, гряд, кучевых и бугристых песков. В Заалтайском Гоби и на востоке страны песчаные накопления вытянуты узкими (600—1500 м) полосами в субширотном и юго-восточном направлениях, видимо, маркируя древние долины. Это преимущественно бугристые и кучевые пески. Встречаются отдельные барханы и пирамиды высотой до 150 м (пески Хонгор-Элс). В долинах рек Керулен и Ульдза развиты бугристые и кучевые формы на аккумулятивных террасах.

Песчаные накопления Монголии в основном сформировались в аридных условиях послеледниковья в верхнем плейстоцене и голоцене. Перевеванию подвергались озерные и аллювиальные накопления в котловинах Западной Монголии, а также мезозойские и более молодые породы денудационных равнин Заалтайского Гоби. В настоящее время эоловые пески, лёссовидные пылеватые породы перевеваются в восточном направлении, одевая западные отроги Хангайских гор песчаным чехлом. Тонкий материал также выносится на юг, за пределы страны.

Днища долин рек с комплексом аллювиальных террас. На рисунке они показаны немасштабным знаком вдоль наиболее крупных водных артерий — Селенги, Орхона, Толы, Ульдзы, Керулена и других рек.

По долине Селенги развиты, кроме пойменных, две надпойменные террасы. Поверхности террас плоские, слабогравистые. В верховьях долины террасы сложены валунно-галечным, ниже по течению — песчано-галечным материалом, перекрытым плащом лёссовидных суглинков делювиально-пролювиального или аллювиального генезиса. Встречающиеся на отдельных участках высокие бортовые (III и IV) террасы высотой 25—35 и 80—100 м сложены перевеянными бугристыми песками с примесью гравия. По р. Орхон (бассейн Селенги) прослеживается комплекс террас высотой 3—5; 6,5; 10,5 и 12—13 м, сложенных песчаными и супесчаными и галечниковыми отложениями мощностью до 20 м. Аллювий часто перекрыт чехлом покровных лёссовидных супесей мощностью от 1,5 до 7 м, в которых обнаружены остатки верхнепалеолитических орудий. Местами прослеживаются высокие (30—40, 60—70, реже 100 м) эрозионные уровни, иногда несущие покров буроватых галечников мощностью до 4—5 м, охарактеризованных археологическими остатками леваллуа (Окладников, Троицкий, 1967). В долине р. Толы (также бассейна Селенги) на поверхности II надпойменной террасы высотой 15—17 м А. П. Окладников и С. А. Троицкий (1967) собрали остатки верхнеплейстоценовой фауны, а также орудия человека эпохи леваллуа. В аллювии террасы высотой 30—40 м обнаружены кости млекопитающих среднего—верхнего плейстоцена.

А. В. Кожевников (1968б), описывая террасы бассейна Селенги, предполагает, что формирование высоких террас связано с эпохой среднеплейстоценового максимального оледенения, а образование террас низкого комплекса — со временем постмаксимального оледенения и его стадий (верхний плейстоцен — голоцен).

По долине Керулена в четкообразных расширениях у с. Ундурхан и с. Баян-Обо-Сомон развита серия террас высотой 2,0—2,5; 6—7; 12—15 м. Террасы сложены песчано-галечным аллювием с прослоями и лин-

зами суглинков, перекрытым чехлом лёссовидных пород. У г. Чойбалсана ширина долины 15—20 км. Плоское днище занято поймой и первой надпойменной террасой высотой 6—8 м. Здесь обнаружены кости млекопитающих, указывающие на средне-верхнеплейстоценовый возраст аллювия. По долине Онона отмечена пойма и две надпойменные террасы высотой 5—8 и 15—18 м. Ширина первой террасы до 5—6 км. Террасы сложены супесчано-гравийным образованием мощностью 30—50 м.

Плато вулканические. Сформировались в результате интенсивных излияний основной магмы, охвативших в кайнозой обширные пространства Монголии, северо-восточной части Китая и гор Южной Сибири.

Наиболее активной вулканической деятельностью отмечается неоген-нижнечетвертичное, средне-верхнечетвертичное и голоценовое время (Девяткин, 1968). Среди вулканогенных образований главную роль играли базальты, изливавшиеся на поверхность по зонам разломов и меньше — через очаги центрального типа. Э. М. Мурзаев (1952) отмечает, что новейший вулканизм мало изменил основные макроформы рельефа, в ряде мест лишь сnivelировал поверхность, создал условия для образования плоских плато, насаженных вулканических конусов, каньонов и подпрудных озер, обусловил перераспределение речной сети. Однако результаты вулканических подпруд были не столь грандиозны, как это предполагает Е. И. Селиванов (1969б). Основная масса лавовых полей сконцентрирована в центральной и восточной частях страны. Наиболее крупные лавовые плато известны в Прихубсугулье, в Хангае, в бассейнах Селенги и Орхона, на возвышенности Дариганга. В бассейне р. Орхон лавовые плато развиты на площади около 250—300 км². Здесь известны хорошо сохранившиеся конусы потухших вулканов Уранмандал и Хойсмандал. В Восточном Прихубсугулье, по материалам А. Х. Иванова (1953б), лавовые плато пользуются очень широким развитием, занимая около 1800 км². Они приурочены к водораздельным пространствам с абсолютными отметками 1800—2200 м. Плато сложены горизонтальными неоген-четвертичными базальтовыми потоками мощностью от 0,5 до 6,0 м, длиной до 15—17 км. Общая мощность базальтов 100—150 м. Поверхность плато пологохолмистая, грядовохолмистая, местами плоская с относительными превышениями 20—30 м, реже 50—80 м. Встречаются отдельные щитовидные вулканы высотой до 150 м и заболоченные блюдцеобразные понижения типа кальдер диаметром 2—3 км.

В Хангае довольно крупные поля неоген-нижнечетвертичных базальтов общей площадью около 1000 км² перекрывают водоразделы с абсолютными отметками до 3000—3500 м. Мощность «платобазальтов» колеблется от 50 до 500 м. Средне-верхнеплейстоценовые и голоценовые потоки мощностью до 70—100 м заполняют долины рек Байдараг-Гол, Туйн-Гол, Хануй-Гол и др. В верховьях р. Чуйгуин-Гол долинные базальты прислонены к вершинным, перекрытым мореной среднеплейстоценового оледенения. Аллювий третьей террасы прислоняется к долинным базальтам и частично перекрывает их. А. В. Кожевников и др. (1970) предполагают, что изменения происходили во время последнего позднеплейстоценового межледниковья. Поверхность вершинного лавового плато и долинных потоков плоская, склоны крутые, ступенчатые, прикрытые осыпями. Реки прорезают базальты в ущельях глубиной 70—100 м. Местами на поверхности покровов встречаются разрушенные вулканические конусы высотой до 60—150 м. Диаметр вулканов у основания 450—500 м, а кратеры имеют диаметр 20—25 м.

Крупнейшее (10 000 км²) вулканическое плато Дариганга располагается на крайнем юго-востоке Монголии. Оно приподнято над окружающей равниной на 250—300 м и сложено серией лавовых покровов и потоков общей мощностью от 25 до 100 м (Маринов, 1966). Это плоская или пологовсхолмленная равнина со слабоврезанными саями, разбитая

серией субпараллельных трещин северо-восточного простирания. Мелкие трещинные отдельности дробят плато как бы на «мостовую гигантов». О наличии в Дариганге голоценовых излияний свидетельствуют хорошо сохранившиеся вулканические аппараты, а также залегание отдельных потоков на речных террасах ур. Баин-Булак. Всего в пределах плато насчитывается 222 потухших вулкана высотой от 25 до 300 м и до 1—2 км в поперечнике (на 32 км² приходится один вулкан). Вулканы приурочены к системе северо-восточных трещин. Склоны вулканов покрыты вулканическими бомбами до 1 м в поперечнике (Желубовский, 1958; В. И. Влодавец, 1955).

ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ РЕЛЬЕФА МОНГОЛИИ

Рельеф Монголии претерпел сложное и многообразное развитие. Различные его этапы освещены в работах Э. М. Мурзаева (1948, 1949, 1952), Н. А. Маринова (1954, 1966, 1970), Н. Т. Кузнецова (1955), Е. И. Селиванова (1959, 1969а, б), В. А. Апродова (1960, 1961), Н. А. Маринова и Е. И. Селиванова (1970), Н. А. Маринова, В. Э. Мурзаевой и И. П. Сырнева (1971), А. В. Кожевникова, В. Е. Савина и А. К. Уфлянда (1970), Е. В. Девяткина и др. (1970), В. П. Чичагова (1968, 1970) и др.

Наиболее древний тип рельефа — денудационные равнины представляют собой слабо измененную полигенетическую поверхность выравнивания, широко развитую на востоке и юге страны, а также на западе, по периферии горных хребтов и межгорных впадин. Поверхность выравнивания формировалась в условиях стабильного тектонического режима и благоприятной климатической обстановки. С образованием поверхности выравнивания тесно связано накопление кор выветривания. Наиболее древние горизонты выветривания описаны Е. В. Девяткиным, И. Г. Лискун и А. Г. Черняховским (1970) в основании верхнего триаса и низах верхней юры Западной Монголии, однако эти этапы выветривания не нашли отражения в рельефе. Более молодые эпохи выветривания фиксируются в областях денудации и аккумуляции на протяжении всего палеогена. Нижний горизонт отмечен в основании палеоцена, верхний — в разрезе нижнего—среднего олигоцена. Каолинит-гидрослюдистые коры выветривания маркируют рельеф денудационных и денудационно-аккумулятивных равнин, а во впадинах эпохе выравнивания соответствует поверхность аллювиально-озерных и пролювиальных верхне-меловых-палеогеновых накоплений. По мнению Е. В. Девяткина (Девяткин, Лискун, Черняховский, 1970), поверхность выравнивания изогнута, деформирована, разорвана разломами и поднята на различные абсолютные высоты от 1200—1500 до 3000—3500 м. По Т. В. Николаевой (1970) и В. П. Чичагову (1968, 1970), в горах развиты более молодые (локальные) поверхности выравнивания миоценового и плиоценового возрастов. Между эпохами выравнивания происходило разрушение пенеплена под действием эрозионных процессов, моделирования его процессами нивации, солифлюкции, экзарационной деятельностью ледников и погребение под толщами озерных, пролювиальных и эоловых образований.

В конце неогена — начале четвертичного периода происходило общее поднятие страны, носившее сводово-блоковый характер. Большую роль играли, особенно в Монголо-Алтайском и Гоби-Алтайском районах страны, движения по разломам, как унаследованным, так и новейшим. В эту эпоху формировался эрозионный горный рельеф, и в зависимости от амплитуды новейших поднятий глубина расчленения (относительные превышения), густота расчленения и крутизна склонов были различны. Два последние фактора часто обусловлены литологией пород.

В наиболее интенсивно поднятых блоках Монгольского и Гобийского

Алтая, Хангая, Прикосоголья развит высокогорный структурно-эрозионный и эрозионный или эрозионно-денудационный рельеф. В менее поднятых областях Хангая, в периферических частях интенсивно поднятых блоков, сформировался среднегорный эрозионно-денудационный слабо расчлененный рельеф с широко развитой поверхностью выравнивания — среднегорный или низкогорный эрозионный рельеф.

По расколам земной коры в конце неогена — начале плейстоцена происходили излияния базальтовой магмы и формировались так называемые вершинные базальты в горах Хангая, Прикосоголья, в бассейнах рек Орхона и Селенги. Поднятие гор сопровождалось увеличением количества выпадающих осадков, усилением эрозионных процессов и образованием мощных пролювиальных и аллювиально-пролювиальных накоплений типа бэлей у подножия Гобийского Алтая. Дальнейшее увеличение количества осадков, похолодание климата в условиях продолжающихся поднятий в конце раннего — начале среднего плейстоцена способствовали возникновению ледников в горах, а также формированию многолетнемерзлых пород во внеледниковой зоне. Крупные долинные ледники в горах, по-видимому, достигали в длину нескольких десятков километров (Монгольский Алтай, Хангай, Прикосоголье) или носили полупокровный характер (хр. Тарбагатай, Восточное Прикосоголье). С ледниковой эпохой связано формирование высокогорного ледниково-экзарационного рельефа в Монгольском Алтае, Прикосоголье и Хангае и экзарационно-денудационного рельефа в горах Хэнтея. В долинах ледники оставили гряды морен и водно-ледниковые шлейфы. Однако аккумулятивные формы этой ледниковой эпохи сохранились слабо и фиксируются лишь в Хангае и севернее оз. Ачит-Нур.

С периодом среднечетвертичного оледенения и его влажным и холодным климатом связано развитие во внеледниковой зоне крупных озерных водоемов, особенно обширных на западе и востоке страны, где они, занимая крупные тектонические прогибы, располагались на различных гипсометрических уровнях. Крупные озерные бассейны существовали в котловине Больших озер (Убсу-Нур, Хиргис-Нур, Хара-Усу-Нур, Ачит-Нур) и на востоке страны (Далайнор, Буир-Нур, Торейские озера). В горах возникли мелкие озерные бассейны, частично обязанные вулканическому подпруживанию (в горах Хангая, в бассейнах Селенги и Орхона). Реки были полноводными и формировали обширные аллювиальные и аллювиально-пролювиальные (дельтовые) равнины.

В среднем плейстоцене продолжались излияния базальтов по зонам разломов и в меньшей степени через очаги центрального типа. Они снивелировали рельеф и обусловили на отдельных участках перераспределение гидрографической сети (Мурзаев, 1952).

Наступившее потепление климата вызвало таяние и частичную деградацию ледников. Уменьшение роли ледникового питания обусловило сокращение речного стока и уменьшение площади озер. Обнажившиеся из-под воды озерные и дельтовые равнины интенсивно развеваются — формируется барханный и бугристо-грядовый эоловый рельеф в котловине Больших озер, в Заалтайской Гоби. Зона многолетнемерзлых пород поднялась выше в горы и сместилась к северу (Маринов, Мурзаева, Сырнев, 1971).

Базальтовые излияния заполнили некоторые долины Хангая и Западного Прикосоголья. Об этом свидетельствуют налегания на отдельных участках базальтов на морены максимального оледенения.

Вторая крупная эпоха оледенения связана с новым похолоданием климата и продолжающимися поднятиями в верхнечетвертичное время. Следы этого оледенения сохранились довольно хорошо в виде карров и трогов. Оледенение, по всей вероятности, было двукратным. В Хангае ледники спускались до высоты 2000—2600 м, в Хэнтее — до 1600—1800,

в западной части Монгольского Алтая до 1900, а на юго-востоке до 2000—2200 м (Кузнецов, 1952).

С повышением влажности и похолоданием климата связаны рост водного стока рек и формирование комплекса террас, увеличение сноса в областях континентальных дельт и образование аллювиально-пролювиальных равнин. Вновь продвигается на юг зона многолетнемерзлых пород. Вулканическая деятельность центрального типа продолжалась в бассейне р. Орхон, на возвышенности Дариганга.

В конце верхнего плейстоцена наступило потепление и ледники стали отступать, оставляя гряды боковых и стадияльных морен и водноледниковые шлейфы. Во внеледниковых зонах формируются террасовые уровни усыхающих озерных бассейнов, комплекс низких речных террас. Многие реки отмерли, и усилился процесс развевания аллювия и пролювия, вынесенного из гор. Тонкий обломочный материал выносится на юг и на значительные пространства. В Заалтайской Гоби на пролювиальных щебнисто-галечниковых образованиях развивается равнина типа «гаммады» (Мурзаев, 1952).

В конце верхнего плейстоцена—голоцена на периферических участках пролювиальных шлейфов (в зоне выклинивания грунтовых вод) и во впадинах, на месте высохших озер образуются озерно-пролювиальные солончаковые равнины. В голоцене в речных долинах формируются пойменные террасы, накапливаются массы пролювия и делювия, селевый материал. В горах интенсивно протекают гравитационные процессы, широко развиваются нивация и солифлюкция.

Зона многолетнемерзлых пород сократилась и сохранилась лишь в горах, выше 1800 м, и на отдельных участках в котловинах. И в голоцене, и в историческое время не прекращались вулканические извержения в бассейне р. Орхон и на возвышенности Дариганга.

О продолжающейся новейшей активности свидетельствуют многочисленные землетрясения. Наиболее сильные из них сопровождались образованием сейсмодислокаций, выраженных в рельефе: разлома 1905 г., возникшего после Хангайского землетрясения, разрывов и обвалов, связанных с Гоби-Алтайским землетрясением 1957 г., и крупных трещин в районе Могодского землетрясения 1967 г. («Сейсмическое районирование Улан-Батора», 1971).

ЛИТЕРАТУРА

Апродов В. А. О неотектонике и сейсмичности территории Монгольской Народной Республики.—Бюлл. Совета по сейсмологии, 1960, № 10.

Апродов В. А. Геоморфологические предпосылки сейсмического районирования МНР.—Вопросы географии, сб. 52. М., Географгиз, 1961.

Влодавец В. И. О некоторых чертах кайнозойского вулканизма Даригангской области Монголии.—В сб. «Вопросы геологии Азии». Т. 2. М., Изд-во АН СССР, 1955.

Герасимов И. П., Лавренко Е. М. Основные черты природы Монгольской Народной Республики.—Изв. АН СССР, серия геогр., 1952, № 1.

Гоби-Алтайское землетрясение. М., Изд-во АН СССР, 1963.

Девяткин Е. В. К стратиграфии плейстоценовых отложений Западной Монголии.—В сб. «Проблемы изучения четвертичного периода». Хабаровск, 1968.

Девяткин Е. В., Лискун И. Г., Черняхов-

ский А. Г. Коры выветривания в разрезе мезокайнозоя и синхронные им поверхности выравнивания в рельефе Монголии.—В сб. «Поверхности выравнивания», вып. 3. Иркутск, 1970.

Желубовский Ю. С. Четвертичный вулканизм Монголии.—Изв. АН СССР, серия геогр., 1958, № 5.

Иванов А. Х. Об оледенениях северо-восточной части Монгольского Алтая.—Труды Монгольской комисс. АН СССР, вып. 38. М., Изд-во АН СССР, 1949.

Иванов А. Х. Геология и полезные ископаемые Кобдосского района Монгольского Алтая.—Труды Монгольской комиссии АН СССР, вып. 2. М., Изд-во АН СССР, 1953а.

Иванов А. Х. Восточное Прикосоголье Монгольской Народной Республики.—Труды Монгольской комисс. АН СССР, вып. 3. М., Изд-во АН СССР, 1953б.

Кожевников А. В. Кайнозойские базальты Северной Монголии.—В сб. «Проб-

- лемы изучения четвертичного периода». Хабаровск, 1968а.
- Кожевников А. В.* Стратиграфия антропогенных отложений бассейна р. Селенги. В сб. «Проблемы изучения четвертичного периода». Хабаровск, 1968б.
- Кожевников А. В., Савин В. Е., Уфлянд А. К.* История развития Хангайского нагорья в мезозое и кайнозое.— В сб. «Геология мезозоя и кайнозоя Западной Монголии». Труды совместной сов.-монг. экспедиции, вып. 2. М., «Наука», 1970.
- Кузнецов Н. Т.* Ледниковые отложения в Монгольском Алтае и их влияние на современную гидрографию рек.— Изв. АН СССР, серия геогр., 1952, № 3.
- Кузнецов Н. Т.* Древнее оледенение Монгольского Алтая.— В сб. «Вопросы геологии Азии», т. 2. М., Изд-во АН СССР, 1955.
- Маринов Н. А.* Древнее оледенение Монгольского Алтая.— Изв. АН СССР, серия геогр., 1954, № 6.
- Маринов Н. А.* О структурном значении разлома, обновленного землетрясением 1905 г. в Западной Монголии.— Изв. АН СССР, серия геол., 1955, № 6.
- Маринов Н. А.* Генезис Восточно-Монгольской равнины.— Изв. Забайкальского филиала Геогр. об-ва СССР, 1966, т. 2, вып. 2.
- Маринов Н. А.* Геологическая изученность Монгольской Народной Республики, вып. I. М., «Недра», 1968; вып. II. М., «Недра», 1970.
- Маринов Н. А., Мурзаева В. Э., Сырнев И. П.* Палеогеография четвертичного периода территории Монголии.— Изв. ВГО, 1971, № 5.
- Маринов Н. А., Селиванов Е. И.* Новые материалы о древнем оледенении Монголии.— В сб. «Геология и фауна мезозоя и кайнозоя Западной Монголии». Труды совместной сов.-монг. экспедиции, вып. 2. М., «Наука», 1970.
- Молчанов Н. А.* Материалы к вопросу о древнем оледенении Северо-Восточной Монголии.— Изв. РГО, 1918, т. IV, № 1.
- Мурзаев Э. М.* Пески Монгольской Народной Республики.— Изв. ВГО, 1947, т. 79, № 1.
- Мурзаев Э. М.* Котловина Больших озер в Западной Монголии и происхождение ее ландшафтов.— Труды Второго геогр. съезда. М., Географгиз, 1948.
- Мурзаев Э. М.* Геоморфологические наблюдения в Восточной Монголии.— В сб. «Проблемы физической географии», вып. 14. М., Изд-во АН СССР, 1949.
- Мурзаев Э. М.* Монгольская Народная Республика. М., Географгиз, 1952.
- Нацаг-Юм. Л.* Рельеф Монгольской Народной Республики в связи с тектоникой и сейсмичностью.— Бюлл. Совета по сейсмологии, 1960, № 10.
- Николаева Т. В.* Геоморфологическое строение и основные этапы развития рельефа Центральной Монголии. Автореф. канд. дисс. Л., 1968.
- Николаева Т. В.* О поверхностях выравнивания Центральной Монголии. В сб. «Поверхности выравнивания», вып. 3. Иркутск, 1970.
- Николаева Т. В., Шувалов В. Ф.* Новые данные о плейстоценовом оледенении Хангая и Гобийского Алтая.— Вестник ЛГУ, геол. и геогр., 1967, вып. 1, № 6.
- Окладников А. П., Троицкий С. А.* К изучению четвертичных отложений и палеолита Монголии.— Бюлл. Комисс. по изуч. четв. периода, 1967, № 33.
- Сейсмическое районирование Улан-Батора. М., «Наука», 1971.
- Селиванов Е. И.* К вопросу о древнем оледенении Центральной Азии.— Изв. ВГО, 1959, т. 91, № 6.
- Селиванов Е. И.* Эоловые пески Монголии и их происхождение.— Вестник МГУ, геогр., 1969а, № 5.
- Селиванов Е. И.* Геоморфологический анализ вулканических районов Монголии.— Докл. АН СССР, 1969б, т. 189, № 4.
- Синицын В. М.* Заалтайская Гоби. М., Изд-во АН СССР, 1959.
- Спиркин А. И.* О древних озерах Дархатской котловины (Западное Прихубсугулье).— В сб. «Геология мезозоя и кайнозоя Западной Монголии». М., «Наука», 1970.
- Уфлянд А. К., Ильин А. В., Спиркин А. И., Шилова Г. Н.* Основные черты стратиграфии и условий формирования кайнозойских образований Прикосоголья (МНР).— Бюлл. МОИП, т. XVI (I), геол., 1971.
- Цигмит Ш.* Хэнтейская страна в Монголии.— Вопросы географии, сб. 35. М., Географгиз, 1954.
- Цигмит Ш.* Физико-географическое районирование МНР.— Изв. АН СССР, серия геогр., 1962, № 5.
- Цигмит Ш.* О ландшафтах Монголии.— Изв. АН СССР, серия геогр., 1964, № 2.
- Чичагов В. П.* О роли тектоники в формировании долин западного склона хребта Хэнтей.— В сб. «Вопросы геологии Прибайкалья и Забайкалья», вып. 3 (5). Чита, 1968.
- Чичагов В. П., Корина Н. А.* Поверхности выравнивания и неотектоника Северной Монголии.— В сб. «Поверхности выравнивания», вып. 2. Иркутск, 1970.

БЭЛИ МОНГОЛИИ

Д. А. ТИМОФЕЕВ, В. П. ЧИЧАГОВ

Впервые в научной литературе бэли Монголии были описаны Г. Н. Потаниным в отчетах о его путешествиях 1867, 1876—1877 и 1886 гг. В отчете 1886 г. Г. Н. Потанин, характеризуя рельеф Гобийского Алтая, писал: «Оригинальный вид здешним хребтам придает необыкновенное развитие их подножий, так называемых бэлей. Получается такое впечатление, как будто эти хребты были до половины своей высоты погружены в воду и под водой на их подножиях отлагались наносы, сглаживаемые водными течениями. Может быть, ровные скаты, окружающие хребты Гобийского Алтая, как широкие панели, произошли и не под водой; я употребил это выражение только как средство придать более наглядности описанию... Когда смотришь на Баин-цаган (один из хребтов Гобийского Алтая — Д. Т., В. Ч.),... из долины..., то кажется будто скалистые вершины стоят... на заднем плане и высовываются из-за горизонта, который образован бэлью»¹ (Потанин, 1950, стр. 543). Это описание очень точно передает зрительное впечатление о гигантских наклонных выровненных подножиях, над которыми возвышаются, или как-бы «высовываются» из-за них, скалистые горные кряжи и хребты.

Несколько позже специфичный характер широких горных подножий Гобийского Алтая подчеркивал В. А. Обручев (1894). Он называл их пьедесталами и указывал, что «часто относительная высота пьедестала над низшей частью соседней впадины вдвое или даже втрое превышает относительную высоту хребта над верхней границей пьедестала» (Обручев, 1958, стр. 422). В. А. Обручев обращал внимание на резкую морфологическую границу между скалистым хребтом и бэлем: «... как в поперечном, так и в продольном профиле зубчатая, ломаная линия, очерчивающая верхнюю часть хребта, от верхней границы пьедестала сразу принимает характер очень плоской кривой, обращенной выпуклостью вниз, идущей до дна соседней впадины. Таково общее впечатление (в деталях, конечно, можно встретить и ниже верхней границы пьедестала отдельные скалистые холмы, небольшие ущелья и т. п., но в общей картине они исчезают совершенно) и им объясняется то обстоятельство, что большинство путешественников, видевших пейзажи Центральной Азии, говорят о «насажденных» хребтах, что геологически совершенно неверно» (Там же, стр. 422—423).

Почти все последующие исследователи, посещавшие Южную Монголию и, в частности, Гобийский Алтай, обращали внимание на необычное для других областей развитие широких и высоких подгорных равнин. А. А. Чернов (участник экспедиций П. К. Козлова) обратил внимание

¹ Г. Н. Потанин писал о бэлях, как о существительных женского рода. Теперь принято употреблять этот термин в мужском роде (Мурзаевы, 1959).

на то, что пьедесталы гор юга Монголии «...поднимаются со дна соседних к хребтам котловин и происхождение их тесно связано с генезисом последних» (Чернов, 1910, стр. 68). Американские исследователи Ч. Берки и Ф. Моррис (Berkey and Morris, 1924, 1927) называли их, как и В. А. Обручев, «пьедесталами» или же сравнивали их с известными, по другим районам, в частности, по аридным территориям Запада США, педиментами и «скальными конусами» (rock fans). Эти авторы указали на незначительные мощности рыхлых молодых образований на бэлях и на то, что бэли, так же как и центральные части впадин, сложены главным образом коренными породами. Бэли Монгольской Гоби описывали Б. Б. Полюнов (Полюнов и Лисовский, 1930), З. А. Лебедева (1934), А. Г. Банников, Э. М. Мурзаев и А. А. Юнатов (1945), Э. М. Мурзаев (1948), А. А. Юнатов (1950), И. П. Герасимов (Герасимов и Лавренко, 1952), В. М. Сеницын (1956, 1959), Т. В. Николаева (1971) и другие исследователи. Много внимания геологии и морфологии бэлей, их генезису и морфоструктурному характеру в связи с механизмом горообразования Гобийского Алтая уделил Н. А. Флоренсов (1960, 1965, 1967; Флоренсов, Логачев, 1963). Ниже мы не раз будем обращаться к взглядам и идеям Н. А. Флоренсова о происхождении бэлей и их роли в геоморфологических ландшафтах юга Монголии.

МОРФОСТРУКТУРНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА БЭЛЕЙ

Морфология и геологическое строение бэлей подтверждают вывод Н. А. Флоренсова (1965; Флоренсов, Логачев, 1963), что бэли вместе с возвышающимися над ними горами представляют собой молодые сводовые морфоструктуры, осложненные разломами (рис. 1). Разломы от-

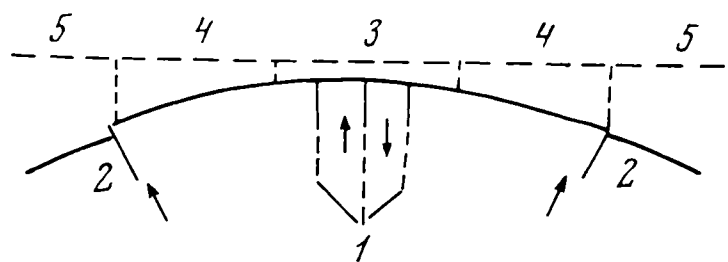


Рис. 1. Схема строения растущего сводового поднятия Гобийского Алтая (по Н. А. Флоренсову, 1965).

- 1 — разломы в замковой части свода, создающие блоки выпирания;
- 2 — краевые надвиги;
- 3 — горный массив;
- 4 — склоны горного массива;
- 5 — бэли

деляют бэли от гор, обуславливая прямолинейные границы между скалистым расчлененным рельефом гор и наклонными подгорными равнинами пьедестала. Ограничивающие разломы представляют собой, по Н. А. Флоренсову, краевые надвиги. По ним палеозойские породы фундамента подняты и надвинуты на краевые части равнин, вовлеченные в сводовое поднятие и сложенные молодыми континентальными отложениями. Зоны надвигов обычно хорошо выделяются в современном рельефе — по ним проходит граница между горами и подгорными равнинами. Надвиги прекрасно выявляются и по геологическим признакам: резкие контакты разных по литологии и возрасту пород, четкие плоскости разломов, деформированность и кливаж пород. По зонам ограничивающих разломов — краевых надвигов — продолжают движения и сейчас, что было установлено, в частности, по сейсмодислокациям, унаследовавшим старые дизъюнктивы во время Гоби-Алтайского землетрясения 1957 г. (Гоби-Алтайское землетрясение, 1963).

Встречаются, однако, молодые разломы, которые почти не выражены в рельефе. В качестве примера опишем зону молодой дислокации, вскрытую сухой долиной в верхней части бэля у северного подножия хр. Дунду-Сайхан-Ула (система хр. Гурван-Сайхан). В бортах этой

долины вскрываются при движении от гор к равнине кристаллические сланцы палеозоя, типичные для Гурван-Сайхана, контактирующие по хорошо заметной круто наклоненной линии разлома с красноцветными щебнистыми песчаниками мела, слагающими подгорные и межгорные равнины впадин Гоби. Линия контакта уходит под песчаники под углом в 50—70°. Слои песчаников задраны и имеют такое же крутое падение от гор к равнине. Ниже по долине (через 300—400 м) песчаники сменяются столь же крутопадающими слоями четвертичного галечно-щебнистого пролювия. Пролувий разбит микротрещинами, в нем видны небольшие флексурообразные изгибы, микросбросы с амплитудами от 1—1,5 м до нескольких сантиметров. Довольно быстро, через 200—300 м ниже по склону, горизонты пролювия залегают ненарушенно в своем спокойном моноклином падении на север (от гор к впадине). Таким образом, вся зона деформации имеет ширину менее 1 км.

Несмотря на интенсивную деформированность пород, выражающуюся, в частности, в весьма крутом падении слоев меловых пород и горизонтов пролювия, на поверхности бэля этого нарушения не видно. Здесь так же, как и всюду, поверхность бэля равнинна, полого наклонена на север. Поверхность бэля срезает крутопадающие толщи пород. По-видимому, нарушения морфологии поверхности, которые возникли во время дислокации (трещины, небольшие сбросовые уступы, валы, бугры и т. п.), были быстро уничтожены процессами плоскостной денудации, моделирующими бэль. Сверху как дислоцированные, так и спокойно залегающие породы прикрыты слоем современного щебнистого пролювия мощностью 0,5—1 м. В современной поверхности бэля разлом выражен лишь в месте контакта меловых и палеозойских пород. Здесь прослеживается уступ, образованный системой плосковершинных холмов и увалов, сложенных палеозоем.

Уместно перейти к характеристике трех типов зоны сочленения гор с поверхностью бэлей.

Первый тип сочленения. В схеме, предложенной Н. А. Флоренсовым, рассматривается лишь один случай, действительно широко распространенный, когда ровная наклонная поверхность бэля обрывается по зоне краевого надвига поднимающимся фронтом скалистых гор. Такой характер сочленения типичен для северного подножия хр. Ихэ-Богдо, южного подножия хр. Бага-Богдо, северного подножия хр. Арц-Богдо, ряда участков на северном и южном флангах хр. Гурван-Сайхан и для других горных массивов Гобийского Алтая. Плавная линия, очерчивающая свод, нарушается, и четко выделяется уступ, достигающий иногда высоты в десятки и сотни метров. Реже, но тоже достаточно часто, уступ между горами и бэлем почти не заметен и выпуклая кривая прослеживается от бэля внутрь гор по вершинам. Краевой разлом имеется и здесь, но выражен он не уступом, а началом расчлененного скального рельефа гор. Обе эти разновидности сочленения гор и бэлей хорошо видны, если смотреть на хр. Арц-Богдо с востока (рис. 2). Северный край хребта резким уступом поднимается над длинным бэлем. На южном фланге свод не нарушен.

В тех случаях, когда горы поднимаются над бэлем единым хребтом, линия сочленения бэля с хребтом в плане относительно прямолинейна. Таковы северные подножия хребтов Ихэ-Богдо, Бага-Богдо, Арц-Богдо. Но некоторые горные массивы представляют собой систему отдельных кулисообразных цепей и хребтов, расположенных на едином сводовом вздутии, на едином пьедестале, крылья которого образованы бэлями. Именно такой характер имеет хр. Гурван-Сайхан. Весь горный массив Гурван-Сайхан протягивается с запад-северо-запада на восток-юго-восток. Составляющие же его хребты (Баин-Боро-Нур, Барун-Сайхан, Халга, Баин-Цаган, Дуну-Сайхан, Дзун-Сайхан) вытянуты почти точ-

но с запада на восток (Лебедева, 1934). В центре хребта имеется обширная внутригорная депрессия.

Вследствие несовпадения простираний отдельных хребтов и горного массива в целом образуется неровная его граница с прилегающими к нему бэлями. Особенно ясно это видно на северном фланге Гурван-Сайхана. Окончания кулисообразно расположенных хребтов выходят на бэль, а участки наклонных равнин проникают между ними, образуя своеобразные «входящие углы», ограниченные сходящимися прямыми линиями разломов. При этом общий наклон бэля не нарушается, и на участках «входящих углов» бэль наклонен от внутренней кулисы к внешней. На рис. 3, а видно, что участок бэля составляет «входящий угол»

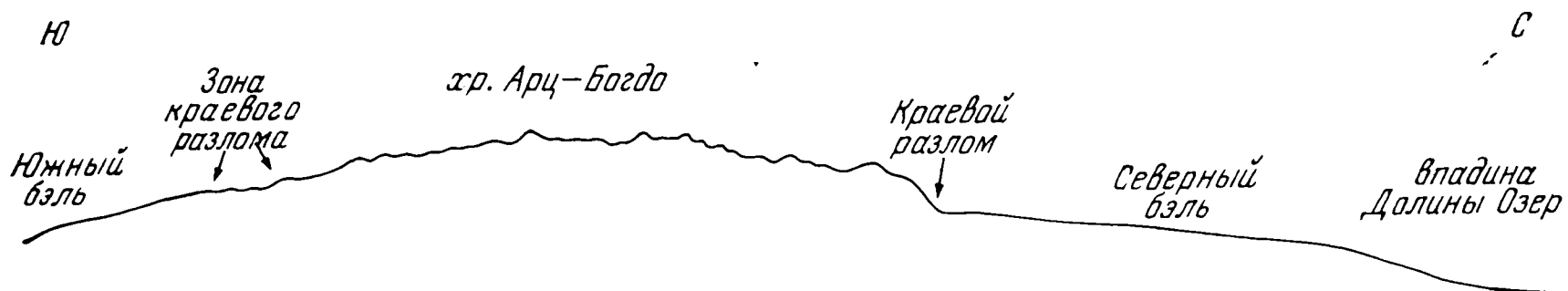
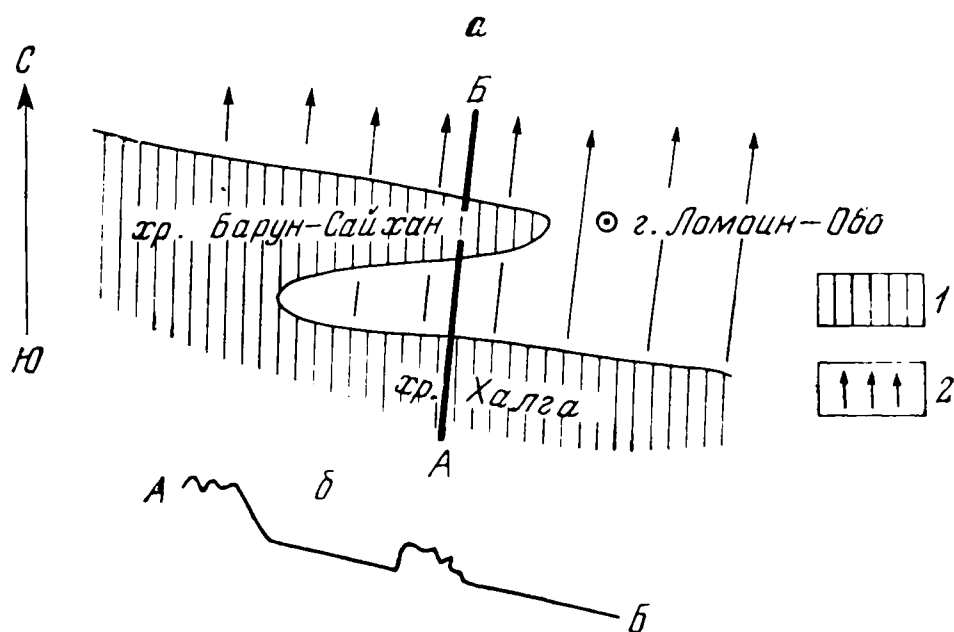


Рис. 2. Схематический поперечный профиль через восточную часть хр. Арц-Богдо и прилегающие к нему бэли

Рис. 3. Хребты Барун-Сайхан и Халга с «входящим углом» бэля.

а — план;
б — профиль по линии АБ;
1 — горные хребты;
2 — бэли (стрелками показано направление падения поверхности)



между хр. Халга и окончанием хр. Барун-Сайхан. Бэль наклонен здесь с юга на север от хр. Халга к хр. Барун-Сайхан. Южный склон окончания хр. Барун-Сайхан не имеет бэля, тогда как к северу от него протягивается обширный бэль, также наклоненный к северу к впадине Долины озер.

Второй тип сочленения — ступенчатые предгорья. В описанной выше молодой дислокации на северном подножии хр. Дунду-Сайхан-Ула имеется четко выраженная предгорная ступень. Она представлена одновысотными холмами и увалами, имеет в ширину несколько километров. Поверхность ступени постепенно повышается к горам, которые резко воздымаются над нею по краевому разлому, как это обычно бывает при простом сочленении бэля с горами. Но здесь имеется не один уступ, а два. Передовой уступ располагается на некотором удалении от гор в пределах бэля. Он образован разломом, идущим по контакту пород палеозоя и мезозоя. Высота уступа до 10—12 м. Поверхность этой ступени, сложенной главным образом палеозойскими кристаллическими сланцами, расчленена системой плоскодонных сухих долин. Местами на ней сохранились те же красноцветы мела, которые слагают и весь бэль. Этими красноцветами сложены наиболее ровные участки местных междуречий в пределах предгорной ступени.

На северном склоне хр. Гурван-Сайхан в некоторых местах встречается не одна, а две-три таких предгорных ступени, поднятых на разную высоту по разломам. Иногда имеется передовая более сильно поднятая

гряды палеозойских пород, за которой сохраняются небольшие участки поднятых равнин, сложенных красноцветами. Таким образом, в двух первых случаях единая сводообразная поверхность нарушена, и мы имеем дело не со сводом в чистом виде, а со сводово-глыбовым поднятием.

Третий тип сочленения. В этом случае свод фактически совсем не нарушен разломами, и можно видеть, как все более круто поднимающаяся равнинная поверхность бэля заходит без перелома в центральные части хребта, образуя там высокие нагорные равнины. С таким довольно редким случаем мы встречаемся на южном склоне хр. Гурван-Сайхан к северо-востоку от Баян-Далай. Здесь хорошо выраженный бэль (в нижней

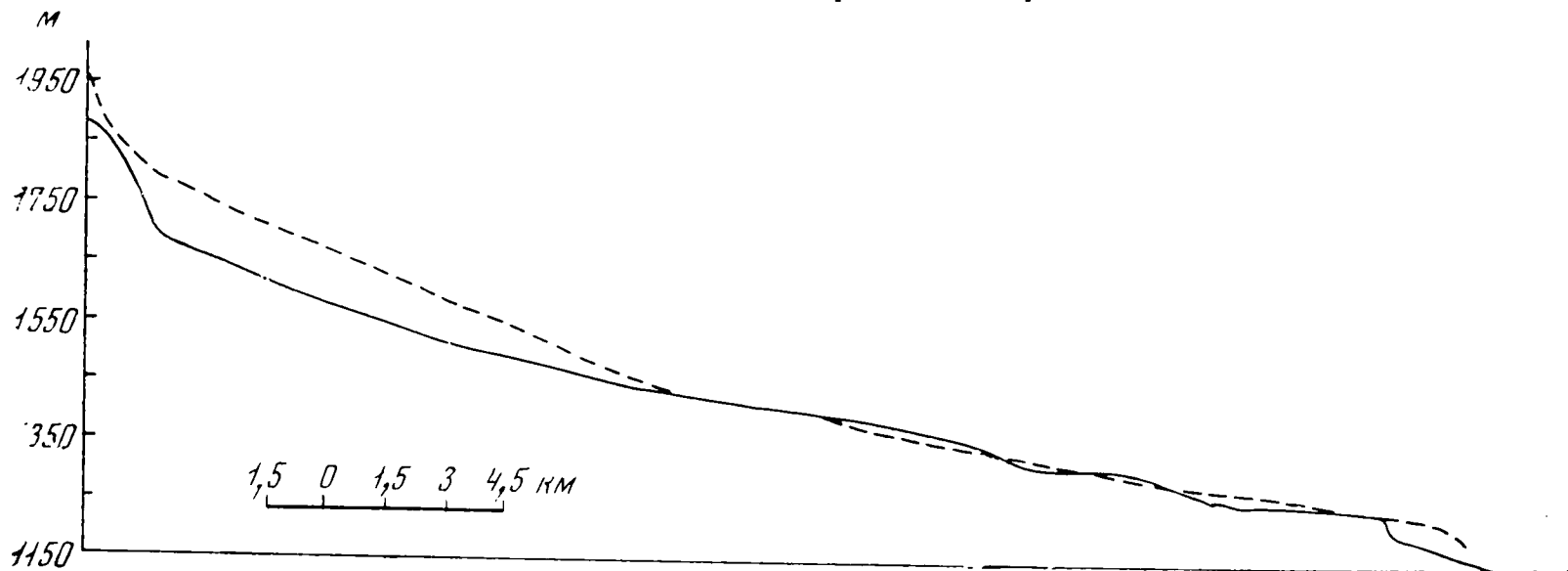


Рис. 4. Продольные профили через северный бэль хр. Гурван-Сайхан

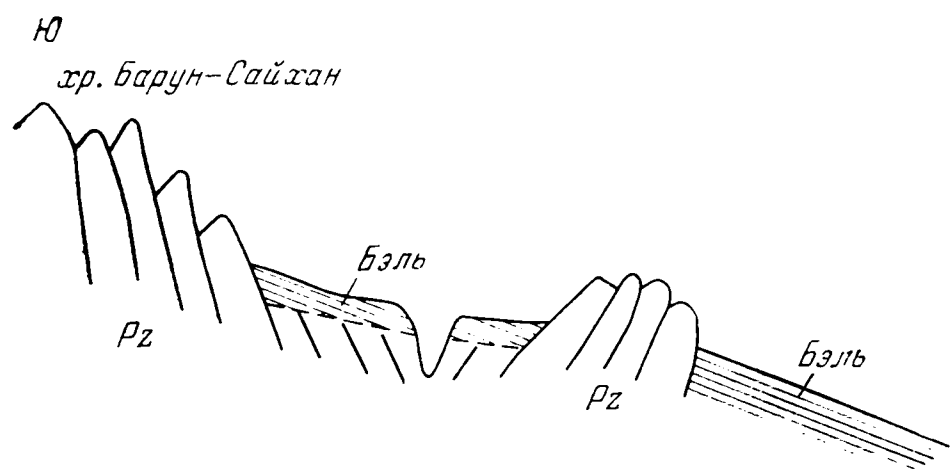


Рис. 5. Схема строения ступенчатых предгорий хр. Барун-Сайхан

части которого расположен Баян-Далай) сначала полого, а с приближением к горам все более круто поднимается и образует плавную вогнуто-выпуклую сводовую поверхность (рис. 4), соединяясь с широкими нагорными равнинами во внутригорной котловине.

На этом участке массива Гурван-Сайхан мы видим, во-первых, пример «чистого» свода (вернее полусвода, так как северное крыло его обрублено системой разломов, ограничивающих хр. Халга). Во-вторых, здесь четко прослеживается связь межгорных и предгорных равнин с нагорными поверхностями выравнивания, участки которых типичны для центральных цепей всех горных массивов Гобийского Алтая. В хр. Гурван-Сайхан обширный участок нагорной поверхности выравнивания приурочен к центральной внутригорной впадине Баин-Цаган-Далай. С севера она ограничена скалистыми резко расчлененными цепями хребтов Барун-Сайхан (рис. 5) и Халга, с юга хребтами Баин-Цаган и Дунду-Сайхан. Частично поверхность выравнивания сложена теми же песчаниками мела, которые слагают бэли. На некоторых участках поверхность выравнивания срезает породы палеозойского основания. В этих случаях на ней сохраняются невысокие останцовые горы. Внутригорная впадина почти со всех сторон ограничена четко выраженными разломами, по которым подняты окружающие впадину хребты и относительно опущена сама впадина. По зонам разломов отложения мела дислоцированы, слои красноцветных и серых щебнистых песчаников круто задраны кверху, разбиты мелкими трещинами. Исключение составляет лишь упоминав-

шийся выше участок постепенного сочленения южного бэля с нагорной равниной, где дизъюнктивная дислокация отсутствует. Орографически этот участок представлен разрывом между горными цепями Дунду-Сайхан и Дзун-Сайхан.

Морфологически нагорная поверхность выравнивания массива Гурван-Сайхан представлена системой плосковершинных увалов, расчлененных системой глубоких долин временных рек. Реки начинаются либо на поверхности выравнивания, либо на южной горной цепи хр. Гурван-Сайхан (хр. Баин-Цаган) и текут на север, прорывая в глубоких извилистых каньонах северную цепь — хр. Барун-Сайхан. Следует подчеркнуть, что выровненная поверхность в межгорной впадине наклонена с севера на юг; реки текут против ее уклона. Это свидетельствует о наложенном характере гидросети и молодом возрасте поднятий.

Таким образом, наклонные равнины бэлей и нагорные поверхности выравнивания составляли ранее единую равнину. Сводовыми и блоковыми движениями эта равнина была деформирована, изогнута и разбита. Судя по тому, что сводовые и дизъюнктивные дислокации нарушают все отложения, вплоть до самых молодых плейстоценовых и даже голоценовых, возраст деформаций также очень молодой. Поднятие и расширение сводов и разнонаправленные движения глыб в горах продолжаются и сейчас. По данным анализа последствий Гоби-Алтайского землетрясения 1957 г., хр. Ихэ-Богдо поднялся на 1—3 м (до 6 м) над окружающими равнинами (Флоренсов, 1965).

Внешние границы бэлей устанавливаются не всегда достаточно точно. Очень часто бэль выполаживается с удалением от гор и незаметно, без видимого перегиба, сливается с плоскими слабо расчлененными денудационно-аккумулятивными или озерными равнинами впадин (см. рис. 4). Но не менее часто бэли снизу ограничены крутыми уступами-чинками. И. П. Герасимов и Е. М. Лавренко (1952) отмечали, что бэли порой имеют террасовидный облик с уступом в нижней части. Хорошо заметный, но не очень высокий (первые метры) уступ местами отделяет южный бэль хр. Гурван-Сайхан от центральной части межгорной впадины Баин-Тухум, занятой озерно-пролювиальными и эоловыми равнинами (Лебедева, 1934). Почти весь северный бэль хр. Гурван-Сайхан заканчивается уступом высотой от 10—15 до 80 м.

Уступы обычно сложены сильнощебнистыми сцементированными красноцветными песчаниками мела или палеоген-неогеновыми серыми песчаниками. Таков, например, чинк в урочище Баяндзак, известный богатейшими палеонтологическими находками, издавна привлекавший внимание ученых разных стран. Часто уступы бронированы очень плотными щебнисто-галечными конгломератами (чинк северного бэля хр. Гурван-Сайхан). Сверху лежит горизонт молодого пролювия. Его мощность обычно не превышает 1—2 м. Иногда он вовсе отсутствует в нижней полосе бэля, примыкающей к уступу.

Происхождение уступов-чинков в нижних частях бэлей остается не вполне ясным. Они имеют в плане извилистую форму, сильно переработаны эрозией и дефляцией. Их происхождение обычно связывают с комплексной денудацией, дефляцией, эрозией, абразией, со структурно-литологическими факторами и, наконец, с тектоническими нарушениями (Сваричевская, 1965). Нам думается, что денудационными процессами можно объяснить вторичную переработку первичного уступа, или перегиба исходной поверхности. Аридная денудация придает чинкам специфические черты крутых, обрывистых уступов с останцами и бедлендом. Весьма вероятно, что воздействие денудации обуславливает переход от первоначально относительно смягченных форм выпукло-вогнутых склонов к современным резким формам чинков, как считал И. П. Герасимов (1943) в отношении к турткулевому рельефу. Однако первичный перегиб

поверхности, по всей вероятности, правильнее связывать с тектоническими процессами, в частности, с флексуобразными перегибами в моноклинально падающих толщах пород (Геллер, 1933; Федорович, 1934).

Чинки, ограничивающие снизу бэли Гобийского Алтая, располагаются между двумя различными типами морфоструктур. Они отделяют сводовые поднятия от относительно или абсолютно опущенных (прогибающихся) впадин, крупнейшей из которых является цепочка тектонических депрессий Долины озер. Предположение о тектонической обусловленности уступов, ограничивающих бэли Монголии, конечно, требует дополнительного рассмотрения и геологических доказательств, которыми авторы пока не располагают.

Остановимся на некоторых формах рельефа, нарушающих общую равнинность поверхности бэлей. Такими формами являются форберги, увалы, останцовые горы и долины временных водотоков. Последние описаны в разделе о морфоскульптуре бэлей, а здесь мы кратко рассмотрим положительные неровности, непосредственно связанные с морфоструктурными аспектами проблемы геоморфологии бэлей.

Форберги представляют собой участки расчлененного холмистого и мелкосопочного рельефа, встречающиеся на бэлях. Их морфология и происхождение рассмотрены в работах Н. А. Флоренсова (Флоренсов, Логачев, 1963; Флоренсов, 1965). По его данным, форберги представляют собой возвышающиеся над поверхностью бэлей гряды и системы холмисто-мелкосопочного рельефа, вытянутые в целом вдоль подножия хребтов. Они могут быть сложены различными комплексами пород — от плейстоценового пролювия до скальных пород палеозойского основания. Н. А. Флоренсов выделяет три типа форбергов, соответствующие трем стадиям их морфоструктурного и морфоскульптурного развития. Вначале образуются цепочки низких холмов, сложенных молодым пролювием, затем линейные гряды длиной до 20 км, имеющие в основании меловые породы. Наиболее развитым типом форбергов являются участки мелкосопочника и низких гор (породы палеозоя). Пролювиальные отложения и меловые песчаники в форбергах дислоцированы «с образованием антиклиналей и крутых (до 40—45°) наклонов в сторону гор» (Флоренсов, 1965, стр. 11). Все это дает основание Н. А. Флоренсову считать форберги новообразованными морфоструктурными формами — «морфологическими и тектоническими показателями расширения горных поднятий, идущего путем переработки их подножий и зон, переходных к смежным впадинам» (там же, стр. 11).

К этим данным Н. А. Флоренсова можно добавить, что иногда форберги продолжают по простиранию структуры горных поднятий. С таким случаем мы встречаемся на северном бэле хр. Гурван-Сайхан. Выше отмечалось несоответствие простираний отдельных хребтов, составляющих горный массив Гурван-Сайхан, с его общим направлением. В связи с этим, например, хр. Барун-Сайхан (северная цепь массива Гурван-Сайхан) на восточном окончании снижается и образует цепочку мелкосопочника и низких гор. Наиболее высокой из них является гора Ламаин-Обо, поднимающаяся над покатою на север поверхностью пьедестала — бэля. Еще дальше к востоку ось поднятия хр. Барун-Сайхан прослеживается в виде длинного асимметричного увала, нарушающего равнинность бэля. Склон увала, обращенный к горам (на юг), более крутой и высокий (до 20—25 м относительной высоты). Склон, обращенный на север, — пологий и постепенно сливается с общей поверхностью бэля. Образуется куэстообразная форма, вытянутая под некоторым углом по отношению к общему простиранию Гурван-Сайхана.

Останцовые горы — явление редкое на бэлях. Однако они встречаются в виде единичных возвышенностей, иногда удаленных от гор на несколько километров. Сложены они палеозойскими породами. Их под-

ножия окружены молодыми педиментами. Очевидно, эти горы представляют собой остатки древнего рельефа, нарушавшего равнинность поверхности еще до оживления тектонических движений и молодого сводообразования. Останцовые горы и сопки встречаются и на горных поверхностях выравнивания, где они поднимаются либо над полями меловых отложений (центральная часть Гурван-Сайхана), либо представляют собой останцы над исходной поверхностью, выработанной в породах палеозоя.

МОРФОСКУЛЬПТУРА БЭЛЕЙ И ЕЕ РАЗВИТИЕ

На широких, хорошо развитых бэлях довольно отчетливо выделяются три зоны: верхняя, средняя и нижняя. Эти зоны отличаются одна от другой морфологией и особенностями современного и молодого экзогенного рельефообразования. В ряде случаев изменяется геологическое строение бэлей в разных зонах, меняется состав рыхлых покровных отложений. Так, еще Г. Н. Потанин (1876—1877 гг.) подразделял бэли на два яруса — верхний щебнистый и нижний глинистый.

Верхняя зона бэля — наиболее крутая его часть (уклон 6—10°, порой увеличивается до 12—13°, например в верхней части высокого северного бэля хр. Бага-Богдо). В поперечном профиле зона имеет мягковолнистую форму, обусловленную чередованием соединенных своими бортами пологих конусовидных выпуклых конусов или вееров. Продольный профиль верхней зоны бэля прямой или пологовогнутый, выполаживающийся книзу. Колебания относительных высот здесь достигают 10—15 м, изредка более.

Зона расчленена сухими долинками и руслами (сайрами) временных водотоков. Г. Н. Потанин описывал, как верхние части конусов втягиваются в пределы гор: «...бэль перед ущельем становится выше и входит внутрь ущелья намывным конусом; посередине его проходит широкая рытвина с галечниковым дном, ниже рытвина расширяется и распадается на отдельные борозды, которые тянутся далеко через бэль; щебень, который покрывает бэль, выстилает и эти борозды, только щебень в них крупнее» (Потанин, 1948, стр. 126). Однако описанный случай входа верхней части бэля в устье горного ущелья, т. е. случай типичного конуса выноса, относительно редок в Гобийском Алтае. Гораздо чаще конусовидная (точнее, полуконусовидная) поверхность бэля начинается сразу по выходе из горного ущелья. В плане конусы очень широкие, распластанные, более похожие на почти полностью раскрытый веер¹. Край полуконуса — веера почти прижимаются к линии подножия гор. Иногда между двумя смежными крупными конусами в пределы равнины вдаются сниженные отроги гор.

Русла временных водотоков расположены в верхней зоне очень густо. Частота встречаемости наиболее крупных из них — через 1—2 км. Между этими крупными ветвящимися руслами, продолжающими горные долины, располагаются мелкие борозды, промоины и линии стока. Размеры крупных русел: ширина 100—300 м, глубина 2—4 м. Дно обычно плоское, борта обрывистые. На дне, выложенном валунами и плохо окатанной галькой, во множестве встречаются бугры и островки обтекания. Борты сложены грубо-горизонтальнослоистой толщей пролювия. Приведем описание разреза пролювия в борту одной из сухих долин в верхней части северного бэля хр. Гурван-Сайхан (мощность, в см):

0—45. Супесь легкая, пылеватая, светло-желто-серая, сильно щебнистая. Щебень почти не окатан, разного размера (до 10 см), местами заметна горизонталь-

¹ В англо-американской геологической и геоморфологической литературе конусы выноса именуется «alluvial fans» (аккумулятивные веера). Аналогичные формы, сложенные главным образом коренными породами, называются «rock fans» (скальные — коренные — веера), неверно переводимые в нашей литературе, как «скальные конусы».

ная ориентировка щебенки. С глубины 15—20 см карбонаты в виде мелких конкреций в супеси и пленок на щебенке.

- 45—65. Щебень, слабоокатанный, разного размера (от 0,2—0,5 до 10—20 см). Примесь супесчаного мелкозема незначительна. Серый, с белыми пятнами — налетами карбонатов. Щебенка ориентирована горизонтально.
- 65—115. Щебень слабоокатанный, мелкий и средний с мелкоземом; серый. Четко видна горизонтальная и косая слоистость.
- 115—175. Щебень разного размера и небольшие валуны. Слабо окатаны, с примесью пылеватого супесчаного мелкозема.
- 175—250. Щебень разного размера с единичными валунами, слабо окатан, с небольшой примесью мелкозема, грубо-горизонтальнослоистый.

Весьма характерным является отклонение русел, когда они по выходе из гор текут не прямо через бэля, а, огибая конусы, сначала следуют почти параллельно подножию гор или под углом к нему. Тем самым подчеркиваются конусовидные сегменты, составляющие верхнюю зону бэля. В верхней зоне часто встречаются участки обнаженных плотных коренных пород, слагающих горы. Они выражены холмами со скальными выходами на вершинах или россыпями. Резкие останцовые скалы относительно редки.

Средняя, или промежуточная, зона отличается исключительно ровной поверхностью. Уклоны здесь уменьшаются до 4—5° и даже до 1—3°. Исчезают многочисленные сухие русла — долинки, столь типичные для верхней зоны. Лишь наиболее крупные из них пересекают эту зону и уходят ниже, достигая низких озерно-пролювиальных и дефляционно-эрозионных равнин во впадинах. Эти крупные транзитные русла здесь имеют глубину не более 2—2,5 м, ширину 100—400 м. Борта их более сглажены, чем в верховьях. Основная масса мелких русел выклинивается на границе между верхней и средней зонами, и поверхность бэля представляет собой пологонаклонную от гор к впадине слабо расчлененную плоскость. Именно по этой зоне проложены основные дороги. Иногда можно проехать вдоль фронта гор 5—10 км, не встретив ни одного русла или балки.

В составе покровных отложений по-прежнему преобладает щебенка и плохо окатанная галька, покрытая темной пленкой пустынного загара. Размеры щебня уменьшаются. Валуны встречаются очень редко. Увеличивается содержание супесчаного и суглинистого мелкозема. В разрезе отложения имеют грубую, неясную горизонтальную слоистость. Весьма характерны для этой зоны участки — пятна суглинистого материала, отлагающегося во время ливней в обширных, быстро высыхающих мелких лужах в нижних концах выклинивающихся русел верхней зоны. Мы наблюдали (1971 г.) такие лужи и скопления буро-желтой или красноватой вязкой грязи мощностью до 10—15 см после летних ливней, выпадавших как на самом бэле, так и в горах. Эти разливы плоскостного стока отмечались на расстоянии 2—3 км от нижних концов выраженных в рельефе русел концентрированного стока.

Нижняя, или внешняя, зона бэля особенно четко выявляется в тех достаточно частых случаях, когда бэль снизу ограничен уступом, отделяющим его от центральных частей впадины. Выветривание, эрозия и дефляция в зоне уступа создают живописный ландшафт столбообразных останцов или трудно проходимых бедлендов. У подножия чинков развиты педименты и эрозионные гласисы, подобные тем, которые описаны В. А. Николаевым (1966) под названием «денудационные скаты» в Тургае. Здесь же формируются своеобразные площадки микropедиментов, поверхности которых идут по плоскостям слоев красноцветных осадков разной плотности. Размеры таких «останцовых педиментов» невелики — 2—10 м в ширину, но очень четко видны тыловые уступы над ними, резкий тыловой шов и пологонаклонная слабовогнутая поверхность

самого педимента с бороздками струйчатого стока и эоловыми выдувами.

В нижней зоне бэля вновь появляются относительно глубокие (до 10—15 м) врезы сухих долин временных водотоков. Чем ближе к ограничивающему уступу, тем густота этих врезов больше. Кроме редких сквозных долин крупных временных водотоков, начинающихся в горах и протягивающихся через весь бэль, т. е. на многие километры, здесь имеется система оврагов и балок (сайров) длиной 1—2 км, редко более, расчленяющих внешний край бэля. Сеть этих коротких эрозионных врезов опирается на днища нижерасположенных впадин и в результате регрессивной эрозии проникает в пределы бэля. З. А. Лебедева пишет, что вершины этих сайров «слепо кончаются, далеко не доходя до хребта, и, следовательно, не имеют ничего общего с руслами потоков, несущих с хребта воду ливней и тающих снегов» (Лебедева, 1934, стр. 22). Склоны сайров крутые, выпукло-вогнутые, русло порой галечно-щебнистое, порой занесено мелкоземом и задерновано. В последнем случае долинки имеют вид типичных степных балок.

Таким образом, можно видеть, что в пределах бэля сменяются условия стока временных вод и соответственно меняется и морфология бэля. В верхней зоне преобладают концентрированный русловой сток и боковая миграция разветвляющихся русел. Плоскостной и струйчатый сток во время дождей ограничиваются поверхностями склонов на междолинных пространствах. В средней зоне, где заканчивается основная масса русел, вода, поступающая по этим руслам, растекается широкими плащами по ровной поверхности. Концентрированный сток довольно резко сменяется плоскостным. Однако это не ведет к существенной аккумуляции наносов. И в средней зоне, судя по редким обнажениям в бортах транзитных долин крупных временных потоков, мощность пролювиального покрова невелика. Она измеряется первыми метрами, а под пролювием залегают коренные толщи, в большинстве случаев представленные моноклинально падающими от гор к впадинам пластами пород мезозоя и кайнозоя. Верхний слой покровных пролювиальных отложений периодически сносятся и переоткадывается, т. е. находится в состоянии транзита. Здесь в средней зоне под влиянием плоскостного и струйчатого смыва, а также дефляции осуществляется дальнейшее аккумулятивно-денудационное выполаживание поверхности. Именно такой процесс последующей моделировки выровненной поверхности Л. Кинг (King, 1949) предложил именовать педиментацией¹.

В нижней зоне вновь появляется концентрированный русловой временный сток, сочетающийся с плоскостным и струйчатым на склонах и междолинных поверхностях. Эрозионная ситуация здесь напоминает ситуацию в верхней зоне бэля. Однако сходство только внешнее — расчлененность поверхности. Причины же расчлененности в верхней и нижней зонах разные. В верхней зоне бэля концентрация стока в русле и связанное с этим интенсивное эрозионное расчленение обусловлено выходом временных водотоков из горных долин, т. е. расчленение идет сверху вниз, постепенно замирая и сменяясь плоскостным стоком и плоскостной эрозией и аккумуляцией. В нижней зоне мы встречаемся с обратным соотношением: плоскостной сток и смыв сменяются здесь все более концентрированным стоком и линейной эрозией. С приближением к уступу доля линейного стока увеличивается. Если в верхней зоне

¹ Педиментация, по Л. Кингу, заключается в выравнивании поверхностей педиментов комплексом агентов плоскостной денудации. Педиментация входит как часть в процесс формирования педиментов, который складывается из отступления тыловых уступов с образованием пологонаклонной выровненной поверхности у их подножия и дальнейшей их моделировки — собственно педиментации.

врез распространяется сверху вниз, т. е. из гор на равнину, то в нижней зоне врез идет снизу, от центральных частей впадин. В верхней зоне происходит прогрессивная (т. е. идущая сверху вниз по течению) эрозия, в нижней — регрессивная (снизу вверх).

Остановимся на происхождении нижней зоны расчленения бэлей. З. А. Лебедева (1934) связывала возникновение эрозионных врезов в нижних частях южного бэля Гурван-Сайхана с выходами грунтовых вод в пределах бэля. Подобные источники действительно имеются, но по большей части подгорные ключи располагаются в крупных сквозных долинах, выходящих из гор и пересекающих весь бэль, а не в вершинах сайров, начинающихся на бэлях. Весьма часты выходы грунтовых вод у подножия уступов-чинков, ограничивающих бэль внизу. Однако они обычно не образуют долин, глубоко вдающихся в пределы бэля. Более правильно связывать сеть эрозионных врезов в нижней зоне бэля с деятельностью концентрированного временного стока вод, собирающихся на поверхности бэля во время ливней. Усиление линейности стока и вызванной ею глубинной и регрессивной эрозии связано с наличием заметного перепада высот, созданного нижним ограничивающим уступом-чинком. Таким образом, расчленение бэля сетью эрозионных ложбин и долин, идущее снизу, обусловлено омоложением, продолжающимися поднятиями бэля и прогибанием центральных частей впадин. Аналогичными причинами объясняют расчленение нижних зон педиментов и некоторые зарубежные авторы (Tuan, 1959; Doehring, 1970).

Итак, эрозионная морфоскульптура на бэлях выражена двумя формами: линейное расчленение, максимальное в верхней и нижней зонах, и поверхности плоскостной эрозии, достигающие максимального развития в средней зоне. Такой характер эрозионного расчленения бэлей роднит их с типичными педиментами, для которых также отмечаются наиболее густая сеть русел временных водотоков в верхней подгорной зоне и резкое сокращение их числа, а также глубины вреза в средней и нижней зонах. Эта особенность была отмечена еще К. Брайаном (Bryan, 1922; 1936) и Дж. Гиллюли (Gilluly, 1937) на педиментах юго-запада США. Недавно Д. Доеринг (Doehring, 1970) показал, что разная густота эрозионной сети характерна только для разных зон педиментов и «скальных конусов» (rock fans), тогда как на аккумулятивных конусах выноса, морфологически часто напоминающих педименты, количество русел временных водотоков почти не изменяется при движении от гор к низкой равнине. Однако бэли не являются педиментами, ибо они образованы не за счет отступления тылового уступа. Процесс педиментации, моделирующий начерно готовые поверхности бэлей, позволяет отнести их к особой разновидности поверхностей выравнивания — педиментированным равнинам — пьедесталам.

Заметную роль в моделировке поверхности бэлей играют и эоловые процессы, как дефляционные, так и аккумулятивные. Сильные ветры, обычные для Южной Монголии, приводят к выдуванию мелкозема из покровных пролювиальных отложений. Скопление щебня на поверхности бэлей, а также наличие низких равнин во впадинах, порой придающее этим территориям вид настоящих гаммад, несомненно в первую очередь связаны с дефляцией. На это указывали многие исследователи (Обручев, 1894; Berkeley, Morris, 1927; Young, 1931; Синицын, 1959, и др.). Однако не следует преувеличивать значение дефляции в обработке поверхности бэлей, как это делает, например, С. Юнг (Young, 1931), полагая, что галечниковые равнины Гоби имеют дефляционно-коррозионное происхождение. Наличие на бэлях сети эрозионных форм — свидетельства активной деятельности временного плоскостного и струйчатого смыва и переноса рыхлого материала — говорит о преимущественно эрозионной обработке бэлей.

Формы эоловой аккумуляции на бэлях распространены относительно слабо, во всяком случае намного слабее, чем на низких равнинах впадин, где встречаются массивы бугристо-грядовых песков, громадные пирамидальные дюны, барханные пески и т. д. Но все же в ряде мест на бэлях встречаются мелкобугристые полузаросшие пески, занимающие порой большие площади. Например, в западной части северного бэля хр. Гурван-Сайхан, в его средней и отчасти в нижней зоне имеется субширотная полоса мелких песчаных бугров, навеянных на галечно-щебнистую поверхность бэля. Ширина этой полосы достигает 10—12 км, длина 35—40 км. Песчаные бугры имеют высоту около 1 м или немногим более и от 2 до 5 м в поперечнике.

СООТНОШЕНИЯ МОРФОСТРУКТУРЫ И МОРФОСКУЛЬПТУРЫ

Выше было показано, что бэли Гобийского Алтая представляют собой крылья молодых сводовых поднятий, выраженные в рельефе в виде пьедесталов горных массивов. Морфоструктурную специфику этих наклонных равнин очень точно охарактеризовал Н. А. Флоренсов: «Бэли являются не насыпными образованиями, пассивно прислоненными к центральному «коренному» массиву, а представляют собой структурный пьедестал, разрастающийся под влиянием эндогенных сил как вверх, так и вширь» (Флоренсов, 1965, стр. 11). Поднятия сводов и их расширение с захватом краев соседних впадин, продолжающееся до наших дней, образуют особый тип горных морфоструктур — центральноазиатские или пьедестальные горы (Обручев, 1894; Флоренсов, 1965).

Не менее специфичны и морфоскульптурные особенности бэлей. Они являются своеобразными подгорными поверхностями выравнивания (косые предгорные равнины, по Н. А. Флоренсову и Н. А. Логачеву, 1963). Отличительная черта этих косых равнин — они почти не срезают сводовой структуры, а образуют ее почти не нарушенную поверхность. Тем самым их можно отнести к категории структурных поверхностей выравнивания «конпленов» (Мещеряков, 1965), или «акордантных поверхностей» (Klimaszewski, 1961).

В то же время молодые и современные денудационные процессы идут на бэлях весьма активно. Преобладают процессы плоскостного сноса и переноса обломочного материала, боковой планации временных потоков и дефляции. Эти процессы ведут к дальнейшему выравниванию поверхности бэлей и к некоторому, видимо не очень мощному, денудационному срезу. Все это позволяет говорить о том, что современная моделировка поверхностей бэлей происходит под действием педиментации. Однако бэли не являются педиментами, так как они образованы не за счет отступления фронта гор, резко поднимающегося над ними. Равнинность их обусловлена исходной выровненностью поверхности, вовлеченной в молодое поднятие, и продолжающимся дальнейшим выравнивающим действием педиментации. Бэли относятся к педиментированным равнинам, окружающим горы пьедестального типа. Бэли — это «педиментированные пьедесталы» гор, образованные своеобразным тектоническим развитием и экзогенной моделировкой зон, переходных от гор к равнинам межгорных впадин.

Видимо, относительно слабая степень расчлененности бэлей обусловлена оптимальным сочетанием морфоструктурной и климатической обстановок. Бэли испытывают поднятия, амплитуда которых постепенно нарастает от впадины к горам. В результате создается первичотектонический вогнуто-выпуклый продольный профиль, близкий к профилю подвижного равновесия русловых и плоскостных временных потоков.

Семиаридный климат Гобийского Алтая благоприятствует проявлению процессов плоскостной денудации.

Таким образом, в бэлях мы встречаемся с редким случаем, когда морфоструктурная форма почти не нарушается агентами, вырабатывающими морфоскульптуру, а, наоборот, подчеркивается этими агентами. Бэли Гобийского Алтая — это краевые участки сводовых неоморфоструктур, выраженных в современном рельефе почти «в чистом виде», несмотря на активно идущее денудационное выравнивание.

ВЫВОДЫ

Бэли — это одновременно и сводовые молодые морфоструктуры и подгорные поверхности выравнивания, не срезающие свод, а согласные с ним (своего рода конплены). О том, что это поверхность выравнивания, свидетельствует то, что породы цоколя на бэлях срезаны и перекрыты лишь молодыми осадками. Однако мощность слоя срезания не ясна. Видимо, она не очень велика. Кроме того, на этой поверхности, даже если ее считать первичноаккумулятивной равниной, лишь деформированной молодым наклоном от гор к впадине (моноклиналь крыла свода), экзогенные процессы обуславливают главным образом выравнивание. Расчленение — наложенное, не зашедшее далеко и не «портящее» морфоструктуру. Исходно ровная поверхность продолжает выравниваться. И причиной этого процесса является, видимо, климат, обуславливающий преобладание плоскостной денудации разного типа (плащевой смыв, боковая миграция русел, ветер и т. д.).

Бэли — это и своеобразные педименты без отступающего сплошного тылового уступа. Быть может, правильнее их называть «пьедесталами», оставив за термином «педимент» формы наклонных денудационных равнин, образующихся за счет отступления тылового уступа и последующей педиментации поверхности.

С типичными педиментами бэли роднит и характер их эрозионного расчленения — максимальный по своей густоте в верхней подгорной зоне (Bryan, 1922, 1933; Gilluly, 1937; Doehring, 1970). Густое и глубокое расчленение регрессивной эрозией в нижней зоне бэля, быть может, объясняется омоложением, как полагают американские исследователи (Doehring, 1970).

ЛИТЕРАТУРА

- Банников А. Г., Мурзаев Э. М., Юнатов А. А. Очерк природы Заалтайской Гоби в пределах Монгольской Народной Республики.— Изв. ВГО, 1945, т. 77, вып. 3.
- Геллер С. Ю. К вопросу о происхождении Каракумских чинков. Труды Геоморфол. ин-та, вып. 9. Л., Изд-во АН СССР, 1933.
- Герасимов И. П. Современные проблемы геоморфологии Казахстана. Алма-Ата, Изд. Казах. фил. АН СССР, 1943.
- Герасимов И. П., Лавренко Е. М. Основные черты природы Монгольской Народной Республики.— Изв. АН СССР, серия геогр., 1952, № 1.
- Гоби-Алтайское землетрясение. М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Лебедева З. А. К геологии горной группы Гурбан-Сайхан в Гобийском Алтае.— Труды Монгол. комисс., вып. 18. Л., Изд-во АН СССР, 1934.
- Мещеряков Ю. А. Структурная геоморфология равнинных стран. М., «Наука», 1965.
- Мурзаев Э. М. Монгольская Народная Республика. Физико-географическое описание. М., Географгиз, 1948.
- Мурзаевы Э. и В. Словарь местных географических терминов. М., Географгиз, 1959.
- Николаев В. А. Аридно-денудационные склоны полупустынного Тургая.— Вестник МГУ, геогр., № 4, 1966.
- Николаева Т. В. Геоморфологическое строение Центральной Монголии. Изд-во ЛГУ, 1971.
- Обручев В. А. Орографический и геологический очерк Центральной Монголии, Ордоса, восточной Ганьсу и северной Шаньси.— Изв. ИРГО, 1894, т. 30, вып. 2.
- Обручев В. А. Избранные труды. Т. I. М., Изд-во АН СССР, 1958.
- Полынов Б. Б., Лисовский В. И. Рекогносцировочные исследования в области Северной Гоби.— В сб. «Предварительный отчет Почвенно-географической экс-

- педиции в Северную Монголию в 1936 г.» (Мат. Комисс. по исслед. Монгольской и Тувинской народной республик и Бурят-Монгольской АССР, вып. 9). Л., Изд-во АН СССР, 1930.
- Потанин Г. Н.* Путешествия по Монголии. М., Географгиз, 1948.
- Потанин Г. Н.* Тангутско-Тибетская окраина Китая и Центральная Монголия. М., Географгиз, 1950.
- Сваричевская З. А.* Геоморфология Казахстана и Средней Азии. Изд-во ЛГУ, 1965.
- Синицын В. М.* Заалтайская Гоби. М., Изд-во АН СССР, 1956.
- Синицын В. М.* Центральная Азия. М., Географгиз, 1959.
- Федорович Б. А.* Геоморфология Унгуза.— В сб. «Каракумы», сб. 4. (Труды СОПС АН СССР, серия туркм., вып. 8). Л., Изд-во АН СССР, 1934.
- Флоренсов Н. А.* О неотектонике и сейсмичности Монголо-Байкальской горной области.— Геология и геофизика, 1960, № 1.
- Флоренсов Н. А.* К проблеме механизма горообразования во Внутренней Азии.— Геотектоника, 1965, № 4.
- Флоренсов Н. А.* О геоморфологическом аспекте проблемы горообразования.— В сб. «Методы геоморфологических исследований». Новосибирск, «Наука», 1967.
- Флоренсов Н. А., Логачев Н. А.* Геоморфология и неотектоника.— В кн. «Гоби-Алтайское землетрясение». М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Чернов А. А.* Рельеф Гоби и его генезис.— Землеведение, 1910, кн. 1.
- Юнатов А. А.* Основные черты растительного покрова Монгольской Народной Республики.— Труды Монгол. комисс., вып. 39. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1950.
- Berkey Ch. P., Morris F. K.* The peneplains of Mongolia.— Amer. Mus. Novit., 1924, v. 136.
- Berkey Ch. P., Morris F. K.* Geology of Mongolia.— Amer. Mus. Natur. Hist., 1927, v. 2.
- Bryan K.* Erosion and sedimentation in the Papago country, Arizona, with a sketch of the geology.— U. S. Geol. Surv. Bull., 1922, N 730.
- Bryan K.* The formation of pediments. 16th Internat. Geol. Congr. Rept., v. 2, 1936.
- Doehring D. O.* Discrimination of pediments and alluvial fans from topographic maps.— Bull. Geol. Soc. America, 1970, v. 81, N 10.
- Gilluly J.* Physiography of the Ajo Region, Arizona.— Bull. Geol. Soc. America, 1937, v. 48, N 3.
- King L. C.* The pediment landform: some current problems.— Geol. Mag., 1949, v. 86, N 2.
- Klimaszewski M.* Geomorfologia ogólna. Warszawa, 1961.
- Tuan Yi Fu.* Pediments in Southeastern Arizona.— Univ. Calif. Publ. Geogr., 1959, v. 13.
- Young C. C.* On the Gobi plane of deflation. The Gobi erosion plane.— Bull. Geol. Soc. China, 1931, v. 2, N 2.

СТРУКТУРНО-ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ВЬЕТНАМА И ПРИЛЕГАЮЩЕЙ ТЕРРИТОРИИ КНР

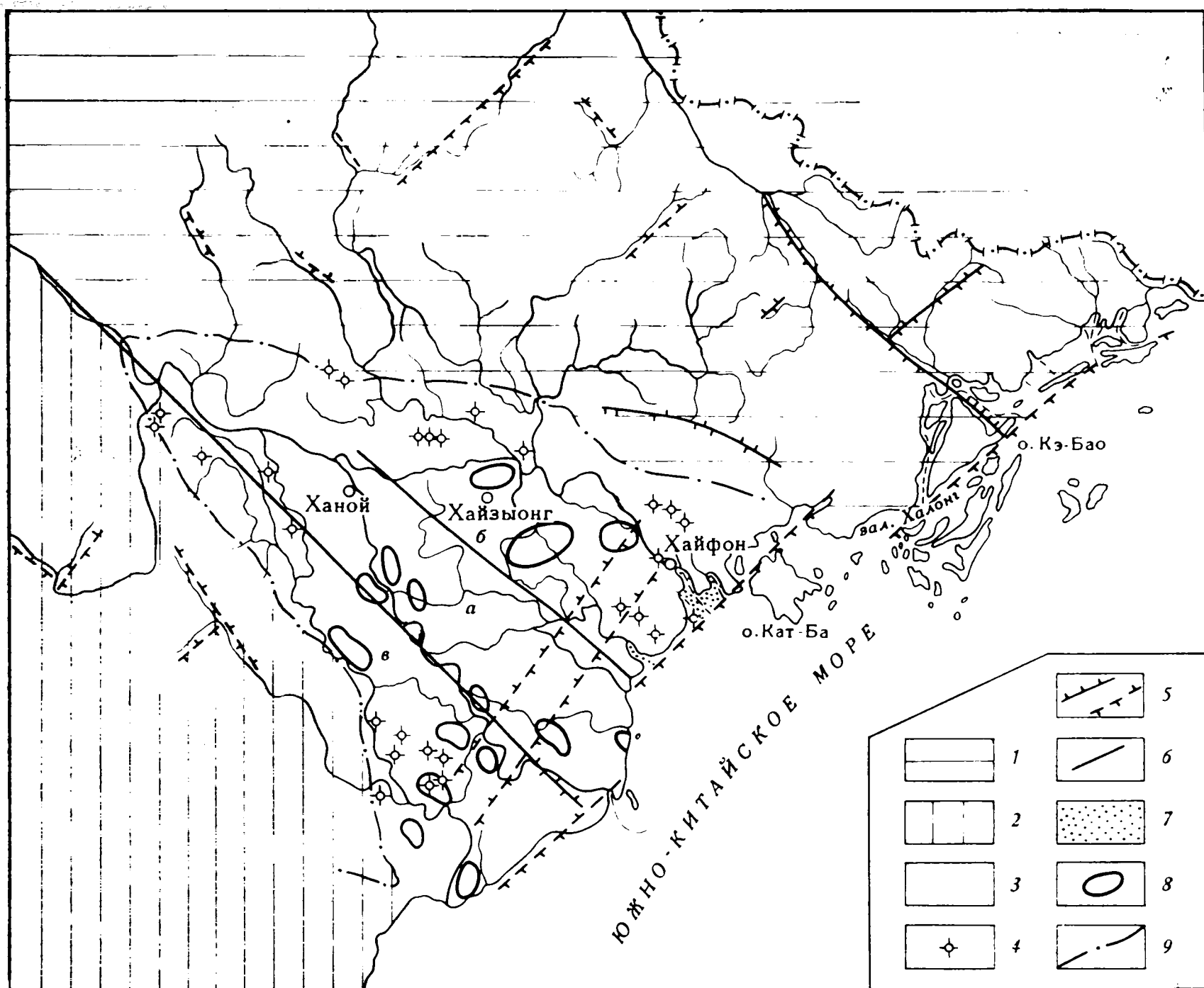
Ю. М. КЛЕЙНЕР

В течение года совместно с вьетнамскими геологами мы проводили структурно-геоморфологические исследования в северо-восточной части Вьетнама, преимущественно в пределах Ханойского, вероятно нефтегазоносного, бассейна (Брод, 1964) и прилегающих горных районах. В процессе этих исследований впервые было проведено структурно-геоморфологическое районирование значительной части территории ДРВ, представляющей наибольший интерес с научной и практической точек зрения, поскольку именно северо-восточная часть республики приходится на зону сочленения области мезозойской складчатости с окраиной древней Китайской платформы. Материалы этих исследований и карта районирования были опубликованы во вьетнамской печати (Клейнер, Нгуен Кан, 1966; Клейнер, Куанг Хап, Микаилов, 1967; Клейнер, Куанг Хап, 1968).

Дальнейшее изучение этой проблемы уже по литературным данным (с привлечением материалов по смежным районам), в том числе и по новым исследованиям вьетнамских и советских геологов и геоморфологов (Гюнь Нгок Хыонг, 1971; Нгуен Кан, 1971; Гатинский и др., 1970), позволило детализировать и расширить карту структурно-геоморфологического районирования (рисунок) и углубить существующие представления о геоморфологии ДРВ.

Первые материалы о рельефе территории Индокитая приводятся (преимущественно попутно) в геологических описаниях, публиковавшихся французскими исследователями в конце прошлого века. Они содержали практически лишь сведения об орографии и общие данные о природе страны. Только с двадцатых годов нынешнего столетия, также попутно с геологическими, а в 1939 г. и с археологическими исследованиями, проводятся более углубленные работы, затрагивающие вопросы истории развития рельефа Вьетнама, неотектоники, палеогеографии четвертичного периода. Мы не будем здесь их перечислять, так как соответствующие данные подробно изложены в статье Гюнь Нгок Хыонг (1971).

После образования Демократической Республики Вьетнам в стране начинается всестороннее изучение природных условий республики. Появляются крупные обобщающие работы. Развертывает широкие исследования Геологическое управление страны. Крупнейшей проведенной работой является составление коллективом советских и вьетнамских геологов под руководством А. Е. Довжикова геологической карты



Карта структурно-геоморфологических районов.

1 — среднегорный район с морскими берегами погружающегося типа, приуроченный к окраине Южнокитайской платформы; 2 — глубоко расчлененный горный район, приуроченный к области мезозойской складчатости; 3 — аккумулятивная равнина, приуроченная к Ханойскому новейшему прогибу: а — плоская равнина, отвечающая глубоко погруженному блоку, б — равнина, характеризующаяся прямым отражением в рельефе локальных повышений фундамента, в — равнина с повышениями, не имеющими видимой связи с рельефом и структурой основания; 4 — останцы башенного карста (выступы пород основания прогиба); 5 — разломы (установленные и предполагаемые), которым соответствуют прямые в плане берега моря и прямолинейные участки речных долин; 6 — разломы (по геолого-геофизическим данным); 7 — затопленные морем устья речных долин; 8 — локальные повышения рельефа Ханойской низменности; 9 — границы районов

всей страны в масштабе 1 : 500 000 и обширной монографии, представляющей собой объяснительную записку к ней (Довжиков и др., 1965). В 1964 г. В. М. Фридландом опубликована первая схематическая геоморфологическая карта ДРВ.

В шестидесятые годы в ДРВ начинаются первые структурно-геоморфологические исследования. Гюнь Нгок Хыонг (1971) они велись в пределах небольшой (около 9000 км²) мезозойской впадины Антяу, на перспективность которой в отношении нефтегазоносности указал Ш. К. Китовани (1964). Эти исследования основывались преимущественно на морфометрических методах. Между тем гидрографическая сеть района, характер которой анализировался автором только с точки зрения неотектоники, имеет совершенно различные параметры в карстовых районах, на аллювиальной равнине и в зонах развития низкогорного рельефа, выработанного в терригенных толщах. Поскольку все эти участки значительно распространены в пределах территории, изучавшейся Гюнь Нгок Хыонг, ее морфоструктурное районирование выглядит не вполне надежным, хотя отдельные закономерности в пределах реальных гео-

морфологических районов, а также факты выражения локальных поднятий в дислокациях речных террас представляют определенный интерес.

Неотектонические исследования в связи с сейсмическим районированием ДРВ провел совместно с вьетнамскими геологами И. А. Резанов (Резанов и др., 1967), давший первое целостное описание и карту новейшей тектоники территории всей страны.

При всей своей схематичности карта дает общее представление о характере и масштабе новейших тектонических движений. Однако следует отметить прежде всего сомнительность одинакового размаха движений в пределах Китайской платформы и зоны мезозойской складчатости. К такому выводу приводит анализ этой карты. Так, изолинии «современного высотного положения верхнеплиоценовой поверхности выравнивания» (Резанов и др., 1967, стр. 26) не смещены даже по обе стороны грабена р. Красной. Это едва ли правильно, так как разница в абсолютных высотах и глубине расчленения рельефа измеряется здесь сотнями метров. Отсюда особенно наглядно вытекает необходимость морфоструктурного районирования, которому и посвящена настоящая статья.

Наибольшее внимание уделяется району Ханойского прогиба, возможному нефтегазоносному бассейну (Брод, 1964; Китовани, 1964). Горные районы охарактеризованы менее детально, так как наши исследования в горах были кратковременны. Особенности строения горного рельефа довольно подробно освещены в статье И. А. Резанова и др. (1967), сопровождаемой картой ярусов рельефа.

В пределах северо-восточной части Вьетнама и прилегающих районов Китая нами выделяются три структурно-геоморфологических района, особенности развития рельефа которых определяются характером их тектоники (см. карту).

Глубоко расчлененный горный район, приуроченный к области мезозойской складчатости (по Довжикову и др., 1965). Этот район примыкает с юго-запада к Ханойской низменности. Характеризуется значительными абсолютными высотами (уже в 50 км от границы с низменностью они достигают 2000 м) и глубоким расчленением. Непосредственно по соседству с низменностью оно на значительных площадях достигает 500—700 м, а в 50 км от края равнины превышает 1000 м, что свидетельствует об интенсивном тектоническом поднятии этого района в новейшее время. Облик рельефа района, помимо тектоники, определяется литологией слагающих его пород. Ярko выделяются известняковые массивы, изобилующие карстовыми формами (Зубащенко, 1961).

Среднегорный район, приуроченный к окраине Южно-Вьетнамской платформы (Восточно-Вьетнамской параскладчатой области; по А. Е. Довжикову и др., 1965). Абсолютные высоты в пределах этого района обычно не более 1500 м, а глубина расчленения на большей части его территории не превышает 500 м и лишь в 30 км от равнины доходит до 700 м. По различной в этих двух районах глубине эрозионного расчленения можно примерно судить о разнице в амплитуде новейших поднятий. Характерной чертой, также говорящей в пользу сравнительно замедленного тектонического поднятия платформенного района и значительных перерывов в ходе этого поднятия, является широкое развитие здесь остатков поверхностей выравнивания. Об этом же свидетельствует и изучение карстовых пещер в известняковых массивах, которые, как показал исследовавший их на территории Южного Китая В. Г. Лебедев (1968), образуют четыре яруса, отвечающие четырем этапам тектонических движений. Судя по найденным в пещерах органическим остаткам, наиболее древний ярус относится к плиоцену. В современную же эпоху рассматриваемый район имеет явную тенденцию к по-

грузению, о чем говорят наличие широких, иногда в несколько километров, днищ речных долин и характер морских берегов, которые имеют несомненные признаки погружения: залитые морем продолжения речных долин, затопленные устья и т. д. (Клейнер, Чельцов, 1971).

То, что трансгрессия связана не только с эвстатическим поднятием уровня моря, как полагает Гюнь Нгок Хыонг (1971), но и с тектоническим погружением суши, подтверждается отсутствием признаков затопления берегов в описанном выше горном районе. Очень важным подтверждением вывода о современном тектоническом погружении рассматриваемого района является указание В. В. Белоусова (1956) на новейшее тектоническое опускание прилегающих районов Южного Китая. При этом прибрежный район, по его мнению, является областью наибольших опусканий. Еще более убедительно подтвердил этот факт В. Г. Лебедев, отметивший, что «последний этап геотектонического развития Южного Китая характеризуется нисходящими движениями, что особенно проявилось в прибрежной зоне... от впадины Сунляо до Тонкинского залива» (1968, стр. 165).

Важной особенностью платформенного района является четкое отражение в рисунке гидросети литологии слагающих пород, а также трещиноватости и разрывных тектонических нарушений, что позволяет детализировать геоморфологические и корректировать геологические карты, пользуясь обычной топографической картой. Радиальный рисунок гидросети характерен для интрузивных массивов, наличие параллельных близких к прямым в плане долин свойственно областям развития трещиноватых известняков, а крупные большой протяженности линейные элементы, пересекающие площади выходов различных пород, отвечают крупным тектоническим разрывам.

Еще одной важной чертой рельефа рассматриваемого района является интенсивное врезание верховьев рек, протекающих в северной его части, в области водораздела бассейна р. Красной и бассейна р. Сицзян. Здесь наблюдаются частые следы перехвата верховьев рек бассейна Сицзяна. Это обусловлено не тектоникой, а относительной близостью базиса эрозии рек системы Красной при одинаковой его высоте с базисом Сицзяна, что делает врезание первых более энергичным и ведет в конечном счете к отодвиганию водораздела на север. Зрелостью рельефа объясняется, по-видимому, то, что в северной части района горы становятся более пологими, постепенно сменяясь далее, в глубине территории Китая, денудационно-аккумулятивной равниной с невысокими горными массивами (Лебедев, 1968).

Аккумулятивная равнина, приуроченная к Ханойскому новейшему прогибу. Осевая, наиболее глубокая часть Ханойского прогиба ограничена региональными разломами глубокого заложения и выполнена мощной толщей неогеновых и, по-видимому, палеогеновых отложений. Это — продолжение «шовной зоны р. Красной», которая, как показал Ю. М. Пущаровский (1965), разделяет область мезозойской складчатости и окраину Китайской платформы. Указанный грабен перекрыт четвертичной толщей, фиксирующей наложенный четвертичный прогиб, которому собственно и отвечает рассматриваемый структурно-геоморфологический район.

Современный рельеф представлен аллювиально-дельтовой поверхностью четвертичной 5—10-метровой наклонной террасы, которая на значительном протяжении образует широкую равнину смешанного аллювиально-пролювиального генезиса, и плосковершинными фрагментами 25-метровой древнечетвертичной террасы. Эти уровни образуют Ханойскую аллювиально-дельтовую низменность (Бак-Бо), полого наклоненную в сторону моря. Общая равнинность рельефа нарушается неровностями разного генезиса и морфологического облика. К ним относятся:

речные долины, террасы и их фрагменты, приусловные и береговые валы; очень пологие возвышения и понижения поверхности низменности, устанавливающиеся по рисунку гидросети, ландшафтным признакам и топографическим материалам; останцовые островные горы, резко поднимающиеся над поверхностью низменности; искусственные сооружения — дамбы, каналы, курганы.

Густота эрозионного расчленения в пределах низменности наибольшая для Вьетнама и превышает 1 км/км^2 . Реки имеют типично равнинный характер и медленно текут в извилистых долинах. Глубина их вреза невелика, а во многих случаях реки, огороженные дамбами, текут выше уровня низменности. Однако долинная сеть Ханойской низменности имеет некоторые особенности, трудно объяснимые с точки зрения нормального развития гидросети. Это аномально прямые участки долин и менее бросающиеся в глаза участки их плавного расхождения. Наиболее характерен коленообразный участок долины р. Красной южнее г. Тхай-Бинь (см. рисунок). Восточная сторона колена на протяжении 20 км вытянута по прямой. Этот участок расположен точно на продолжении прямой линии, которую образует долина в горах, где она приурочена к разлому. Приуроченность к разлому участка долины в пределах низменности доказывается и геофизическими данными: разлом совпадает с зоной резкого сгущения изолиний поля силы тяжести, по которой этот региональный разлом прослеживается под чехлом рыхлых отложений. Несколько западнее разлом подсечен сейсморазведочными профилями (Клейнер, Куанг Хап, 1968).

Интересно отметить, что девятикилометровый прямой участок долины крупнейшего притока р. Красной Сонг Хонг-Ха западнее Сон-Тай, судя по геологической карте Северного Вьетнама (Довжиков и др., 1965), тоже приходится непосредственно на продолжение разлома, прослеженного в коренных породах. Это позволяет сделать вывод, что и в горных районах, и на аккумулятивных равнинах Вьетнама прямые участки долин в тех случаях, когда их направление не менялось, приурочены обычно к линиям разрывных нарушений. На аккумулятивных равнинах прямые участки отвечают разломам или их проекциям в молодых отложениях за счет нарушения сплошности пород и подтягивания вод, циркулирующих по разлому. В пределах Ханойской низменности намечаются две такие линии предполагаемых нарушений (см. рисунок). Они имеют северо-восточное простирание и являются поперечными по отношению к разломам, установленным по геофизическим данным.

Для рисунка гидросети низменности Бак-Бо характерно также наличие локальных участков аномально сильного эрозионного вреза и участков, на которых речные долины заметно расходятся в обе стороны, местами образуя в плане фигуру, близкую к окружности. Наиболее вероятно такие особенности рисунка гидросети связывать с положительными локальными структурами, рост которых приводил к их сравнительно сильному расчленению или обтеканию структур реками. Анализ особенностей строения гидросети и морфологии поверхности низменности позволил выявить ряд локальных структур (Клейнер, Куанг Хап, 1968). Восточнее Хайзыонга, в районе К. Тхуй имеется повышение рельефа (до 1—1,5 м над общим уровнем окружающей территории). С северо-востока оно плавно огибается р. Тхайбинь. Непосредственной связи с геофизическими аномалиями здесь не наблюдается. Однако к югу от указанного повышения, где располагается четко выраженный гравиметрический минимум, в рисунке речной сети отражается отрицательная локальная структура. Здесь близко сходятся две речные долины и именно в границах этого минимума они сильно меандрируют, что позволяет довольно уверенно говорить о тенденции этого участка к от-

носителю погружению. По-видимому, это локальная синклиналь (см. рисунок).

Наиболее четко выраженный участок аномально сильного вреза восточнее Хайзыонга примерно соответствует положительному максимуму силы тяжести и оконтуривается расходящимися долинами. Расположенному непосредственно западнее его гравиметрическому минимуму отвечает чрезвычайно ровная поверхность (Клейнер, Куанг Хап, 1968). Сближение здесь двух долин, при одновременном увеличении их ширины, дает основание полагать, что местность очень слабо вогнута. Все это вместе взятое доказывает, что восточнее Хайзыонга находится локальная антиклиналь, унаследованное развитие которой продолжается и в четвертичное время.

Сразу же к юго-востоку от нее в районе Тиен-Ланг расположено следующее локальное повышение относительной высотой до 0,5—1 м, четко оконтуривающееся речными долинами, которые резко расходятся на границе этого повышения и описанной выше синклинали и снова сближаются близ морского побережья. В геофизическом отношении это предполагаемое поднятие находится на южном склоне гравиметрического максимума. На северо-западе, на простирании указанной цепочки повышений к западу от хайзыонгского поднятия, находится еще одно слабо выраженное относительное повышение рельефа, плавно огибаемое с севера и северо-востока речной долиной.

К юго-западу от описанной выше цепочки поднятий в наиболее погруженной зоне Ханойского прогиба, отвечающей «неогеновому прогибу» (Довжиков и др., 1965), прослеживается установленная геофизическими исследованиями зона тектонических поднятий. Однако в рельефе и рисунке речной сети эти поднятия отражены слабо.

Локальные поднятия лучше всего выражаются, как правило, в крайних частях изменности. Это, по-видимому, объясняется уменьшением здесь амплитуд опускания и меньшей мощностью рыхлых отложений. Аналогично этому останцовые возвышенности имеются лишь в пределах относительно приподнятых блоков и полностью отсутствуют в центральной части Ханойской изменности, отвечающей опущенному блоку.

В пределах каждого из относительно поднятых блоков отмечается ряд важных особенностей. Так, в северном блоке геофизические аномалии имеют изометричную форму, характерную для платформенных районов, а в рельефе положительным аномалиям соответствуют повышения, отрицательным — понижения. Этот блок характеризуется, видимо, унаследованным тектоническим развитием. В южном же блоке с линейно ориентированными аномалиями, свойственными складчатым областям, такого соотношения рельефа со структурой не наблюдается. Практика разведочных работ на нефть и газ показывает, что случаи несоответствия структур осадочного чехла с рельефом характерны для районов интенсивных и резко дифференцированных тектонических движений (Полканова и др., 1965).

Таким образом, район аккумулятивной равнины разделяется на три подрайона (см. рисунок):

- а) плоская низменность, отвечающая опущенному блоку;
- б) низменность, отвечающая северному «параплатформенному» блоку, с островными горами, террасами, характеризующаяся слабым прямым отражением в рельефе тектонического строения;
- в) низменность с островными горами и террасами, отвечающая южному складчатому блоку, в рельефе которого видимой связи с глубинным строением не наблюдается.

Границы структурно-геоморфологических подрайонов проводятся по линиям разломов юго-восточного простирания, выявленных геофизическими методами. Хотя они почти не отражены в современном рельефе,

их геоморфологическое значение как границ распространения различных комплексов рельефа, обусловленных различными тектоническими условиями, не вызывает сомнений.

Останцовые островные горы, совершенно отсутствующие в подрайоне опущенного блока, в пределах двух других подрайонов принципиальных различий не имеют. Они представляют собой выступы коренного палеозойского основания. Их плоские вершины и ровные уступы на склонах являются фрагментами поверхностей выравнивания и располагаются на высотах 50—60 и 100—125 м. Общий геоморфологический облик останцов определяется литологией слагающих пород. Наиболее интересны известняковые массивы. Не останавливаясь на достаточно широко освещенном в литературе вопросе происхождения тропического карста, охарактеризуем лишь некоторые его разновидности, обусловленные структурой известняков.

Первая — поверхностно-дождевая коррозия. В результате растворяющей деятельности дождевых струй, скатывающихся по склону, образуется ячеисто-столбчатая структура. В целом эта разновидность не зависит от структуры известняков, хотя, естественно, по вертикальным трещинам растворение происходит значительно быстрее. В ряде случаев образовавшиеся формы, которые карстологи называют «органическими трубами», заполняются несортированным обломочным материалом, иногда очень крепко сцементированным.

Вторая разновидность карста — довольно крупные полости, обычно наклонные, развивающиеся по плоскостям наложения и системам наклонных трещин. Они обычно имеют форму узких и длинных расселин шириной в большинстве случаев до 0,5 м, но нередко гораздо больше.

Третья разновидность — сложный карст. Он возникает в местах пересечения трещин различных систем, или трещин с плоскостями напластования. Так, в массиве известняков юго-западнее Хайфона имеется пещера на высоте 6—7 м под равниной. Высота пещеры около 5 м, глубина до 6 м и ширина 3—3,5 м. Значительная часть пещеры заполнена неяснослоистым инфлювием, представленным здесь песчаником. В других местах в карстовых пустотах нами наблюдался и более крупный обломочный материал: обломки до 10—15 см в поперечнике.

Следует отметить, что описанная пещера представляет собой наиболее простую форму характеризуемого типа. Обычно же соединяющиеся пещеры и проходы, сформировавшиеся в результате растворения известняков по системам трещин, плоскостям наложения и т. д., образуют сложный многокилометровый лабиринт подземных пустот.

В пределах относительно поднятых блоков встречаются также два террасовых уровня, оконтуривающих современную аллювиально-дельтовую поверхность.

Наклонная аллювиальная равнина (I терраса) прослеживается по окраинам низменности. Наиболее развита она в западной и северной частях района, где ширина ее достигает 10 км и более. Относительная высота ее составляет 4—5 м, абсолютная высота постепенно повышается от 4—5 м в прибрежных районах до 12—15 м в районах Ханоя. Сложена терраса в основном желтовато- или красновато-серыми глинистыми песками и постепенно сменяющимися их глинами, а в приморской части снизу (по наблюдениям в районе Уонгби) — толщей светлых разнотернистых песков с включениями слабоокатанного и неокатанного, вероятно дробленого гравия, происходящего из триасовых песчаниково-галечниковых отложений. Сверху залегают серовато-желтые пылеватые пески. Уступы террасы, в особенности изолированных ее остатков, обычно выположены, и переход их к аллювиально-дельтовой равнине постепенный, но, несмотря на это, они заметно возвышаются над плоской поверхностью современной аккумулятивной равнины. На высоте 4—5 м на останцах террасы

в районе Хайфона наблюдаются четкие следы древнего морского уровня — линии волноприбойных ниш.

Восточнее Уонгби по крутым склонам рек и ручьев, а также по склонам многочисленных плосковершинных останцов этой террасы, образовавшимся в результате мелиоративных работ, интенсивно происходит образование оврагов. Оврагообразованию способствуют суффозионно-просадочные процессы. Овраги обычно узкие и глубокие (до 1,5 м), с крутыми, нередко отвесными стенками.

В районе Уонгби описываемая терраса сливается с первой надпойменной террасой долины Уонгби.

Следующая, эрозионно-аккумулятивная терраса располагается на высоте 25—40 м и четким уступом отделяется от нижележащей. На значительном протяжении она сильно расчленена, в результате чего образовался низкохолмистый рельеф. Холмы имеют плоские вершины относительной высотой 15—20 м. Склоны их пологие и в большинстве случаев лишены свежего вреза. По-видимому, профиль склонов выработанный. Поэтому здесь, как и во всем Вьетнаме, преобладает плоскостной смыв, на что указывал В. М. Фридланд (1961). Однако в результате хозяйственной деятельности, ведущейся без учета особенностей рельефообразования, в этом районе нередко возникают условия, благоприятствующие развитию суффозионно-просадочных форм и оврагов.

На поверхности террасы у северной окраины равнины, где она сложена пылеватými разномзернистыми песками с мелким гравием, отмечены суффозионно-просадочные воронки овальной формы, глубиной обычно не более 0,5 м. Однако в этом же районе на более наклонной террасовой поверхности и в особенности на прилегающих к ней склонах холмов, в которые постепенно переходит эта поверхность, суффозионно-просадочные формы развиты весьма широко. Они нередко образуются в результате неправильной агротехники. Так, на склоне удлиненного холма крутизной до 10—12° произведена вспашка. Борозды в осевой части оказались поперечными к склону, а по бокам — продольными. В последнем случае многие из них в результате эрозионного размыва превратились в глубокие (до 1 м) овраги длиной до 50 м, с совершенно отвесными стенками. Эти овраги оканчиваются глубокими понижениями — просадочными воронками, приуроченными к тальвегу небольшой долины. В результате этого в долине сформировался очень своеобразный извилистый, но прерывистый овраг длиной 250—300 м, состоящий из цепочки суффозионно-просадочных воронок, которые представляли собой местные базисы эрозии. Около некоторых оврагов наблюдаются совсем свежие просадки, еще не затронутые поверхностным размывом. Наиболее крупная воронка находится у верховьев оврага. Это овальное понижение до 5 м в диаметре со свежими крутыми стенками срыва высотой 0,3—0,5 м. От стенок днище воронки постепенно понижается до глубины 1,5 м, оно неровное, с трещинами оседания, поросшее травой и кустами. Кусты часто наклонены в соответствии с вторичным уклоном поверхности провалившегося блока, на котором они выросли еще до посадки.

Иногда встречаются открытые провальные формы, приуроченные к подземным руслам-туннелям, часть из которых открывается в стенках оврагов, развившихся по распашке. Высота туннелей в месте выхода в стенке оврага достигает 0,4 м, ширина 0,5 м. Провалы в кровле таких туннелей имеют округлую форму диаметром до 0,3—0,4 м.

Образование комплекса суффозионно-просадочных форм и оврагов объясняется тем, что в результате выноса подземными водами пылеватого материала, а возможно, и мелкозернистого песка из песчаной толщи, слагающей здесь террасу и делювиальный покров склонов, в ней образуются подземные пустоты. Под давлением вышележащих пород над ними происходят просадки, а образовавшиеся понижения становятся

ся местными базами эрозии для формирования оврагов, которые быстрее всего образуются по бороздам распашки, особенно если последние идут вниз по склону.

В самое последнее время сеть глубоких оврагов возникла на одном из останцов террасы западнее г. Уонгби в результате строительства здесь комплекса крупных зданий. Строительству предшествовало выравнивание вершины, вследствие чего образовался четкий уступ между склоном и вершиной останца. Естественно, что здесь начали формироваться овраги, быстрому развитию которых способствовали рыхлые отложения и большое количество атмосферных осадков. Возникли короткие (в настоящее время до 10—15 м длиной), но глубокие (до 3,5 м) овраги с очень крутыми стенками, по которым интенсивно ветвятся боковые овраги.

* * *

Для всей территории, охватываемой картой структурно-геоморфологического районирования, характерно наличие двух пересекающихся систем линеаментов — прямых линий, четко выраженных в рельефе (см. рисунок).

Линеаменты представлены прямыми линиями морских берегов, прямыми участками долин, прямыми линиями склонов и уступов как в рельефе суши, так и морского дна. Тот факт, что во всех трех структурно-геоморфологических районах система линеаментов имеет одинаковую ориентировку — юго-восток-северо-западную и юго-запад-северо-восточную, — дает основание полагать, что в основе их возникновения лежит общая причина. Как показали исследования, проведенные в различных районах земного шара, этой причиной обычно оказывается наличие разломов или трещин, нередко перекрытых чехлом рыхлых образований значительной мощности. Как видно на структурно-геоморфологической схеме (см. рисунок), приуроченность на очень значительных протяжениях прямых берегов о. Кэ-Бао к разломам подтверждена геофизическими данными и геологической съемкой. Почти столь же уверенно проводятся разломы по прямым участкам рек и в равнинном районе, там, где продолжения их прослеживаются в коренных отложениях или проходят вдоль крутых и прямых в плане склонов останцов, сложенных коренными породами. Таковы, например, разломы, проведенные при геологической съемке вдоль прямолинейных участков речных долин севернее и западнее Хайфона или 10-километровый прямой участок долины р. Сонг Да юго-западнее Сон-Тая, находящийся точно на продолжении разлома, намеченного в коренных отложениях (Довжиков и др., 1965). Сравнительно небольшие мощности рыхлых образований и наличие коренных останцов позволяют довольно уверенно уловить взаимосвязь линеаментов и разломов в пределах подрайона равнины, приуроченного к относительно поднятым блокам (см. рисунок, III, а). Этого нельзя сказать о линеаментах, наблюдающихся в пределах структурно-геоморфологического подрайона, приуроченного к опущенному блоку, где мощности рыхлых отложений в несколько раз больше. Однако то, что простирается согласуется с общей региональной системой разрывных нарушений, а принципиальная возможность их проявления в рельефе этого подрайона доказывается фактом такой связи в низовьях долины р. Красной, где она подтверждена геофизическими данными, обусловленность этих линеаментов разрывной тектоникой и здесь представляется нам вполне вероятной. Такого рода просвечивание разрывных нарушений через толщу рыхлых отложений, чаще всего связанное с подтягиванием циркулирующих по ним вод, установлено, например, для таких районов СССР, как Туркмения и Западная Сибирь.

ЛИТЕРАТУРА

- Белоусов В. В.* Основные черты тектоники Центрального и Южного Китая.— Изв. АН СССР, серия геол., 1956, № 8.
- Брод И. О.* Основы учения о нефтегазовых бассейнах. М., «Недра», 1964.
- Гатинский Ю.* и др. К вопросу о тектоническом районировании Северного Вьетнама.— Журнал геол. упр. ДРВ, 1970, № 1—4 (на вьетнамск. яз.).
- Гюнь Нгок Хыонг.* Опыт морфоструктурного анализа приморской части северо-востока ДРВ. Автореф. канд. дисс. М., 1971.
- Довжиков А. Е.* и др. Геология Северного Вьетнама. Ханой, 1965.
- Зубащенко М. А.* Карст Северного Вьетнама.— Изв. Воронеж. фил. Геогр. об-ва СССР, 1961, вып. 3.
- Китовани Ш. К.* Перспективы нефтегазоносности Демократической Республики Вьетнам.— В сб. «Геология и нефтегазоносность зарубежных стран». М., Изд. ВНИГНИ, 1964.
- Клейнер Ю. М., Куанг Хан, Микаилов Б.* Основные черты рельефа Хонгайского угленосного бассейна.— Журнал геол. упр. ДРВ, 1967, № 8 (на вьетнамск. яз.).
- Клейнер Ю. М., Куанг Хан.* О структурно-геоморфологических районах ДРВ.— Журнал геол. упр. ДРВ, 1968, № 10—12 (на вьетнамск. яз.).
- Клейнер Ю. М., Нгуен Кан.* О структурно-геоморфологических исследованиях в ДРВ.— Биолого-геолого-географ. журнал ДРВ, 1966, № 9 (на вьетнамск. яз.).
- Клейнер Ю. М., Чельцов Ю. Г.* О геологическом строении и геоморфологии берегов Северного Вьетнама.— Труды НИЛзарубежгеологии, 1971, вып. 22.
- Лебедев В. Г.* Основные проблемы геоморфологии Восточного Китая. Изд-во Саратовского ун-та, 1968.
- Нгуен Кан.* Геоморфология и новейшая тектоника Северного Вьетнама, задачи и методы дальнейших исследований. Автореф. канд. дисс. Л., 1971.
- Полканова Л. П., Варущенко С. И., Тесаков С. И.* Методика структурно-геоморфологического анализа рельефа равнинного Крыма и северного Причерноморья.— Геология нефти и газа, 1965, № 12.
- Пушаровский Ю. М.* Впечатления о тектонике Северного Вьетнама.— Геотектоника, 1965, № 5.
- Резанов И. А., Нгуен Кан, Нгуен Тхе Тхон.* Основные черты истории рельефа и новейшая тектоника Северного Вьетнама.— Изв. АН СССР, серия геогр., 1967, № 1.
- Фридланд В. М.* Природа Северного Вьетнама. Изд-во АН СССР, 1961.

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ИСТОРИИ ФОРМИРОВАНИЯ РЕЛЬЕФА ВОСТОЧНОЙ КУБЫ

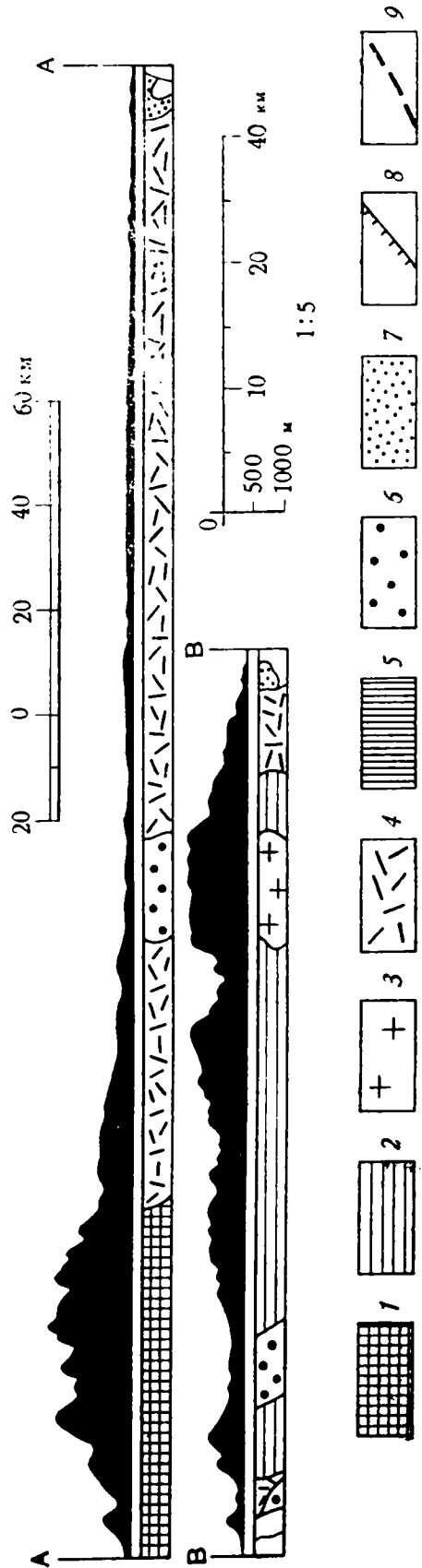
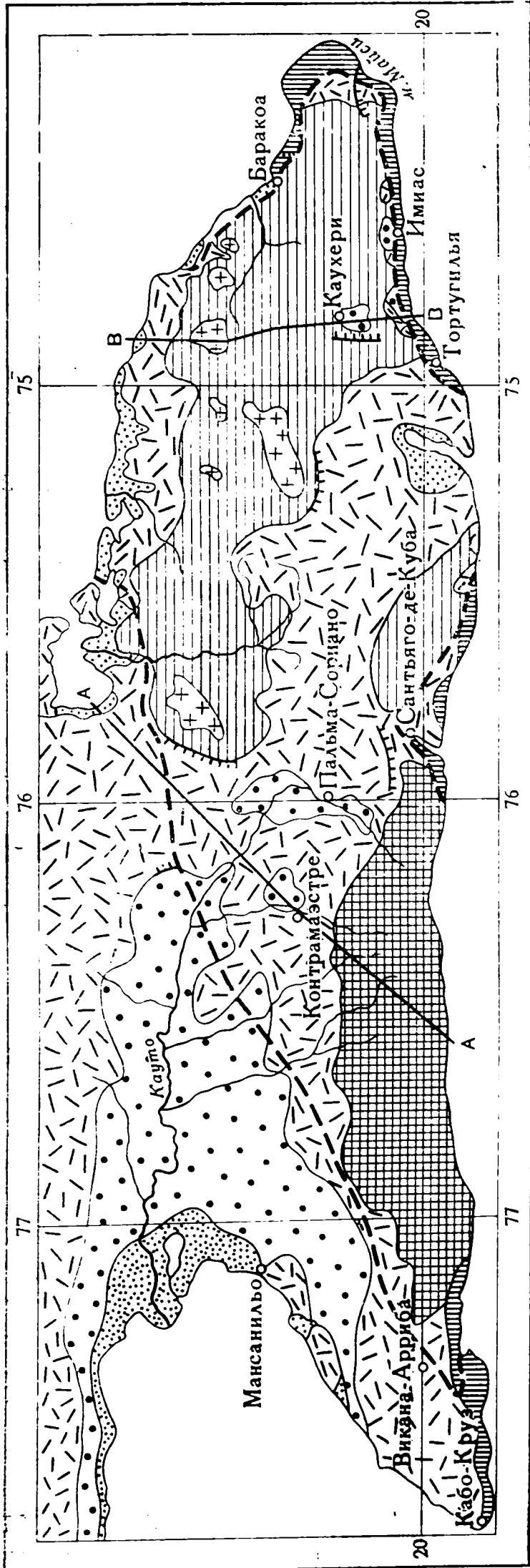
И. П. КАРТАШОВ, Н. А. МАЙО

В рельефе восточной Кубы четко выделяются три основные морфоструктуры. Это средневысотные (1200—2000 м) горы Сьерра-Маэстра на юго-западе, низкие (700—1100 м) горы северо-востока и разделяющая их полоса равнин и холмов (до 400 м над уровнем моря), которая резко расширяется к северо-западу (рисунок). Наиболее характерные морфоскульптуры этой территории представлены плоскими вершинными поверхностями низких гор, срезающими складки юрских, меловых и палеогеновых пород на высоте 700—900 м над уровнем моря, ступенями аккумулятивных и деструктивных равнин разного генезиса, лестницами морских террас, карстовыми воронками и полями, речными поймами.

Некоторые особенности неотектонического режима восточной Кубы, определяющего основные различия между морфоструктурами, по всей вероятности, унаследованы от времени последней складчатости (средний эоцен) и сменившего ее «орогенного» этапа развития (верхний эоцен — олигоцен). Однако никаких реликтов эоцен-олигоценового рельефа до настоящего времени не сохранилось. Самыми древними формами рельефа восточной Кубы, очевидно, являются плоские вершинные поверхности низкогорья — реликты поверхности выравнивания (пенеплена), которая была развита, по-видимому, на обширной территории.

Началом формирования поверхности выравнивания и, следовательно, началом того этапа позднекайнозойской геологической истории Кубы, который оставил непосредственные следы в современном рельефе, мы считаем обширную нижнемиоценовую трансгрессию, в некоторых районах начавшуюся еще в олигоцене. Отложения этой трансгрессии, преимущественно карбонатные, протягиваются вдоль берегов Кубы почти непрерывной каймой. В районах с небольшими абсолютными высотами они заходят в центральные части Кубы, показывая, что море разделяло ее на несколько островов. В большинстве случаев они залегают в виде маломощного чехла, но местами выполняют тектонические впадины, иногда грабенообразные (Пушаровский, Книппер, Пуиг-Рифа, 1967). Как правило, морское осадконакопление в этих впадинах начиналось в домиоценовое время, поэтому авторы тектонической карты Кубы считают возможным разделить время формирования олигоцен-миоценового структурного комплекса на две стадии, связывая образование «структур типа чехла» с поздней стадией (там же, стр. 24). Именно эту позднюю стадию мы и рассматриваем как начальный этап существенно нового цикла геологического развития.

Широкое распространение чехла нижнемиоценовых отложений на всей территории Кубы, сравнительное литологическое однообразие этих отложений при значительном преобладании карбонатных фаций и отсут-



Геолого-геоморфологическая схема восточной Кубы.

1 — средневысотные (1200—2000 м) горы; 2 — низкие (700—1100 м) горы; 3 — плоские вершинные поверхности (700—900 м) — реликты поверхности выравнивания; 4 — ступенчатая, местами холмистая деструктивная равнина (до 400 м); 5 — лестница хорошо выраженных морских террас, образованная обычно 4—5, а местами 10—12 ступенями (до 300 м); 6 — аккумулятивные равнины (до 200 м), сложенные плейстоценовыми отложениями; 7 — прибрежные аккумулятивные равнины (до 10—12 м), сложенные голоценовыми отложениями; 8 — молодые разломы, выраженные в рельефе; 9 — граница распространения карбонатных отложений миоцена

ствие резких колебаний мощности чехла позволяют считать, что нижнемиоценовая трансгрессия на Кубе имела эпиконтинентальный характер. Не исключено, что основной причиной трансгрессии было эвстатическое поднятие уровня моря. Если же причиной были тектонические движения, то они, очевидно, в основном не были дифференцированными, а представляли собой медленное и равномерное погружение довольно обширного участка земной коры. Таким образом, можно утверждать, что «орогенный» этап геологического развития на территории восточной Кубы, завершившийся накоплением в разобщенных впадинах олигоценых отложений, представленных как морскими, так и континентальными фациями (Furrigola-Bermudez et al., 1964), в начале миоцена сменился этапом относительной тектонической стабильности или медленного, почти недифференцированного опускания земной коры.

Общеизвестно, что для формирования пенеплена необходимо длительное тектоническое спокойствие. Отсутствие дифференцированных тектонических движений в условиях общего медленного опускания для тех районов, которые не заливаются морем, равнозначно тектонической стабильности. Очевидно, время миоценовой трансгрессии было наиболее благоприятным для выработки пенеплена в центральных частях восточной Кубы. Для выравнивая горных стран процессами денудации, постепенно выполаживающими склоны междуречий, требуются довольно длительные промежутки времени. Однако небольшие размеры рассматриваемой территории, со всех сторон окруженной морем, позволяют допускать, что ее превращение в пенеплен могло завершиться уже в первой половине миоцена. Даже та скудная и разрозненная геологическая летопись послемiocенового времени, которая имеется в нашем распоряжении, дает основание утверждать, что в течение этого времени на Кубе не существовало условий, необходимых для формирования пенеплена.

С. Тэйбер (Taber, 1934) считал, что поверхность пенеплена восточной Кубы срезает миоценовые известняки, и на этом основании относил время его формирования к плиоцену. Плоские вершинные поверхности, срезающие известняки миоцена, действительно присутствуют на грядах, тянущихся вдоль юго-восточного побережья восточной Кубы, от Тортугильи на западе до Имиаса на востоке (см. рисунок). Однако анализ пространственных взаимоотношений плоских вершин этих гряд с горами, расположенными севернее, за полосой понижений, и с террасовыми ступенями, развитыми на южных, обращенных к морю склонах гряд, не оставляет никаких сомнений в том, что эти плоские вершины представляют собой реликты морских абразионных террас. На крайнем юго-западе восточной Кубы также встречаются плоские, почти горизонтальные вершинные поверхности, развитые на миоценовых известняках (район Алегриа-де-Пио — Ла-Эсперанса). При продвижении к западу они приобретают пологий наклон в сторону моря и по своим морфологическим особенностям резко отличаются от развитых здесь же, на южном берегу, морских террас, и это не позволяет говорить об их абразионном происхождении. Миоценовые известняки здесь обнажены очень плохо, но наблюдения за их структурой в смежных районах позволяют считать, что вершинные поверхности скорее всего совпадают с поверхностями пластов, а не срезают их. Таким образом, те факты, которые позволили С. Тэйберу предполагать, что пенеплен восточной Кубы был сформирован в плиоцене, следует интерпретировать совершенно иначе.

Нам кажется, что, рассматривая вопрос о возрасте и генезисе реликтов поверхности (или поверхностей) выравнивания Кубы, нельзя исключать возможность того, что все плоские аструктурные вершинные поверхности этого острова являются реликтами морских абразионных равнин и что настоящего пенеплена — почти равнины, выработанной процессами субаэральной денудации, на Кубе вообще не существовало.

Против этого предположения как будто бы свидетельствует отсутствие на реликтах поверхности выравнивания каких-либо следов морских отложений, перекрывавших эту поверхность. Действительно, очень трудно представить себе процесс морской абразии, вырабатывающий обширную равнину, не оставляя на ней никаких морских отложений, даже маломощных. Пожалуй, еще труднее предположить, что эти отложения были полностью смыты с почти горизонтальных поверхностей, после чего процесс деструкции прекратился (в настоящее время на реликтах поверхности выравнивания, как правило, развита мощная несмещенная кора выветривания). Тем не менее возможность формирования подобных абразионных равнин, лишенных сингенетичных морских отложений, доказывается геолого-геоморфологическим строением других районов Кубы, в частности о. Пинос. Результаты наших исследований, проведенных на острове в марте-апреле 1971 г., не оставляют у нас никаких сомнений в морском абразионном происхождении равнины о. Пинос. Эта равнина, выработанная в метаморфических породах предположительно юрского возраста, слегка изогнута тектоническими движениями и в центральной части острова поднимается до 70 м над уровнем моря, понижаясь почти до этого уровня в прибрежных частях. Над равниной возвышаются разрозненные крутосклонные «горы-острова», достигающие почти 300 м над уровнем моря. Они сложены теми же породами, что и равнина, а их резкие границы не обнаруживают абсолютно никаких связей ни со складчатой структурой пород, ни с неотектоническими деформациями. Такой контрастный рельеф, очевидно, мог сформироваться только под действием волноприбойной абразии, выработавшей деструктивную равнину о. Пинос.

Миоценовое море, несомненно, распространялось в глубь территории восточной Кубы значительно дальше границы современного распространения миоценовых известняков, частично разрушенных. Близость моря, волноприбойная деятельность которого является одним из самых мощных агентов выравнивания, к плоским вершинным поверхностям восточной Кубы заставляет считать предположение об их морском происхождении не менее вероятным, чем предположение о существовании пенеплена. Чтобы отдать предпочтение какой-либо одной из этих гипотез, необходимо, очевидно, располагать бóльшим количеством фактов. Мы надеемся, что продолжающиеся геолого-геоморфологические исследования в конце концов принесут нам эти факты.

Даже в случае окончательного изменения представлений о происхождении поверхности выравнивания предположения о ее возрасте существенно не изменятся. Если плоские вершинные поверхности восточной Кубы в действительности представляют собой реликты морской абразионной равнины, то время ее выработки, по всей вероятности, следует связывать с той же миоценовой трансгрессией. Правда, в этом случае время ее превращения в форму рельефа суши должно относиться уже к началу следующего этапа — этапа регрессий, вызванных скорее всего интенсивными тектоническими поднятиями.

О значительности регрессий, о существовании более обширной суши на месте Антильских островов и о вероятном соединении этой суши с континентом свидетельствуют новые данные о филогенетических особенностях антильской плейстоценовой фауны неполнозубых. До находок Хиршфелда и Уэбба (Hirschfeld, Webb, 1968) о плиоценовых формах континента было известно очень мало. Эти находки, особенно *Megalonyx mathisi* из плиоценовых (5,2 млн. лет) отложений Калифорнии, датированных калий-аргоновым методом, и результаты исследований одного из авторов, частично опубликованные (Mayo, 1969), позволяют получить более ясную картину эволюции неполнозубых и заселения ими Антильских островов.

Близкое сходство черепов *Miocnus* cf. *antillensis* Matthew из верхнего плейстоцена Кубы, *Acrotocnus odontrigonus* Anthony (Пуэрто-Рико) и *Synocnus comes* (Miller) о. Гаити не позволяет сомневаться в происхождении этих родов от общего предка, близкого к *Pliometanastes Hirschfeld et Webb* из среднего плиоцена Северной Америки и *Paulocnus Hooijer* из плейстоцена о. Кюрасао. Общим предком всех этих форм был, очевидно, *Eucholeops Ameghino* из среднего миоцена Патагонии, эволюционировавший в Южной Америке до таких форм, как *Pliomorphus Ameghino* и *Ortotherium Ameghino*.

Некоторые авторы считали, что сходство *Megalocnus Leidy* и *Megalonyx Harlan* обусловлено адаптивной конвергенцией. В действительности все указывает на независимое развитие этих двух родов, наиболее специализированных среди *Megalonychidae* — одного в Северной Америке, другого, по-видимому, на Кубе — от общего предка, близкого к *Pliometanastes? galushai* из среднего плиоцена. Если иметь в виду, что *Megalonyx* и *Megalocnus* обладали общим генетическим фондом, то правильнее говорить не о конвергенции, а о параллельном развитии.

Существует гипотеза, согласно которой неполнозубые заселяли Антильские острова, попадая туда на плотках, образованных скоплениями растительности, — либо непосредственно с континента на каждый остров в отдельности, либо переправляясь таким образом с острова на остров. Наши представления об эволюции неполнозубых позволяют считать, что они имели одного общего предка, а не разных и что многочисленных иммиграций на каждый остров в разное время, предполагаемых сторонниками теории заселения островов на плотках, по-видимому, не было. Остается, следовательно, предполагать, что Куба, Гаити и Пуэрто-Рико в прошлом составляли единую сушу, которая могла соединиться с континентом. Есть все основания полагать, что появление неполнозубых на Антиллах приходится на конец миоцена или начало плиоцена, и относить к этому же времени начало нового этапа позднекайнозойской истории геологического развития и формирования рельефа восточной Кубы, захватывавшего весь Карибский регион.

Мы считаем целесообразным плиоценовую сушу, объединявшую Кубу, Гаити и Пуэрто-Рико, назвать Амегинией — по имени великого латиноамериканского палеонтолога Флорентино Амегино, который был одним из первых исследователей, предполагавших существование подобной суши в прошлом. Название предлагается не в качестве замены термина Антиллия (Schuchert, 1935), который применяется для обозначения обширной суши, периодически объединявшей Антиллы с континентом в мезозое и кайнозое, а для обозначения значительно меньшей территории, существовавшей в течение более ограниченного времени и входившей как часть в то историко-геологическое понятие, которое обозначается термином Антиллия.

Mesocnus browni Matthew и *M. torrei* Matthew из верхнего плейстоцена Кубы сохраняют близкое родство с *Parocnus serus* Miller о. Гаити, но ни одного близкого к ним рода не было встречено на Пуэрто-Рико. С другой стороны, и на Пуэрто-Рико, и на Гаити отсутствуют формы, родственные *Megalocnus Leidy* и *Cubanocnus* (Matthew) Кубы. Это позволяет предполагать, что уже в плиоцене Куба, Гаити и Пуэрто-Рико начали существовать как отдельные острова, причем о. Пуэрто-Рико отделился от Амегинии несколько раньше.

Таким образом, в конце миоцена — начале плиоцена наступил этап становления современного рельефа Кубы. Почти равнина восточной Кубы, возникшая или в течение предыдущего этапа или, в случае ее морского происхождения, в его начале, стала превращаться в горную страну. Несомненно тогда же начали формироваться упоминавшиеся выше три основные морфоструктуры восточной Кубы. Поднятия, очевидно,

в общем преобладали над опусканиями, а регрессии над трансгрессиями. Какую-то роль в неоднократно происходивших изменениях границ моря и суши, по-видимому, играли и горизонтальные перемещения блоков земной коры. Такие перемещения были достаточно характерны для более древних периодов геологического развития Кубы (Книппер, Пуиг-Рифа, 1967), а недавние геофизические исследования в Карибском море (Erickson, Helsley, Simmons, 1971) свидетельствуют о существовании и современных горизонтальных движений. Резкое уменьшение мощности земной коры при более высоком положении поверхности Мохо под глубоководным желобом Бартлетта (желоб Кайман) показывает, что последний является современной структурой растяжения. Однако геологическая изученность Карибского региона еще не столь совершенна, чтобы уверенно оценивать относительную роль вертикальных и горизонтальных тектонических движений в формировании рельефа Антильских островов. С рассматриваемым этапом связано начало развития карстовых процессов на аккумулятивных равнинах, сложенных миоценовыми известняками, и на тех участках, где поверхность выравнивания срезала более древние известняки. Поднятия и начавшееся расчленение поверхности выравнивания и аккумулятивной равнины, сложенной миоценовыми известняками, понижали уровень грунтовых вод, способствовали их циркуляции и усиливали процессы химического выветривания и карстовые процессы на еще не уничтоженных плоских вершинных поверхностях.

Карстовые формы рельефа, по-видимому, представлены неглубокими полями района Алегрриа-де-Пио — Ла-Эсперанса. Разумеется, поскольку карстовые процессы на Кубе продолжают развиваться до настоящего времени, то наиболее древние образования были существенно переработаны, а основная масса поверхностных и подземных карстовых форм рельефа была заложена только в течение следующего, третьего, этапа позднекайнозойской истории геологического развития и формирования рельефа Кубы. Началом его следует, по всей вероятности, считать конец плиоцена — начало плейстоцена. К этому времени относится крупнейшая из послемiocеновых трансгрессий на Кубе, отложения которой присутствуют на о. Пинос и на полуостровах Гуанакаибес и Сапата (А. де ла Торре, личное сообщение). Ее, видимо, можно считать первой в серии неоднократно чередовавшихся в течение четвертичного периода трансгрессий и регрессий. Они были обусловлены гляциоэвстатическими колебаниями уровня моря, но проявлялись на фоне резко дифференцированных неотектонических движений, которые влияли на положение границ моря и суши едва ли не больше, чем гляциоэвстатика.

Характерные для этого этапа геологического развития колебания климата, вызывавшие в более высоких широтах чередование оледенений и межледниковьев, на Кубе проявлялись, по-видимому, в чередовании сухих (аридных) и влажных (плювиальных) периодов. Исследователи, отмечавшие влияние этого чередования на развитие рельефа (Núñez Jiménez, Panos, Stelcl, 1968; Mayo, 1969; Е. В. Шанцер, личное сообщение, и др.), высказывали прямо противоположные мнения о возможной корреляции плювиальных и аридных фаз Кубы с оледенениями и межледниковьями более высоких широт. Очевидно, нужны дополнительные фактические данные. В рельефе восточной Кубы обнаружены пока лишь некоторые признаки четвертичных изменений климата. Мы надеемся, что геолого-геоморфологические исследования, продолжающиеся на Кубе, позволят подойти к решению этой проблемы уже в недалеком будущем.

Наиболее четко выраженными образованиями третьего этапа являются морские террасы, окаймляющие все побережье крайнего востока Кубы, от Баракоа на северном берегу до Тортугильи на южном, и встречающиеся на отдельных участках южного берега (см. рисунок). Они представ-

ляют собой ступени с почти горизонтальными поверхностями и почти вертикальными уступами, выработанные преимущественно в миоценовых известняках, обнажающихся на поверхностях некоторых террас. На поверхностях других террас залегают маломощные сингенетичные покровы четвертичных известняков. На некоторых участках побережья отмечено 10—12 террас, часть которых довольно быстро выклинивается при продвижении вдоль берега. Наибольшей выдержанностью отличаются террасы четырех-пяти уровней. Самые высокие террасы поднимаются до 300 м над уровнем моря, самые низкие — на 3—5 м. Кроме того, известны подводные террасы, располагающиеся на глубинах 10—15 м. Высота каждой террасы при продвижении вдоль берега изменяется в значительных пределах, а в районе мыса Майси можно видеть, что поверхности нескольких террас смещены по молодому разлому.

Ступенчатые участки деструктивной равнины, окаймляющие юго-западное (район Мансанильо — Кабо-Крус) и северное побережье восточной Кубы, по крайней мере частично представляют собой те же ступени морских абразионных террас, только не обладающие такими же четкими морфологическими признаками. Вполне вероятно, что равнина, примыкающая к террасам мыса Майси, является самой высокой абразионной террасой. Наконец, вполне возможно, что некоторые из ступеней равнины, разделяющей горы северо-востока и юго-запада, имеют морское происхождение и являются образованиями, одновозрастными с некоторыми из террасовых уровней. В этом случае приходится допускать, что в течение последнего этапа формирования рельефа, охватывающего весь четвертичный период и, может быть, самый конец плиоцена, некоторые из трансгрессий (по крайней мере, одна из них) были настолько значительными, что вызывали разделение восточной Кубы на два острова. К сожалению, геолого-геоморфологическая изученность восточной Кубы не настолько высока, чтобы можно было либо признать такое положение достаточно обоснованным, либо полностью от него отказаться.

Среди довольно разнородных и разновозрастных плоских поверхностей, объединенных на схеме (см. рисунок) в деструктивную равнину, кроме заведомо абразионных, присутствуют и структурные поверхности, и поверхности флювиального генезиса, и наконец реликты региональной поверхности выравнивания, поднятые на значительно меньшую высоту, чем такие же реликты, сохранившиеся на вершинах гор северо-востока. Неравномерность неотектонических движений, четко проявленная в характере современного рельефа и подчеркнутая существованием превосходно выраженных в рельефе молодых сбросов, в некоторых случаях образующих границу между горами и равниной, показывает, что реликты миоценовой поверхности выравнивания могут располагаться на различных высотах.

Здесь мы считаем необходимым сделать несколько замечаний по поводу тенденции выделять на Кубе большое число разновозрастных поверхностей субаэрального (континентального) выравнивания. Наглядной иллюстрацией такой тенденции может служить работа Ш. Дюкло (Duclos, 1963), который приводит сводку взглядов на эту проблему и выделяет семь «континентальных поверхностей эрозии», имеющих возраст от верхнего миоцена до среднего плейстоцена. Как в указанной работе, так и в более ранних исследованиях механизму формирования таких поверхностей не уделяется почти никакого внимания, а «определения» их возраста не имеют почти никакого обоснования фактическим материалом. Между тем плоские вершинные поверхности разных уровней, как правило, примыкают одна к другой почти вплотную, а это, разумеется, полностью исключает возможность их принадлежности к разновозрастным пенепленам. Настолько же неприемлемым кажется нам и предположение о возникновении рассматриваемых поверхностей в результате отступления

крутых склонов «параллельно самим себе» (King, 1953) — в соответствии с модной теорией педипланации. Нигде на Кубе мы не встречали следов подобного процесса. Особенно показателен рельеф о. Пинос, где почти идеальная деструктивная равнина вплотную примыкает к крутосклонным островным горам. Если бы склоны этих гор действительно отступали, сохраняя свою крутизну и «оставляя за собой» новые участки педиплена, то весь материал, возникающий в ходе их разрушения, должен был бы транспортироваться через этот педиплен, не задерживаясь на нем. Однако кристаллические сланцы, слагающие деструктивную равнину о. Пинос, с поверхности в большинстве случаев превращены в рыхлую кору выветривания, мощность которой нередко превышает 10 м. Вопрос о транспорте коллювия через педиплен вообще представляет собой самое уязвимое место теории педипланации, в данном же случае он вообще исключает возможность формирования поверхности выравнивания путем отступления склонов. Невозможно представить себе процесс, при котором коллювий от подножия гор выносится полностью, а рыхлый элювиальный материал, слагающий поверхность «педиплена», остается неподвижным.

Таким образом, если на Кубе имеются реликты поверхности субаэрального выравнивания, что само по себе пока еще не бесспорно, то, вероятно, все они являются реликтами одного и того же миоценового пенеппена. По крайней мере часть плоских вершинных поверхностей имеет морское происхождение, и для них разная высота в большинстве случаев действительно означает принадлежность к образованиям разного возраста. Но и в этом случае нельзя забывать о тех «коррективах», которые были внесены в высотное положение этих поверхностей интенсивными и резко дифференцированными неотектоническими движениями.

Поверхности флювиального генезиса — террасы, лишенные аллювия, — являются, пожалуй, самыми молодыми участками деструктивной равнины. Примером их широкого развития может служить та часть равнины, которая протягивается узкой полосой параллельно берегу моря на участке Тортугилья — Имиас (см. рисунок). Прямолинейные границы, значительная разница высот равнины и примыкающих к ней с обеих сторон гор и присутствие аккумулятивных равнин, сложенных довольно мощными аллювиальными толщами, — все это наводит на мысль о том, что этот участок представляет собой молодой грабен. Однако деструктивная равнина сложена здесь более древними отложениями (эоценовыми или олигоценными), чем возвышенности, отделяющие ее от моря. Миоценовые известняки, слагающие возвышенности, залегают с угловым несогласием на толще песчаников, алевролитов и конгломератов, слагающих равнину. Очевидно, резкое различие высот равнины и прибрежных возвышенностей в значительной степени обусловлено разрушением бронирующей толщи известняков и последующим быстрым понижением рельефа под действием экзогенных процессов. В то же время прямолинейные границы равнины, несомненно, определены разломами, которые, очевидно, играли роль зон наименьшей прочности пород, по которым разрушение шло с наибольшей скоростью.

Морские террасы, прекрасно развитые на склонах прибрежных возвышенностей, обращенных к морю, полностью отсутствуют на склонах, обращенных к равнине. Очевидно, выработка равнины все время несколько запаздывала по отношению к выработке морских террас, так как глубина врезания рек, игравших основную роль в формировании этого участка равнины, контролировалась уровнем моря.

Движения по разломам, окаймляющим равнину, по-видимому, также играли какую-то роль в снижении ее рельефа. Во всяком случае, накопление аллювия в пределах аккумулятивных равнин можно объяснить только локальными тектоническими опусканиями. О таких же локальных опусканиях свидетельствуют и другие сложенные аллювием аккумуля-

тивные равнины: Каухери, Пальма-Сориано, Контрамаэстре и Викана-Арриба (см. рисунок). Эта резкая дифференцированность неотектонических движений, еще сравнительно недавно (скорее всего в среднем или позднем плейстоцене) вызывавшая аккумуляцию аллювия на отдельных разобщенных участках территории восточной Кубы, по-видимому, уже успела смениться значительно более равномерным поднятием всей этой территории. Все аллювиальные равнины замкнутых неотектонических впадин уже прорезаны реками на глубину до 20 м; в большинстве случаев это врезание продолжается. Современные участки флювиальной аккумуляции ограничены устьевыми частями некоторых рек и не зависят от дифференцированных неотектонических движений.

Особое место среди аккумулятивных равнин занимает бассейн нижнего течения р. Кауто. До последнего времени все исследователи, включая и нас, считали, что эта равнина также сложена аллювием. Совсем недавно Я. Куусек и М. Солис (Е. Н. Сквалецкий, личное сообщение) установили, что глины, слагающие поверхность аккумулятивной равнины Кауто, отличаются монтмориллонитовым составом и преобладанием иона натрия в комплексе поглощенных оснований, и высказали предположение об их морском происхождении. Это предположение кажется нам довольно правдоподобным и заслуживающим тщательной проверки специальными исследованиями. В случае его правильности, видимо, придется признать, что среди причин формирования этой равнины гляциоэвстатические колебания уровня моря играли не меньшую, а, может быть, большую роль, чем локальные тектонические опускания.

Последним событием, отразившимся в строении рельефа восточной Кубы, было небольшое наступание моря на сушу, превратившее устьевые части многих рек северного и южного побережья в эстуарии, заливы и лагуны. Именно с этими подтопленными участками связаны современные процессы флювиальной аккумуляции. Ингрессионный характер подтопленных берегов и их связь с морфоструктурами, характеризующимися несомненным преобладанием тектонических поднятий над опусканиями, позволяет связывать их возникновение с голоценовым эвстатическим поднятием уровня моря. Характерно, что на участках побережья, поднимающихся, по-видимому, наиболее интенсивно (район мыса Майси и побережье, примыкающее к наиболее высокой части гор Сьерра-Маэстра), затопления устьевых частей рек не происходило.

Приведенная здесь характеристика основных особенностей формирования рельефа восточной Кубы, конечно, представляет собой довольно грубую схему, нуждающуюся в уточнениях и дополнениях. Мы надеемся, что эти уточнения и дополнения будут сделаны уже в недалеком будущем.

ЛИТЕРАТУРА

- Книппер А. Л., Пуиг-Рифа М.* Тектоническое положение протрузий ультрабазитов в северо-западной части провинции Ориенте.— В кн. «Геология и полезные ископаемые Кубы». М., «Наука», 1967.
- Пуцаровский Ю. М., Книппер А. Л., Пуиг-Рифа М.* Тектоническая карта Кубы, масштаб 1 : 1 250 000.— Там же.
- Duclos C.* Étude géomorphologique de la région de Matanzas, Cuba (avec un contribution à l'étude des depots quaternaires de la zone Habana — Matanzas).— Arch. sci. Soc. phys. et histoire natur. Genève, 1963, v. 16, fasc. 2.
- Erickson A. J.*, a. o. Interpretation of heat flow and seismic profiles in the Cayman Trough and Yucatan Basin.— Abstracts VI Caribbean Geol Conf. Venezuela, 1971.
- Furrazola-Bermúdez G. et al.* Geología de Cuba. La Habana. Edit. Nacional de Cuba, 1964.
- Hirschfeld S. E., Webb S. D.* Plio-Pleistocene Megalonychid sloths of North America.— Bull. Florida State Mus., 1968, v. 12, N 5.
- King L. C.* Canons of landscape evolution.— Bull. Geol. Soc. America, 1953, 64, N 7.
- Mayo N. A.* Nueva especie de Megalonychidae y descripción de los depósitos cuaternarios de la Cueva del Vaho, Boca de Jaruco, La Habana.— Mem. Fac. Cienc. Univ. Habana, Ser. Cienc. Biol., 1969, N 3.
- Núñez Jiménez A., Panos V., Stelcl O.* Carso de Cuba.— Acad. Cienc. Cuba. Ser. espeleol. y carsol., 1968, N 2.
- Schuchert C.* Historical geology of the Antillean-Caribbean region. N. Y., John Wiley and Sons, 1935.
- Taber S.* Sierra Maestra of Cuba, part of the northern rim of the Bartlett Trough.— Bull. Geol. Soc. America, 1934, v. 45, N 4.

**ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИЕ УРОВНИ
И МОРФОСТРУКТУРНЫЕ ОСОБЕННОСТИ
ПРОВИНЦИИ ЛАС-ВИЛЬЯС
(Центральная Куба)**

Е. А. ФИНЬКО

Провинция Лас-Вильяс, занимающая центральную часть самого крупного из Больших Антильских островов — Кубы, характеризуется большим разнообразием рельефа, сформированного на мозаичном складчато-глыбовом субстрате. Изучение истории формирования переходной зоны от материков к океану, куда относится рассматриваемая территория, в последнее время привлекает внимание многих исследователей. Мы остановимся на закономерностях геоморфологического устройства этой территории, на связи рельефа с геологическим строением, что может представлять интерес для общих выводов о морфоструктурных особенностях островных дуг.

Автору настоящей статьи вместе с кубинскими коллегами из департамента физической географии Института географии АН Кубы А. Родригесом и Л. Бьоской в связи с подготовкой геоморфологической карты Кубы (масштаб 1 : 500 000) довелось работать в провинции Лас-Вильяс в сухой сезон 1970 г. В течение двух месяцев маршрутными исследованиями была охвачена почти вся провинция. Протяженность маршрутов составила более 2000 км. Во время полевых работ, имевших рекогносцировочный характер, изучались речные и морские террасы, поверхности выравнивания с точки зрения их морфологических и морфометрических характеристик, соотношения с геологическим строением, состава рыхлых поверхностных отложений, оценки возраста и генезиса.

Обобщение полевых наблюдений, совместный анализ топографических и геологических карт дали возможность составить в масштабе 1 : 500 000 специальную геоморфологическую карту провинции Лас-Вильяс, на которой отражены геоморфологические уровни, а на профилях их — соотношение с геологическим строением. Анализ этих материалов позволяет выявить некоторые общие закономерности устройства рельефа центральной Кубы.

**ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РЕЛЬЕФА
И ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ ПРОВИНЦИИ ЛАС-ВИЛЬЯС**

На сравнительно ограниченной территории провинции Лас-Вильяс можно наблюдать рельеф трех основных морфоструктурных категорий суши, встречающихся на Кубе, — гор, возвышенностей и равнин («Национальный Атлас Кубы», 1970). Наибольшую площадь занимают различные по высотам, морфологическому облику, генезису и возрасту равнины. Ис-

пользуя гипсометрическую шкалу, принятую на физической карте Кубы в Национальном Атласе, можно выделить три категории равнин по их абсолютным высотам (H): низкие (до 50 м), средневысотные (50—100 м) и высокие (100—200 м).

Имеются две крупные возвышенности с $H=200\div 450$ м. Одна возвышенность, расположенная вдоль северо-восточного края провинции на границе с низкими приморскими равнинами Атлантики, называется Нордесте-де-Лас-Вильяс. Ее наиболее высокая юго-восточная часть (максимальная высота 408 м) — Сьерра-де-Хатибонико. Нордесте-де-Лас-Вильяс входит в состав главного водораздела о. Кубы, отделяя бассейны крупных рек — Сасы, Хатибонико-дель-Сур, принадлежащих Карибскому морю, от бассейнов мелких рек Атлантического океана. Другая возвышенность — Санта-Клара (максимальная высота 464 м) — приурочена к центральной части провинции и является крупным орографическим узлом. В ее пределах берут начало крупнейшие реки центральной Кубы — Сагуа-ла-Гранде, Сагуа-ла-Чика, Агабама. Южнее возвышенности Санта-Клара расположены грядовые возвышенности — Сьерра-дель-Эскамбрай, Сьерра-де-Мария Родригес с преобладающим северо-западным простиранием. Подобно Санта-Кларе, они входят в состав главного кубинского водораздела.

В южной части провинции находится низкогорный массив Гуамуая, состоящий из двух самостоятельных орографических единиц изометрической формы — Сьеррас-де-Тринидад с пиком Сан-Хуан (1156 м) и гор Санти-Спиритус (843 м). Разделены они долиной Агабамы меридионального направления. Указанные низкогорья не принадлежат к главному кубинскому водоразделу, являясь водоразделами второго порядка: Сьеррас-де-Тринидад — между бассейнами рек Аримао и Агабамы, а Санти-Спиритус — между бассейнами рек Агабамы и Сасы.

Анализ расположения крупных элементов рельефа в плане позволяет выявить некоторые черты, обусловленные, по всей вероятности, крупными разрывными нарушениями регионального значения. Так, вдоль всей северо-восточной границы провинции отмечается прямолинейный контакт между возвышенностью Нордесте-де-Лас-Вильяс и низкими приморскими равнинами. Разрывы северо-западного простирания, определяющие эту конфигурацию, широко известны в геологической литературе под названиями Сьерра-де-Хатибонико и Лас-Вильяс (Geologia de Cuba, 1964, рис. 87). Обращает на себя внимание достаточно прямолинейная граница между низкими и средневысотными равнинами на Карибском побережье, вырисовывающая с юга контур наиболее приподнятой части провинции Лас-Вильяс, так называемый блок Лас-Вильяс. Эту границу субширотного простирания, возможно, следует связывать с флексурно-разрывной зоной, отделяющей блок Лас-Вильяс от крупной впадины Ана-Мария.

В структурно-тектоническом отношении рассматриваемая территория занимает промежуточное положение между эпипалеозойской Багамской платформой и глубоководными впадинами Карибского моря. Современные представления о тектоническом режиме Кубы, ее геологическом строении и развитии весьма противоречивы. Одни исследователи (Geologia de Cuba, 1964; Адамович, Чехович, 1964) относят Кубу к современной геосинклинали, другие считают, что геосинклинальный этап развития на Кубе завершился в верхнеэоценовое-олигоценное время и сейчас она представляет периферическую зону современной геосинклинали (Пушаровский и др., 1967). Майерхофф (Meyerhoff, 1954), основываясь на анализе молодых движений земной коры, рассматривает западную и центральную части острова как платформу, называя ее Кубинской.

В строении острова принимают участие породы трех структурных

этажей: 1) складчатого геосинклинального, 2) олигоцен-миоценового, характеризующегося негеосинклинальным типом формаций, и 3) плиоцен-четвертичного (Пушаровский и др., 1967). В пределах рассматриваемой территории наиболее хорошо изучены структуры древнего этажа. Они представлены тремя крупными структурными элементами, являющимися субстратом современного рельефа: антиклинориями Санта-Клара и Тринидад, а также Центрально-Кубинским синклинорием. Антиклинорий Санта-Клара, представленный системой структур с выдержанным простиранием с северо-запада на юго-восток, приурочен к северной половине провинции и имеет длину около 220 км. Он сложен преимущественно верхнеюрскими и меловыми известняками и серпентинитами и характеризуется очень сложной внутренней структурой (Пушаровский и др., 1967).

Антиклинорий Тринидад, расположенный в южной половине провинции, состоит из ядра и примыкающего к нему валообразного поднятия. Ядро сложено мощной (10 000—12 000 м) толщей метаморфических пород, возраст которых дискусионен (от верхней юры до протерозоя), а валообразное поднятие — породами порфиритовой формации мела. Центрально-Кубинский синклинорий занимает центральную часть провинции. Сложенный эффузивами, массивными известняками и терригенными карбонатными породами мела — эоцена, этот структурный элемент имеет сложное внутреннее строение. Наряду с отмеченными крупными структурами, отвечающими эвгеосинклинальной зоне Кубинской геосинклинали, в пределах провинции Лас-Вильяс выделяется Центрально-Кубинский миогеосинклинальный участок, для которого характерны господство мезозойских и палеогеновых формаций карбонатного ряда и полное отсутствие магматических пород. В современном рельефе миогеосинклинальной зоне соответствуют возвышенность Нордесте-де-Лас-Вильяс и приморские низкие равнины Атлантики.

Эв- и миогеосинклинальные зоны, столь различные по своему внутреннему строению, разделены крупной зоной разломов. Ее называют шовной зоной, или Главным Кубинским разломом (упомянутые выше разломы Сьерра-де-Хатибонико и Лас-Вильяс принадлежат к этой зоне). В последнее время развивается представление о большой роли горизонтальных движений в сочленении этих зон. Вся толща пород, относящаяся к эвгеосинклинали, отдельными исследователями рассматривается как аллохтон по отношению к породам миогеосинклинали (Шапошникова, 1971).

Структуры среднего — олигоцен-миоценового возраста представлены геологическими комплексами, резко отличными по составу и характеру дислокаций от геосинклинальных. Они залегают в виде слабо покоробленного или субгоризонтального маломощного чехла либо выполняют впадины типа грабенов (Тектоническая карта Кубы, 1967). На структурную простоту этого тектонического яруса указывает М. А. Итурральде-Вайнент (Iturralde-Vinent, 1969).

Наиболее слабо изучены плиоцен-четвертичные отложения и структурные элементы Кубы и в том числе рассматриваемой провинции. В ее пределах к положительным структурным элементам этого возраста относят центральное поднятие Лас-Вильяс, характеризующееся блоковым строением. На рис. 1 оно оконтурено полосой низких равнин. Последние на Тектонической карте Кубы (Пушаровский и др., 1967) отнесены к отрицательным структурам новейшего времени. Сюда входит зона погружения на Атлантическом побережье и низовья рек Агабамы и Сасы на Карибском берегу.

Анализ серии гипсометрических профилей, составленных по топографическим картам, позволил нам в провинции Лас-Вильяс выявить определенную закономерность в вертикальном распределении высот. Прояв-

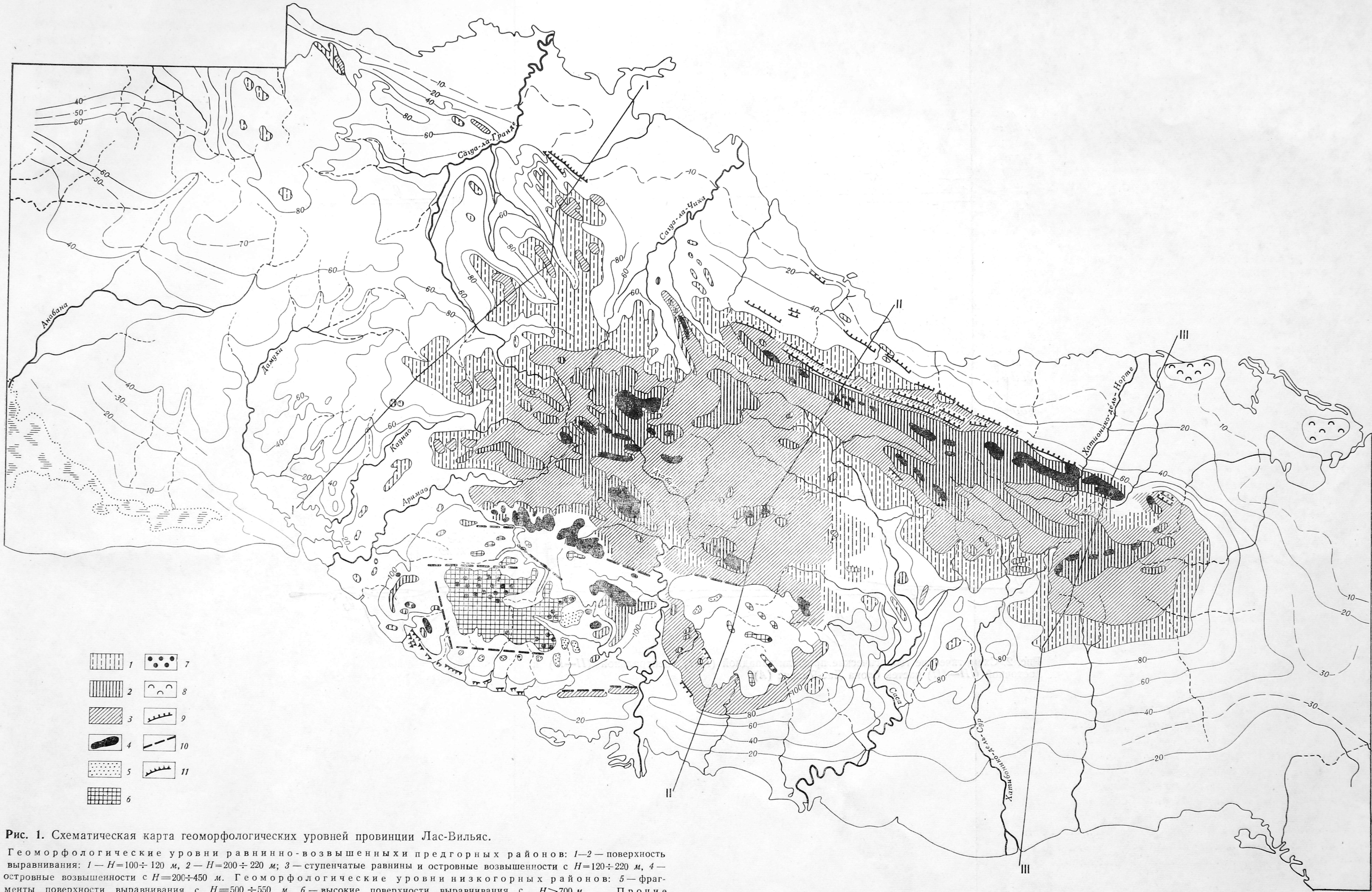


Рис. 1. Схематическая карта геоморфологических уровней провинции Лас-Вильяс.

Геоморфологические уровни равнинно-возвышенных и предгорных районов: 1—2—поверхность выравнивания: 1— $H=100\div 120$ м, 2— $H=200\div 220$ м; 3—ступенчатые равнины и островные возвышенности с $H=120\div 220$ м, 4—островные возвышенности с $H=200\div 450$ м. Геоморфологические уровни низкогорных районов: 5—фрагменты поверхности выравнивания с $H=500\div 550$ м, 6—высокие поверхности выравнивания с $H>700$ м. Прочие обозначения: 7—конический и башенный карст; 8—соляно-купольные структуры; 9—денудационно-тектонические уступы; 10—разрывные нарушения, выраженные в рельефе; 11—уступы абразионных террас, I—I, II—II, III—III—линии профилей (см. рис. 2)

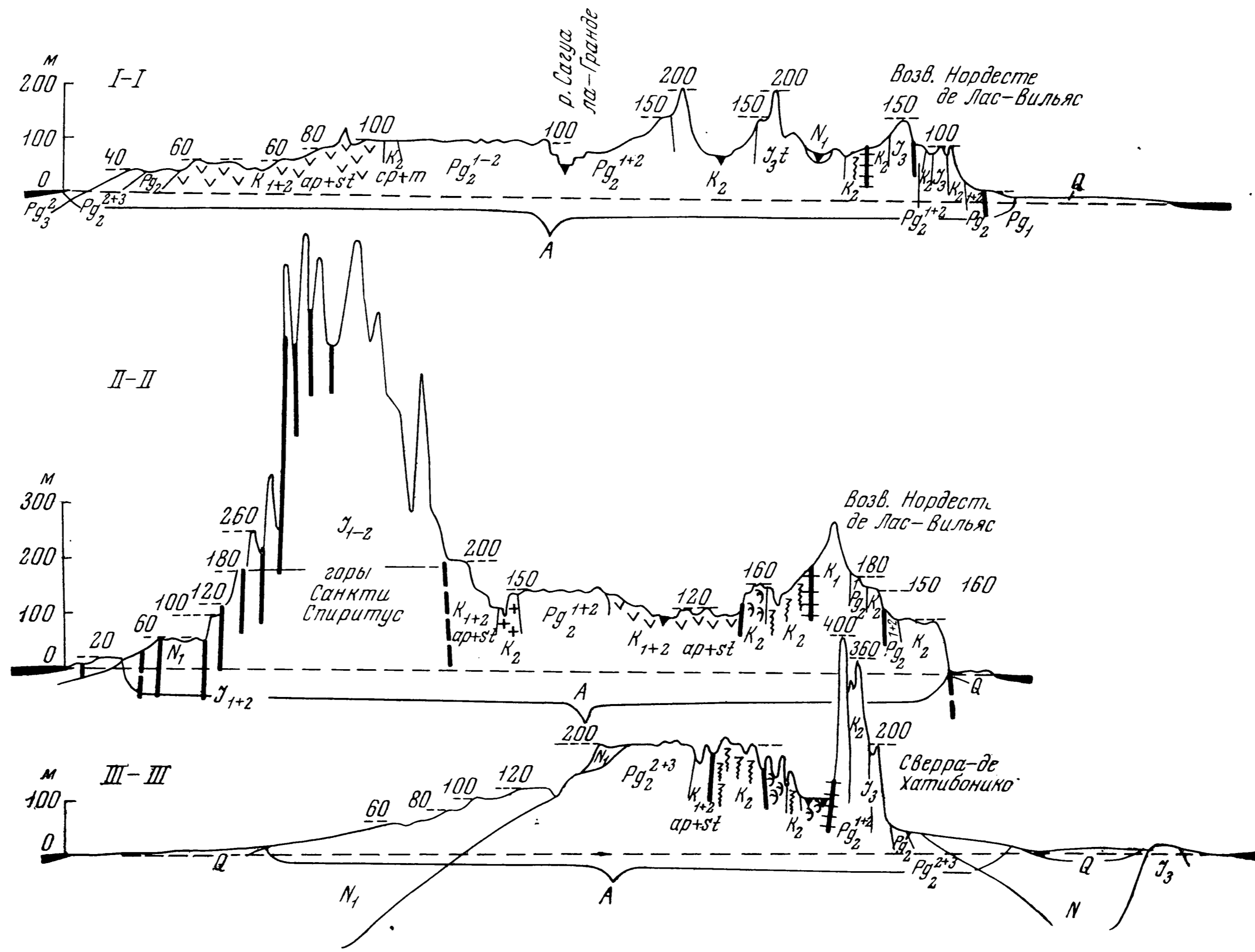


Рис. 2. Схематические геологические профили западной (I-I), центральной (II-II) и восточной (III-III) частей блока Лас-Рильяс (A)

ляется она в системе разновысотных геоморфологических уровней, создающих ярусный рельеф.

В западной части блока Лас-Вильяс — бассейн среднего течения рек Сагуа-ла-Гранде, Сагуа-ла-Чика, среднего и нижнего течения Каунао и Аримао большую площадь занимает плоская выровненная поверхность на абсолютных высотах 100—120 м, срезающая дислоцированные породы разного возраста (рис. 2). На междуречье Каунао и Сагуа-ла-Гранде она выработана в эффузивах верхнего мела и в эоценовых породах; на междуречье Аримао и Каунао — в разновозрастных меловых отложениях, севернее г. Санта-Клара на водоразделе Сагуа-ла-Гранде и Сагуа-ла-Чика — в серпентинитах и в известняках мела и юры. В бассейне Каунао и Аримао поверхность выравнивания с $H = 100 \div 120$ м сильно расчленена и в современном рельефе выражена плосковершинными останцовыми холмами, господствующими над прилегающими равнинами.

Всюду, где непосредственно в поле удавалось видеть геологический разрез поверхности, отмечалось несогласие рельефа и пластов. Так, например, в районе городов Крусес и Ранчуэло поверхность выработана в эоценовых песчаниках, мергелях и известняках с наклоном пластов в $7\text{—}16^\circ$. Рыхлый покров поверхности выравнивания, как правило, маломощный — от 0,2—0,3 до 1 м и представлен супесями, суглинками, глинами с включением мелкообломочного материала, вероятно, делювиально-пролювиального происхождения. Максимальная мощность подобных отложений встречена в карьере между городами Ла-Эсперанса и Антон-Диас и составляет 2,5 м.

Элементы рельефа, расположенные гипсометрически выше поверхности выравнивания с $H = 100 \div 120$ м, представлены островными возвышенностями, такими, как Лома-де-Сан-Хуакин. В генетическом отношении это обычно останцы, сохранившиеся в рельефе благодаря структурно-литологическим особенностям субстрата. В пределах останцовых возвышенностей отмечается достаточно четкая система денудационных ступеней. Абсолютная высота вершинной поверхности колеблется около 200 м; из ступеней наиболее хорошо представлен уровень с $H = 150$ м.

Гипсометрически ниже поверхности выравнивания (100—120 м) расположена серия мелких денудационных ступеней, приуроченных к долинам современных рек. Эти долинные уровни тесно связаны с морскими террасами. В долинах среднего и нижнего течения рек Каунао и Аримао наиболее четко выделяются комплексы террас: низкий (I — 2—3 м, II — 5—7 м), средний (III_a — 9,5—12 м, III_b — 15 м, IV — 22—25 м) и высокий (35—40 м). Террасы даже самые низкие — цокольные. Наибольшая мощность аккумулятивных отложений — до 5—7 м — отмечается в пределах низкого террасового комплекса. Представлены они суглинками, глинистыми песками и другими тонкозернистыми осадками. Уже на террасах высотой 10—12 м мощность аккумулятивных отложений сокращается до 2 м. Террасы с $H = 22 \div 25$ м обычно имеют маломощный рыхлый покров и в современном рельефе выражены отдельными холмами, выработанными в коренных породах. Цокольные холмистые равнины, расположенные на разных гипсометрических уровнях, представляют весьма типичный ландшафт на междуречье Каунао и Аримао. По абсолютным высотам это следующие уровни: с H около 20, 40, 60 и 80 м.

Близкая по высотам к речным террасам лестница морских абразионных террас отмечается на побережье Карибского моря, в низовьях рек Каунао и Аримао: здесь развиты террасы высотой около 4, 8—12, 20—22 и 35—40 м. Более высокие абразионные террасы с относительными высотами около 60, 80 и 100 м развиты в узкой приморской полосе, прилегающей с юга к низкогорному массиву Сьеррас-де-Тринидад. На абразионной террасе с $H = 45$ м в устье р. Хондо, на поверхности, срезающей круто залегающие (до $35\text{—}40^\circ$) слюдисто-кварцевые некарбонатные сланцы,

нами обнаружены кораллы и фауна моллюсков. По заключению научного сотрудника Геологического института АН СССР О. М. Петрова, это комплекс морской фауны, характеризующийся следующими видами: *Livona pica* Linneé, *Echininus nodulosus* Pfeiffer, *Cerithium lateratum* Born, *Nodilittorina tuberculata* Menke, *Nerita tessellata*, *Conus regnis* Gmelin, *Lucina filosa* (Stimpson), *Strombus* sp.

К сожалению, для датировки возраста террасы эти определения использовать невозможно, поскольку все виды — современные, обитающие в настоящее время на литорали и в самой верхней части сублиторали.

На Атлантическом побережье в западной части блока Лас-Вильяс наряду с речными террасами Сагуа-ла-Гранде и Сагуа-ла-Чика с их притоками сохранились в виде останцов абразионные морские террасы. Так, в пределах возвышенности Нордесте-де-Лас-Вильяс в районе г. Калабасар-де-Сагуа отмечается система разновысотных абразионных останцов, выработанных в известняках юрско-палеогенового возраста с азимутом падения пластов около 230° . Плосковершинные поверхности останцов, срезающие слои известняков с углами до 85° , зафиксированы на абсолютных высотах около 40, 60, 80 и 100 м. Крупные останцы или цепочки мелких вытянуты в северо-западном направлении. Выше мы отмечали, что это простирание характерно для крупных разрывных нарушений, ограничивающих возвышенность со стороны приморской низменной равнины. К северо-западу от г. Калабасар-де-Сагуа на известняковых возвышенностях с $H_{\text{макс}} = 164$ м видны хорошо сохранившиеся клифы, фиксирующие древние береговые линии на абсолютных высотах 120, 100 и 80 м.

Анализируя соотношение рельефа с геологическим строением западной части блока Лас-Вильяс, можно отметить следующее.

1. Аструктурность по отношению к самому древнему ярусу поверхности выравнивания с $H = 100 \div 120$ м. Она развита на всех крупных структурных элементах этого яруса — в пределах антиклинорий Санта-Клара и Тринидад, в Центрально-Кубинском синклинории и на Центрально-Кубинском миогеосинклинальном участке.

2. Аструктурными являются и все более мелкие ступени рельефа с абсолютными высотами менее 100 м — морские и речные террасы. Все это позволяет заключить, что в современном рельефе структуры самого древнего яруса выполняют роль пассивного субстрата. Связь рельефа с субстратом проявляется в структурно-литологическом контроле последнего, создающем столь распространенные на Кубе элементы островных возвышенностей. В последнее время на эту особенность кубинского ландшафта большое внимание обращалось чехословацкими исследователями (Panoš, Štelcl, 1968).

В центральной части блока Лас-Вильяс, включающей низкогорья Гуамауя, возвышенность Санта-Клара и большую часть возвышенности Нордесте-де-Лас-Вильяс, также отмечается четкая ярусность рельефа (см. профиль II—II на рис. 2). Наряду с отмеченными ранее геоморфологическими уровнями здесь, в более высокой части равнинной территории блока Лас-Вильяс, выделяется еще одна выровненная водораздельная поверхность, срезающая дислоцированные разновозрастные породы и отделенная от поверхности выравнивания с $H = 100 \div 120$ м полосой ступенчатого рельефа. Абсолютная высота ее колеблется от 200 до 220 м. Как плоская, почти нерасчлененная равнина, она наиболее хорошо выражена в районе г. Пласетаса и в центральной части возвышенности Нордесте-де-Лас-Вильяс. В районе Пласетаса эта поверхность выработана на весьма мозаичном субстрате, представленном серпентинитами, эффузивами и другими, в основном изверженными, породами верхнего мела. Рыхлый покров равнины крайне маломощный (0,1—0,3 м) и генетически, по всей вероятности, представляет элювий коренных пород.

Фрагменты поверхности выравнивания с $H=200\div 220$ м, сохранившиеся в виде изолированных равновысотных холмов на серпентинитах, отмечаются к югу от г. Санта-Клара в пределах одноименной возвышенности.

Переход от высокого равнинного уровня с $H=200\div 220$ м к поверхности выравнивания с $H=100\div 120$ м всюду в центральной части блока Лас-Вильяс, за исключением северо-восточного склона возвышенности Нордесте-де-Лас-Вильяс, осуществляется через серию в разной степени расчлененных цокольных эрозионных равнин. Здесь выделяются два уровня — 150 и 180 м.

В пределах возвышенности Санта-Клара полоса переходного рельефа (в интервале абсолютных высот от 120 до 200 м) представлена высокими холмистыми равнинами. Подобный тип расчленения создан очень разветвленной ложбинной сетью, большая часть которой лишена постоянных современных водотоков. Эту эрозионную сеть мы связываем с иным положением базиса эрозии и рассматриваем ее как реликтовую. Высокие холмистые цокольные равнины весьма характерны для центральной части блока Лас-Вильяс (верховья рек Аримао, Каунао, Сагуа-ла-Гранде, Сагуа-ла-Чика, Агабамы).

На северо-восточном склоне возвышенности Нордесте-де-Лас-Вильяс снижение рельефа от поверхности с $H=220\div 200$ м к приморской равнине происходит по системе денудационных ступеней, осложненных формами карстового происхождения. Наиболее четко выражены здесь уровни с абсолютной высотой бровки 180, 150, 100, 80 и 60 м.

Более высокие, чем двухсотметровый, геоморфологические уровни в центральной части блока Лас-Вильяс отмечаются в пределах возвышенностей Санта-Клара, Сьерра-дель-Эскамбрай, Сьерра-де-Мария Родригес и Нордесте-де-Лас-Вильяс. В первой выделяется система равновысотных изолированных холмов на абсолютных высотах 250—260, 300—310, 360 и 400 м, выработанных на серпентинитах. В пределах Нордесте-де-Лас-Вильяс на фоне выровненной поверхности с $H=200\div 220$ м выделяются островные массивы с близкими высотами. Выше отмечалось, что рельеф здесь сформирован на мозаичном складчато-глыбовом субстрате миогеосинклинали.

Отчетливо проявлена ярусность рельефа в пределах массива Гуа-муая. В горах Сьеррас-де-Тринидад (профиль II—II) высокие ярусы рельефа фиксируются на абсолютных высотах 1100, 1000, 900, 800—760 и 550—500 м. Здесь же имеется система уровней, отмеченных для возвышенностей 400, 360, 260 и 200 м. Все перечисленные уровни в горах Сьеррас-де-Тринидад срезают в разной степени дислоцированные породы мела и юры. Наиболее высокие уровни — 1100, 1000 и 900 м, выработанные в массивных мраморах верхнеюрского возраста (по данным М. Л. Сомина), характеризуются широким развитием башенного и конического карста.

В горах Санти-Спиритус ярусный рельеф наиболее эффектно выражен в приморской части (профиль II—II). Здесь на высотах 60, 100, 120, 180, 200, 220 и 260 м выработана целая лестница террас, срезающих дислоцированные породы от нижней—средней юры до миоцена. В горной части по равновысотным вершинам восстанавливаются денудационные уровни на абсолютных высотах 360 и 550 м.

При сопоставлении геоморфологических уровней центральной части блока Лас-Вильяс с их геологическим строением прежде всего обнаруживается «независимость» двухсотметрового уровня от крупных структурных элементов. Он развит по периферии гор Сьеррас-де-Тринидад и Санти-Спиритус, приуроченных к ядру антиклинория Тринидад, в пределах Центрально-Кубинского синклиория, антиклинория Санта-Клара и Центрально-Кубинского участка миогеосинклинали. Аструктурными являются и цокольные денудационные равнины переходной полосы —

между высокой (200 м) и низкой (100 м) поверхностями выравнивания в равнинной части блока Лас-Вильяс.

Анализ соотношения рельефа и субстрата для средней генерации уровней (от 200 до 450 м), характерных для возвышенностей и полосы предгорий, показывает, что и в этом случае какой-либо структурной исключительности не отмечается, что подкрепляет ранее сделанный вывод о пассивном проявлении в современной морфоструктуре древних структурных элементов.

Что же касается высоких ярусов рельефа с $H > 550$ до 1100 м, развитых в пределах массива Гуамуая, то они структурно связаны с ядром антиклинория Тринидад, испытавшим дифференцированное поднятие в новейшее время, о чем свидетельствует ряд геоморфологических признаков. Но и при этом структурно-литологический контроль играет большую роль в морфологии низкогорий. Площади с высокими уровнями в горах Сьеррас-де-Тринидад и Санти-Спиритус и характер их расчленения неодинаковы, что находится в прямой связи с различием их геологического строения¹. В горах Сьеррас-де-Тринидад высокая поверхность выравнивания с $H = 800 \div 760$ м, срезающая дислоцированные (углы от 15 до 65°) слюдисто-кварцевые некарбонатные сланцы, и уровни с $H = 1100, 1000$ и 900 м, выработанные в мраморах верхней юры, имеют площадное распространение, составляя большой массив в водораздельной части гор (см. рис. 1). Хорошая сохранность высоких денудационных ярусов рельефа связана здесь с тем, что они развиты в однородных, относительно мощных (порядка 300 м) и пологозалегающих мраморах, исключивших эрозионную деятельность рек и определивших карстовый тип денудации. Как уже отмечалось, здесь развит конический и башенный карст.

В северной части гор Сьеррас-де-Тринидад и в горах Санти-Спиритус сохранность высоких уровней рельефа значительно хуже — они развиты фрагментарно. Последнее связано с тем, что в этой части гор карбонатные породы переслаиваются с некарбонатными, не образуя мощных горизонтов. Кроме того, они сильно раздроблены системой разрывов преимущественно северо-западных простираний. Все это определяет эрозионно-карстовый тип денудации в этих районах и относительно высокую степень расчленения.

В восточной части блока Лас-Вильяс, охватывающей бассейн р. Сасы и юго-восточную периферию возвышенности Нордесте-де-Лас-Вильяс (см. профиль III—III на рис. 2), отчетливо выражены «генеральные» уровни — поверхности выравнивания с $H = 100 \div 120$ и $200 \div 220$ м соответственно. Как и в других частях блока Лас-Вильяс, эти уровни не контролируются структурными элементами наиболее древнего яруса. Интересной особенностью двухсотметрового уровня в этом районе является то, что он частично выработан в породах миоценового возраста. Участок профиля к югу от возвышенности Сьерра-де-Хатибонико может служить хорошей иллюстрацией аструктурности уровня: здесь срезаны породы от нижнемеловых до миоценовых включительно, весьма разнообразные в структурном отношении.

Наиболее полный набор уровней выше двухсотметрового отмечается в пределах возвышенности Сьерра-де-Хатибонико, представляющей горст-антиклинальную структуру. Здесь выражена лестница денудационных ступеней на абсолютных высотах 280, 320, 360 и 400 м, срезающих дислоцированные породы от нижнего мела до среднего эоцена включительно.

¹ При характеристике рельефа гор Сьеррас-де-Тринидад нами используются геологические материалы М. Л. Сомина, проводившего здесь детальные структурно-геологические исследования с кубинскими коллегами из Геологического института АН Кубы.

Низкая поверхность выравнивания с $H=100\div 120$ м в восточной части блока Лас-Вильяс, в отличие от других его частей, выработана в субгоризонтальном покрове миоценовых отложений, представленных главным образом известняками. В бассейне р. Сасы этот уровень заходит вверх по долине в виде террасовой поверхности, выше которой расположены денудационные ступени с абсолютными отметками бровок 150 и 180 м. В низовьях Сасы 100-метровый уровень выделяется в рельефе в виде плосковершинных останцовых возвышенностей на фоне террасированной аллювиальной равнины.

Итак, в пределах равнинной части блока Лас-Вильяс в целом выделяются две разновозрастные поверхности выравнивания, разделенные зонами мелкоступенчатого рельефа. Поскольку поверхность на абсолютной высоте 220—200 м частично выработана в отложениях миоцена, можно высказать общие соображения о ее послемiocеновом возрасте и, следовательно, о еще более молодом возрасте низкой поверхности выравнивания. Данных для более точных датировок в настоящее время нет. Здесь следует отметить, что стратиграфия новейших — неоген-четвертичных отложений Кубы еще только разрабатывается, а поэтому достаточно обоснованные возрастные определения рельефа остаются делом будущего. Это утверждение в полной мере относится и к морским террасам, и к связанным с ними долинным уровням. Выше, на примере 45-метровой террасы Карибского моря мы показали, что видовое определение фауны моллюсков возраст не проясняет. В этом отношении перспективны исследования, связанные с определением абсолютного возраста раковин.

Еще более сложно установление возраста геоморфологических уровней возвышенной части блока Лас-Вильяс с абсолютной высотой от 220 до 450 м. Поскольку в пределах этого блока миоценовые отложения не участвуют в строении уровней более высоких, чем 200-метровый, можно предположить, что возраст этих образований домиоценовый. Хорошая выдержанность средней генерации уровней по высоте в пределах возвышенностей центральной части блока и в возвышенности Нордесте-де-Лас-Вильяс позволяет считать, что эти возвышенности возникли в процессе общего поднятия всего блока, а не в результате молодых локальных подвижек. Показателем известной «древности» этих возвышенностей является также то, что именно они, а не низкогорья массива Гуамуая, составляют главный водораздел о. Кубы в пределах блока Лас-Вильяс.

В то же время высокие ярусы рельефа (с $H=760\div 800$ м и более) в Сьеррас-де-Тринидад можно связывать с локальным новейшим поднятием в пределах антиклинория Тринидад. Это поднятие имеет форму свода, осложненного разрывами. Анализ серии продольных профилей рек низкогорного массива позволяет считать, что эти разрывы активны и в настоящее время.

Не менее проблематичной, чем возраст, является генетическая оценка выделенных уровней. По существующим представлениям (Massip, Ysalgue, 1942; Нуньес Хименес, 1960), на Кубе широко представлены разновозрастные пенеплены. Однако изучение механизма выравнивания здесь нельзя признать завершенным. Наличие в пределах возвышенности Нордесте-де-Лас-Вильяс, сложенной разновозрастными известняками, древних клифов вплоть до высот 180—200 м позволяет предположить, что в выравнивании рельефа значительное место занимала абразионно-аккумулятивная деятельность моря. Последующая континентальная стадия развития моделировала рельеф, однако первичные черты выровненной абразионно-аккумулятивной равнины при этом существенно не нарушались. Именно так мы объясняем выровненность двухсотметрового равнинного уровня.

Ведущими факторами, сформировавшими современный рельеф блока Лас-Вильяс, следует признать деятельность моря и эрозионные процес-

сы, контролируемые структурно-литологическими особенностями субстрата. Указанные факторы действовали на фоне общего поднятия территории в послемiocеновое время. На фоне общего воздымания блока отмечались периоды известной стабилизации, сопровождавшиеся более или менее устойчивым положением уровня моря. Именно с этими периодами относительного покоя мы связываем формирование поверхностей выравнивания на абсолютных высотах соответственно 220—200 и 120—100 м. Дифференцированные движения новейшего этапа в пределах блока Лас-Вильяс проявились, по всей вероятности, относительно слабо. В четвертичное время существенным фактором формирования рельефа явились трансгрессии и регрессии Мирового океана, следы которых обнаруживаются в морфологии и отложениях морских и речных террас.

Мы коснулись геоморфологического строения наиболее приподнятой части провинции Лас-Вильяс, выделенной как блок Лас-Вильяс. Несомненно, большой интерес представляет изучение зоны низких равнин, окаймляющих этот блок, и в том числе шельфа. Последний в настоящее время изучается достаточно планомерно в разных аспектах (Ионин, 1967; Ионин, Павлидис, 1971; Левченко, Рябухин, 1971; Рябухин, 1971). Сопряженный анализ геоморфологических уровней суши и шельфа по мере накопления фактических данных, безусловно, поможет выяснить многие неясные вопросы истории формирования этой территории.

ЛИТЕРАТУРА

- Адамович А. Ф., Чехович В. Д.* Основные черты геологического строения Восточной Кубы.—Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 39, вып. 1, 1964.
- Ионин А. С.* Рельеф береговой зоны о. Куба.—Океанология, 1967, т. VII, вып. 2.
- Ионин А. С., Павлидис Ю. А.* Рельеф берегов и донные осадки северного побережья Кубы в районе архипелагов Сабана и Камагуэй.—В сб. «Новые исследования береговых процессов». М., «Наука», 1971.
- Левченко В. А., Рябухин А. Г.* О блоковом строении северного шельфа Кубы.—Геотектоника, 1971, № 5.
- Национальный Атлас Кубы. Гавана, 1970.
- Нуньес Хименес А.* География Кубы. М., Изд-во иностр. лит., 1960.
- Пуцаровский Ю. М., Книппер А. Л., Пуиг-Рифа М.* Тектоническая карта Кубы, масштаб 1:1 250 000. В кн. «Геология и полезные ископаемые Кубы». М., «Наука», 1967.
- Рябухин А. Г.* К вопросу о тектоническом строении центральной части северного Кубинского шельфа.—Вестник МГУ, геол., 1971, 6.
- Шапошникова К. И.* Тектоника центральной Кубы по геофизическим и геологическим данным. Автореф. канд. дисс. М., 1971.
- Geologia de Cuba. La Habana, 1964.
- Iturralde-Vinent M. A.* Principal characteristics of Cuban Neogene stratigraphy.—Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists, 1969, v. 53/9.
- Massip S., Ysalgue S.* Introduction a la geografia de Cuba. La Habana, 1942.
- Meyerhoff H. A.* Antillean tectonics. Trans. N. Y. Acad. Sci., 1954, ser. 2, v. 16, N 3.
- Panoš V., Štelcl O.* Problems of cone karst on Cuba.—Proc. 4 internat. Congr. Speleology in Yugoslavia, v. III. Ljubljana, 1968.

СОДЕРЖАНИЕ

А. А. Асеев. Ледниковая морфоскульптура и особенности деградации древних материковых оледенений низменных территорий Центральной и Восточной Европы	3
А. С. Кесь. Геоморфологическое строение и районирование Лёссовой провинции Китая	25
Б. А. Федорович. Очерки геоморфологии Синьцзяна	67
Г. А. Шмидт. Основные типы рельефа Монголии	92
Д. А. Тимофеев, В. П. Чичагов. Бэли Монголии	109
Ю. М. Клейнер. Структурно-геоморфологическое районирование северо-восточной части Вьетнама и прилегающей территории КНР	123
И. П. Карташов, Н. А. Майо. Основные черты истории формирования рельефа восточной Кубы	133
Е. А. Финько. Геоморфологические уровни и морфоструктурные особенности провинции Лас-Вильяс (центральная Куба)	142

Геоморфология зарубежных стран

Утверждено к печати Геоморфологической комиссией АН СССР

Редактор издательства И. Г. Кудашева. Художественный редактор С. А. Литвак
Художник Б. И. Астафьев. Технические редакторы Ю. В. Рылина, В. В. Волкова.

Сдано в набор 2/VI 1974 г. Подписано к печати 7/X 1974 г. Формат 70×108¹/₁₆.
Усл. печ. л. 14. Уч.-изд. л. 14,7. Тираж 1000. Т-13257. Бумага № 1. Тип. зак. 4171.
Цена 1 р. 47 к.

Издательство «Наука» 103717 ГСП, Москва, К-62, Подсосенский пер., 21

2-я типография издательства «Наука» 121099, Москва, Г-99, Шубинский пер., 10

УДК 551.432

Ледниковая морфоскульптура и особенности деградации древних материковых оледенений низменных территорий Центральной и Восточной Европы. А с е е в А. А.— В сб. «Геоморфология зарубежных стран». М., «Наука», 1974 г. стр. 3—24.

В статье рассматриваются особенности деградации материковых оледенений низменных территорий Центральной и Восточной Европы (в основном, ГДР и Польши). Деградация протекала не в форме равномерного отступления ледникового края по всему фронту ледника, как это считалось раньше, а в виде скачкообразного смещения границ подвижного льда в глубь покрова. Рельефообразование в ходе дегляциации сначала сосредоточивалось в контактных зонах льда разной подвижности.

Возникавшие в результате этого процесса краевые зоны и пояса не образуют единых линейно-концентрических цепей, а создают более сложные гляциоморфологические комплексы.

Библ. 69 назв.

УДК 551.432

Геоморфологическое строение и районирование Лёссовой провинции Китая. К е с ь А. С.— В сб. «Геоморфология зарубежных стран». М., «Наука», 1974 г., стр. 25—66.

В приведенном геоморфологическом районировании выделены 3 крупные геоморфологические области и 13 геоморфологических районов.

Общим для всех районов являются лёссовые отложения, перекрывающие все типы рельефа, кроме самых молодых поверхностей.

Лёссовая провинция рассматривается как единая геоморфологическая провинция.

Илл. 5. Табл. 2. Библ. 20 назв.

УДК 551.432

Очерки геоморфологии Синьцзяна. Ф е д о р о в и ч Б. А.— В сб. «Геоморфология зарубежных стран». М., «Наука», 1974 г., стр. 67—91.

На основании трехлетних экспедиционных исследований автора 1957—1959 гг. в очерках рассматриваются вопросы изучения геоморфологии Синьцзяна, состояния его геоморфологической изученности на 1960 г., зависимости климатических условий его рельефообразования от орографии, а также система геоморфологического районирования.

Впервые для данной территории дается сетка четырехступенчатого районирования с выделением 6 геоморфологических стран, 14 провинций, 70 областей и 139 районов, выделенных только для наиболее разнообразных областей.

Илл. 6. Библ. 7 назв.

УДК 551.432

Основные типы рельефа Монголии. Ш м и д т Г. А.— В сб. «Геоморфология зарубежных стран». М., «Наука», 1974 г., стр. 92—108.

Рассматриваются основные типы рельефа Монголии. Схема основных типов составлена по морфогенетическому принципу. Дается характеристика денудационных и денудационно-аккумулятивных равнин разного генезиса, вулканических плато.

Анализируется история развития рельефа МНР.

Илл. 1. Библ. 44 назв.

УДК 551.432

Бэли Монголии. Т и м о ф е е в Д. А., Ч и ч а г о в В. П.— В сб. «Геоморфология зарубежных стран». М., «Наука», 1974 г., стр. 109—122.

Рассматривается история изучения бэлей в Монголии, дается их морфоструктурная характеристика, выделены три типа сочленения гор с поверхностью бэлей. Анализируется морфоскульптура бэлей, ее развитие, соотношение морфоструктуры и морфоскульптуры.

Илл. 5. Библ. 36 назв.

УДК 551.432

Структурно-геоморфологическое районирование северо-восточной части Вьетнама и прилегающей территории КНР. К л е й н е р Ю. М.— В сб. «Геоморфология зарубежных стран». М., «Наука», 1974 г., стр. 123—132.

В пределах исследуемой территории выделены три структурно-геоморфологических района: глубоко-расчлененный горный район, среднегорный район и аккумулятивная равнина.

Илл. 1. Библ. 17 назв.

УДК 551.432

Основные черты истории формирования рельефа восточной Кубы. К а р т а ш о в И. П., М а й о Н. А.— В сб. «Геоморфология зарубежных стран». М., «Наука», 1974 г., стр. 133—141.

Выделены три основные морфоструктуры на территории восточной Кубы: средневысотные горы Сьерра-Маэстра (1200—2000 м), низкие горы северо-востока (700—1100 м) и разделяющая их полоса равнин и холмов (до 400 м).

Рассмотрена история развития рельефа восточной Кубы.

Илл. 1. Библ. 11 назв.

УДК 551.432

Геоморфологические уровни и морфоструктурные особенности провинции Лас-Вильяс (центральная Куба). Ф и н ь к о Е. А.— В сб. «Геоморфология зарубежных стран». М., «Наука», 1974 г., стр. 142—150.

Приведена общая характеристика рельефа и геологического строения провинции Лас-Вильяс.

Илл. 2. Библ. 14 назв.

1 р. 47 к.

- 88090

Д4

40383