ИЗУЧЕНИЕ И ОСВОЕНИЕ ПРИРОДНОЙ СРЕДЫ

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
ИНСТИТУТ ГЕОГРАФИИ

ИЗУЧЕНИЕ И ОСВОЕНИЕ ПРИРОДНОЙ СРЕДЫ

2153

МОСКВА
1976

Редакционная коллегия:

С. В. ЗОНН, Д. А. ЛИЛИЕНБЕРГ,
М. И. НЕЙШТАДТ (председатель),
В .С. ПРЕОБРАЖЕНСКИЙ, В. П. ЧИЧАГОВ

УДК 551. 4+55. 8+631. 4(47+57)

В сборнике приведены материалы по геоморфологии, палеогеографии и почвоведению. Рассматриваются новые направления и теоретические проблемы в развитии этих отраслей науки, морфоструктуры платформ и горных стран и принципы их классификации, палеогеографический метод в вопросах происхождения лёссов, ископаемых почв. Приводятся данные о закономерностях развития эрозионного процесса, происхождении и переносе эолового мелкозема, взаимодействии почв и среды, особенностях почвообразования на Дальнем Востоке. Рассматриваются вопросы о голоценовых процессах и их последствиях в Западной Сибири, географические народные названия как источник научных терминов.

Сборник представляет интерес для географов, геоморфологов, геологов, почвоведов.

ИННОКЕНТИЮ ПЕТРОВИЧУ
ГЕРАСИМОВУ

В ЧЕСТЬ ЕГО СЕМИДЕСЯТИЛЕТИЯ
ПОСВЯЩАЮТ ЭТОТ СБОРНИК
ЕГО ДРУЗЬЯ, УЧЕНИКИ И СОРАТНИКИ



АКАДЕМИК
ИННОКЕНТИЙ ПЕТРОВИЧ
ГЕРАСИМОВ

А. А. Асеев

НОВОЕ ИСТОРИЧЕСКОЕ НАПРАВЛЕНИЕ В ГЕОМОРФОЛОГИИ

Почти 30 лет тому назад в широко известной ныне работе И. П. Герасимова «Опыт геоморфологической интерпретации общей схемы геологического строения СССР» (1946а) был предложен новый метод геоморфологического анализа, получивший название метода структурного анализа рельефа или морфоструктурного анализа. За истекшее время этот метод не только совершенствовался в ряде последующих работ И. П. Герасимова и глубоко внедрился в теорию и практику геоморфологических исследований, но оказался настолько плодотворным, что позволил его автору существенно развить теоретические основы геоморфологии, обосновать ее место в системе наук о Земле и тем самым создать новое оригинальное историческое (палеогеографическое) направление отечественной геоморфологии. Это, наряду с другими успехами советской геоморфологии, выдвинуло ее на одно из первых мест в мире и, вместе с тем, способствовало общему прогрессу нашей науки.

ИСТОРИЧЕСКИЕ КОРНИ НОВОГО НАПРАВЛЕНИЯ

Оценивая развитие предшествующих идей, И. П. Герасимов отмечает, что еще в знаменитой работе Э. Зюсса «Лик Земли» в самом общем виде проявляется стремление выявить связь между рельефом и его геологическим строением. Подобный подход в бóльшей или меньшей степени был характерен и для многих других известных исследователей, например А. Пенка, Э. Мартонна, Ф. Махачека. Однако только в работах В. М. Дэвиса (1899—1930) был намечен самостоятельный научный подход к изучению рельефа в связи с его геологическим строением, недоучитывающий, однако, постоянного динамического взаимодействия эндогенных и экзогенных сил Земли. Этот пробел был преодолен в «Морфологическом анализе» В. Пенка (1924), установившего ряды восходящего и нисходящего развития рельефа в результате взаимодействия указанных процессов. Несмотря на динамический подход, разработка морфологического анализа В. Пенком оказалась слишком абстрактной и схематизированной. Им упущено реальное историческое разнообразие путей формирования геологической структуры (рассмот-

рение которой он, в сущности, ограничивал большими складками) и фаз развития рельефа. Цикличность развития проявляется у В. Пенка только в механизме формирования предгорных ступеней.

Отмеченная ограниченность теоретических представлений крупнейших зарубежных геоморфологов лишала геоморфологический анализ необходимой **динамической и исторической основы** и тем самым препятствовала его дальнейшему развитию. Поэтому, непосредственные истоки исторического направления структурно-геоморфологических исследований И. П. Герасимова лежат в работах крупнейших русских и советских геологов: А. П. Карпинского, И. Д. Черского, И. В. Мушкетова, А. П. Павлова, В. А. Обручева и, особенно, А. Д. Архангельского и Н. С. Шатского, в которых наиболее четко обнаруживается зависимость тектонической структуры и рельефа от всей предшествующей геологической истории.

Представляется закономерным, что именно палеогеографическое направление, исходящее из принципа неразрывности пространственного и исторического аспектов исследования и стремящееся выяснить историческую основу современных форм рельефа, постепенно стало ведущим в советской геоморфологии. Новый принцип исследования был впервые успешно применен к изучению событий четвертичного периода в известной работе И. П. Герасимова и К. К. Маркова «Ледниковый период на территории СССР» (1939), которая, несмотря на ограниченные хронологические рамки исследования, оказала первое консолидирующее влияние на советскую геоморфологию. Однако начало исторического направления в геоморфологии более тесно связано с разработкой нового метода геоморфологического анализа.

МОРФОСТРУКТУРНЫЙ МЕТОД ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКОГО АНАЛИЗА

Новый метод геоморфологического анализа начал формироваться в ходе региональных исследований И. П. Герасимова, что хорошо видно, например, из знакомства с его интересной статьей «Опыт геоморфологического анализа небольшого района...» (1946б), имеющей методический характер. Исследование, начатое на основе метода морфологического анализа В. Пенка, практически преодолело отмеченные выше пробелы подхода В. Пенка. Оно представляет, в сущности, образец детального **морфоструктурного** анализа со стремлением выделить геоморфологически активные и пассивные геоструктуры. Морфологический анализ И. П. Герасимова использует большой арсенал средств от пликативных и дизъюнктивных дислокаций и литологии пород (в том числе рыхлых, корррелятных рельефообразованию толщ), до собственно геоморфологических объектов исследования: следов выравнивания рельефа и террасовых комплексов. Совершенно новой основой морфологического анализа конкретной территории, обеспечившей успех его применения, является историко-геологический (палеогеографический) подход к изучению рельефа. С тем же принципом мы встречаемся и в других, в том числе и более ранних, региональных исследованиях И. П. Герасимова.

Метод морфоструктурного анализа, завоевавший широкое признание среди геоморфологов, не нуждается в подробном изложении. Вместе

с тем (как всякая популярная концепция) новый метод, несмотря на неоднократное терпеливое разъяснение его сущности автором, не избежал субъективного толкования при его практическом применении. Поэтому представляется не лишним, опираясь на отмеченные разъяснения И. П. Герасимова, напомнить некоторые основные положения.

Морфоструктурный анализ, по его определениям (1959, 1967), основан на сопоставлении морфологических (орографических, орогидрографических) особенностей земной поверхности с ее геологической структурой и составом новейших отложений, проведенном в историко-геологическом (палеогеографическом) аспекте. Иными словами, это — геоморфологический анализ структурных черт рельефа с целью определения их происхождения (Герасимов и Мещеряков, 1964а). Он слагается из комплекса методических приемов, направленных на выявление прямой или косвенной связи между формами рельефа современной поверхности и строением земных недр (Герасимов, 1970в). Анализ позволяет решать не только прямую задачу геоморфологии — выяснение структурной основы рельефа, но и обратную задачу — расшифровку ряда важнейших элементов геологической структуры любой территории по геоморфологическим признакам, что особенно важно для геологических и, в частности, поисковых исследований. Важно также отметить, что, в отличие от предшествующих методов морфологического анализа, морфоструктурный анализ в полном согласии с главным положением геоморфологии об образовании рельефа Земли путем **непрерывного** взаимодействия эндогенных и экзогенных процессов, применяет его как в **динамическом**, так и в **историческом** аспектах. В динамическом аспекте учитывается непрерывность тектонической активности земной коры и процессов денудации и аккумуляции, а в историческом — взаимодействие эндогенных и экзогенных факторов рассматривается в ретроспективе геологического прошлого (Герасимов, 1958).

Таким образом, морфоструктурный анализ подразделяет единый рельеф на морфотектонические и морфоскульптурные элементы только в методических целях, чтобы расчленяя суммарный результат взаимодействия эндогенного и экзогенного факторов выделить из него **ведущее начало** развития, выражающееся в тектонических деформациях земной поверхности. Для этого часто бывает необходимо изучить весь ход предшествующего геологического развития территории, что (наряду с различиями в объектах исследования) принципиально отличает морфоструктурный анализ от изучения неотектоники, имеющей гораздо более узкие хронологические рамки.

Определяя соотношения между общим геоморфологическим и морфоструктурным изучением территории, И. П. Герасимов (1970в) считает последнее «особым направлением геоморфологических исследований», в значительной степени завершающим общие геоморфологические исследования; при этом отмечается его самостоятельное теоретическое и практическое значение. Соглашаясь с этой авторской оценкой нового метода, следует вместе с тем признать, что морфоструктурный анализ в настоящее время является **методической основой** нового научного направления геоморфологии и органической частью всякого общего геоморфологического исследования, имеющего целью изучение любых крупных форм рельефа тектонического заложения. Морфоструктурный анализ часто оказывается также совершенно необходимым для выяснения влияния тектоники на формирование морфоскульптуры.

МОРФОСТРУКТУРА, КАК ОБЪЕКТ ИЗУЧЕНИЯ

Объектом изучения морфоструктурного анализа являются морфоструктуры, под которыми, по определению И. П. Герасимова (1970в), следует понимать «формы земной поверхности, созданные тектоническими движениями в их взаимодействии с факторами денудации и аккумуляции» (стр. 7); или: «морфоструктуру можно определить как преимущественно крупные формы рельефа, которые возникают в результате исторически развивающегося противоречивого взаимодействия эндогенных и экзогенных сил, при ведущей активной роли эндогенного фактора — тектонических движений» (Герасимов, 1967, стр. 261). Термин этот применяется автором в двух значениях: как собирательный для активных морфотектонических форм земной поверхности разных таксономических рангов, так и в более узком смысле, исключающем наиболее крупные формы рельефа Земли — геотектуры.

Решительно возражая против идентификации понятий «морфоструктура» и «геологическая структура», И. П. Герасимов (1967) отмечает, что они являются различными последствиями одних и тех же исходных явлений, а именно: тектонических движений земной коры, чем и определяется их генетическая связь, тогда как дальнейшие их различия определяет геоморфологический процесс, формирующий морфоструктуры и отсутствующий при образовании неэкспонированных на дневную поверхность тектонических структур.

Сравнивая старое статическое понимание терминов «структурный рельеф» и «морфологическая структура» с новым содержанием термина «морфоструктура», И. П. Герасимов подчеркивает **динамический** смысл последнего, отражающий активное тектоническое начало в формировании рельефа. Поэтому, в частности, существуют попытки некоторых исследователей ограничить понятие «морфоструктура» выраженными в рельефе **новейшими** тектоническими структурами. Однако такое представление противоречит исторической сущности морфоструктурного анализа, требующего изучения и более древних морфотектонических образований.

При конкретном морфоструктурном анализе рельефа гор еще в 1946 г. И. П. Герасимов отмечал его очевидную возрастную гетерогенность, что (наряду с денудационным преобразованием древних форм) создает длинную цепь переходных образований от морфологических ландшафтов весьма консервативного характера до испытавших бурное преобразование своей пластики. Хотя значение особенностей литологии субстрата по методическим причинам в известной степени отодвигается на второй план, исторический подход морфоструктурного анализа требует учитывать, что «типы проявления эндогенных сил (тектонические движения) по своему распространению, ритмам и интенсивности тесно связаны, как известно, с определенными структурными участками литосферы» (Герасимов, 1967, стр. 11). Иногда отпрепарированные денудацией древние тектонические структуры называют «пассивными морфоструктурами», что противоречит динамической сущности морфоструктурного анализа и определению морфоструктуры. Такие формы рельефа в сущности являются морфоскульптурными. Вместе с тем, сопоставление пассивной морфотектоники (фиксированной в геологической структуре) с морфоструктурой (отраженной в рельефе) с целью выявления степени **унаследованности** рельефа от древнего структурного плана

входит в задачи морфоструктурного анализа. Хотя развитие денудационных процессов всегда сочетается с действием эндогенного фактора, влияние последнего при образовании так называемых литоморфных форм рельефа часто совершенно исключается, как будто избирательная денудация проявляется при полном отсутствии тектонических движений.

В практике морфоструктурного анализа на территориях со слабой новейшей тектонической активностью мы иногда встречаемся с относительно древними структурно-обусловленными крупными формами рельефа, последующее обновление которых новейшими движениями было незначительным. За такими формами (в генетическом смысле переходными от активных морфоструктур к литоморфным морфоскульптурам), по нашему мнению, целесообразно сохранить термин «пассивная морфоструктура», понимая под этим не отсутствие ведущей роли тектоники в рельефообразовании, а слабое проявление возрождения или преобразования форм новейшими движениями.

ОСНОВА ГЕНЕТИЧЕСКОЙ КЛАССИФИКАЦИИ ФОРМ РЕЛЬЕФА

Предложенная И. П. Герасимовым (1946, 1959) для целей морфоструктурного анализа классификация всех форм земной поверхности на три главные категории: морфоархитектура (геотектура, морфотектура), морфоструктура и морфоскульптура основана не столько на размерности форм, сколько на их генетических различиях, которые устанавливаются по ведущему фактору рельефообразования.

При образовании геотектур, к которым относятся не только выступы континентов и впадины океанов, но и крупные системы высоких гор, кристаллические щиты и платформенные равнины, ведущим является геофизический фактор в широком смысле процессов, протекающих не только в земной коре, но и в мантии. Естественно, что при их изучении нужен наиболее глубокий историко-генетический подход. Весьма вероятно также существенное влияние еще слабо изученных космических факторов, или, точнее, реакции Земли как планеты, на астрофизические воздействия. При формировании морфоструктуры ведущая роль переходит к тектоническому фактору, а при возникновении морфоскульптуры — к географическому фактору, т. е. совокупности экзогенных рельефообразующих процессов. Вместе с тем И. П. Герасимовым подчеркивается тесная генетическая связь (единство) всех этих категорий рельефа, являющихся продуктом сложного **геоморфологического процесса** или взаимодействия геофизических, геологических и географических явлений. Классификация оказалась действенным инструментом геоморфологического анализа. В частности, выделение группы планетарных морфотектонических элементов и их морфоструктурный анализ способствовали развитию отстающей до этого планетарной геоморфологии (Герасимов, 1968 и др.).

ТЕОРЕТИЧЕСКИЕ ПРОБЛЕМЫ ГЕОМОРФОЛОГИИ С ПОЗИЦИИ МОРФОСТРУКТУРНОГО АНАЛИЗА

Новая методическая основа позволила не только уточнить задачу изучения планетарных форм рельефа — геотектур, но и определить общие хронологические рамки геоморфологических исследований на

основе выделения последнего, **геоморфологического** этапа в развитии Земли, а также подразделить этот этап на основные макроциклы развития рельефа. Тем самым И. П. Герасимовым заложена основа независимой геоморфологической периодизации. Постановка этих важнейших теоретических вопросов стала возможной на основе исторического принципа морфоструктурного анализа.

Географическое распространение океанов и континентов при сопоставлении с геотектоническими типами земной коры: океаническим (симатическим) и континентальным (сиалическим) оказалось не вполне совпадающим. Кроме того, выделились **переходные геотектуры,** только частично соответствующие распространению переходного типа коры. Установленная при этом основная направленность геоморфологического развития: расширение океанов за счет континентов, оказалась в противоречии с геологическими представлениями об общей тенденции развития земной коры от более простой — океанической к более сложной — континентальной (Герасимов, Мещеряков, 1964, 1967; Герасимов и др., 1974).

Морфоструктурный анализ, независимо от общих тектонических концепций развития Земли, позволил сделать вывод о расширении океанических геотектур за счет континентальных и переходных (краевых) геотектур, хотя существует и обратный процесс.

Выделенные в пределах континентов геотектуры **внутренних переходных зон** также отражают две противоречивые тенденции развития: 1) спаивание древних платформ посредством причленения вновь сформированных молодых плит и 2) взламывание и активизацию краевых частей платформ и вовлечение их в горообразование. Последний процесс начинался позже, в основном в новейшую эпоху тектогенеза. Отмеченная геоморфологическая концепция хорошо согласуется с новой теорией глобальной тектоники плит (Герасимов и др. 1974).

На основе применения морфоструктурного анализа к области планетарной геоморфологии, а также изучения глобального распространения поверхностей выравнивания выявлен новый, **геоморфологический этап** развития Земли, охватывающий мезокайнозой, общей продолжительностью около 200 млн. лет, во время которого сформировались все основные черты современного рельефа поверхности планеты. Поскольку установленные основные тенденции преобразования лика Земли в этот период являются отражением **новой** тенденции геологического развития, этот этап может быть сопоставлен по значению с предшествующим геологическим этапом.

Исторический анализ событий геоморфологического этапа позволил И. П. Герасимову (1970а) выделить в его пределах три главных цикла развития. Первый макроцикл — формирование глобального пенеплена— мог протекать на стадии временного затухания тектонической активности Земли, консолидированного состояния континентов и общей тенденции к росту платформ. Второй макроцикл, характеризовавшийся во многих районах суши формированием ярусного денудационного рельефа, отражает прерывистый рост тектонической активности, достигшей в свою новейшую фазу максимума. Рост тектонической активности нашел отражение в формировании не только эпигеосинклинальных, но и возрожденных эпиплатформенных гор. Третий макроцикл, проявившийся в планетарном развитии террасовых равнин, связан с событиями ледникового периода.

Введение понятия «геоморфологический этап» обосновывает особую роль геоморфологических методов в изучении этой эпохи истории Земли, а выделение основных планетарных циклов развития рельефа, как уже упоминалось, закладывает основу самостоятельной геоморфологической хронологии.

Не останавливаясь на других сферах применения морфоструктурного анализа, например на его роли в деле становления **палеогеоморфологии** (Герасимов, 1966) или в развитии **геоморфологического картографирования** (Герасимов, 1965), а также на опыте его широкого прикладного применения, например **при поисках полезных ископаемых** или в целях **сейсмического прогноза** (Герасимов, 1954; Герасимов, Ранцман, 1964 и др.), отметим только, что приведенного обзора теоретических проблем геоморфологии, решаемых с помощью морфоструктурного анализа, достаточно для освещения сущности нового исторического направления в геоморфологии.

НОВЫЙ ПОДХОД К ИЗУЧЕНИЮ ЭКЗОГЕННОГО РЕЛЬЕФООБРАЗОВАНИЯ

Метод научного анализа скульптурных элементов рельефа И. П. Герасимова также исходит из основного догмата геоморфологии о постоянном взаимодействии эндогенных и экзогенных процессов в формировании земной поверхности, который при рассмотрении генезиса этих относительно молодых и малых форм часто предавался забвению. Отмечая ведущую роль экзогенных процессов при образовании морфоскульптуры, И. П. Герасимов (1959) обращает внимание на структурную обусловленность ряда особенностей скульптурного рельефа. Исторический подход к изучению эрозионной сети позволил ему сделать важный вывод о наблюдаемой в ряде случаев бóльшей древности речных долин, чем современный рельеф, созданный новейшими тектоническими движениями. Такой же исторический подход необходим при сопоставлении современного рельефа с особенностями распространения и деформациями поверхностей выравнивания. Палеогеографический анализ крайне нужен при изучении сложных полигенетических форм морфоскульптуры, например комплекса форм, связанного с аридной денудацией.

Однако получившее широкую известность представление об эндогенном контроле экзогенных процессов посредством **исторически** сложившегося рельефа И. П. Герасимов (1970б) существенно дополняет **динамическим** толкованием экзогенного рельефообразования. Устанавливая **количественную соизмеримость** интенсивности современных денудационно-аккумулятивных процессов (направленных на уменьшение гравитационных градиентов земной поверхности) с современными тектоническими движениями (направленными на восстановление этих градиентов), И. П. Герасимов подчеркивает представление о подвижном динамическом равновесии при формировании скульптурного рельефа, имеющем историческую балансовую тенденцию, контролируемую тектоническим фактором. Такой **историко-динамический** подход, свойственный новому направлению геоморфологии вообще, оказался очень важным не только в теоретическом, но и в **прикладном** отношении при изучении современных экзогенных процессов. Он позволяет **природное**

динамическое саморегулирование рельефообразования противопоставить **антропогенным нарушениям** естественного развития. Значение такого подхода в прикладных (противоэрозионных, мелиоративных, инженерных и т. п.) целях трудно переоценить, так как он дает принципиальную теоретическую основу для оценки антропогенного фактора и разработки мер борьбы со стихийными явлениями природы, в том числе и неантропогенного происхождения.

Новая историческая (историко-динамическая) концепция в геоморфологии уже показала плодотворность своего методического кредо как при изучении всех категорий рельефа суши и дна океана, так и для решения прикладных задач. В заключение следует только отметить, что новое учение о рельефе Земли найдет себе еще более широкое применение на новом — космическом этапе исследования нашей планеты. Уже сейчас можно предвидеть, что изучение из космоса таких планетарных образований, как региональные тектонические уступы (роль которых, по мнению И. П. Герасимова и А. В. Сидоренко (1974), вероятно, не менее значительна, чем роль глубинных разломов земной коры), а также других структурных образований типа морфоструктурных линеаментов позволит установить новые важные закономерности планетарного рельефа.

ЛИТЕРАТУРА

Герасимов И. П. Опыт геоморфологической интерпретации общей схемы геологического строения СССР.—Проблемы физ. геогр., вып. 12. М.-Л., Изд-во АН СССР, 1946а.

Герасимов И. П. Опыт геоморфологического анализа небольшого района. (По материалам Южно-Киргизской экспедиции АН СССР). — Изв. АН СССР, сер. геогр. и геофиз. 1946б, т. 10, № 2.

Герасимов И. П. Применение геоморфологических методов при сейсмотектонических исследованиях (на примере котловины оз. Иссык-Куль). — Тр. Геофиз. ин-та АН СССР, № 25, 1954.

Герасимов И. П. Структурные черты рельефа СССР и их происхождение. — Изв. АН СССР, сер. географ., 1958, № 5.

Герасимов И. П. Структурные черты рельефа земной поверхности на территории СССР и их происхождение. М., Изд-во АН СССР, 1959.

Герасимов И. П. Основные вопросы геоморфологического картирования в СССР.— В кн.: «Методика геоморфологического картирования». М., «Наука», 1965.

Герасимов И. П. Палеогеоморфология и ее проблемы. — Вопросы региональной палеогеоморфологии. Уфа, Изд-во Горно-геол. ин-та, 1966.

Герасимов И. П. Структурный анализ рельефа и его содержание. — В кн.: «Методы геоморфологических исследований». Новосибирск, «Наука», 1967.

Герасимов И. П. Проблемы глобальной геоморфологии в современных представлениях. — Изв. АН СССР, сер. геол., 1968, № 8.

Герасимов И. П. Три главных цикла в истории геоморфологического этапа в развитии Земли. — Геоморфология, 1970а, № 1.

Герасимов И. П. Современные рельефообразующие экзогенные процессы, уровень научного познания, новые задачи и методы исследования. — В кн.: «Современные экзогенные процессы рельефообразования». М., «Наука», 1970б.

Герасимов И. П. Основные принципы и задачи морфоструктурного анализа. — В кн.: «Применение геоморфологического метода в структурно-геологических исследованиях». М., «Недра», 1970 в.

Герасимов И. П., Марков К. К. Ледниковый период на территории СССР. — Тр. Ин-та геогр. АН СССР, вып. 33. М.-Л., 1939.

Герасимов И. П., Мещеряков Ю. А. Геоморфологический этап в развитии Земли. — Изв. АН СССР, сер. географ., 1964а, № 6.

Герасимов И. П., Ранцман Е. Я. Неотектоника сейсмичных районов Тянь-Шаня и Памиро-Алая по данным геоморфологического анализа. — В кн.: «Активизированные зоны земной коры, новейшие тектонические движения и сейсмичность». М., «Наука», 1964б.
Герасимов И. П., Мещеряков Ю. А. Планетарные черты рельефа и геоморфологический этап в развитии Земли. — В кн.: «Рельеф Земли». М., «Наука», 1967.
Герасимов И. П., Живаго А. В., Коржуев С. С. Геоморфологические и палеогеографические аспекты новой теории глобальной тектоники плит. — Изв. АН СССР, сер. географ., 1974, № 5.
Герасимов И П., Сидоренко А. В. Карта поверхностей выравнивания и кор выветривания на территории СССР. — В кн.: «Поверхности выравнивания и коры выветривания на территории СССР». М., «Недра», 1974.
Дэвис В. (1899—1930). Геоморфологические очерки. М., ИЛ, 1962.
Пенк В. (1924). Морфологический анализ. М., ИЛ, 1961.

В. П. Чичагов

ВКЛАД АКАДЕМИКА И. П. ГЕРАСИМОВА В РАЗВИТИЕ ГЕОМОРФОЛОГИИ

За полвека плодотворной и многообразной научной деятельности И. П. Герасимов существенно расширил круг геоморфологических вопросов, наполнил качественно иным содержанием само понятие этой науки. Я думаю, что это ему удалось прежде всего потому, что его географический кругозор был всегда и остается чрезвычайно широким, а сам И. П. Герасимов является географом самого широкого профиля. Структурная геология, четвертичная геология, литология, геохимия, тектоника и сейсмотектоника, палеогеография, почвоведение, биогеография — вот неполный перечень разрабатываемых им направлений, среди которых видное место занимает геоморфология. Просматривая список опубликованных И. П. Герасимовым научных работ, число которых приближается к 1 000, можно придти к выводу, что его излюбленные научные направления начались с почвенного и с годами дополнились геоморфологическим, палеогеографическим и конструктивно-географическим. Причем с развитием каждого из них продолжалось формирование всех остальных. Конечно же резких границ между ними нет. Все они органически связаны и взаимно переплетаются. Вернемся же к нашей геоморфологии. Во вводном очерке к своей монографии «Новые пути структурной и палеогеографической геоморфологии» (1976) И. П. Герасимов выделил семь крупных групп своих геоморфологических и палеогеографических работ. Из них первые пять написаны по результатам геоморфологических исследований. Это новые идеи в региональных исследованиях, новые аспекты в традиционных проблемах, новые методические подходы, научные основы структурной геоморфологии, геоморфологический этап в развитии Земли. Рассмотрим отдельные положения из ряда работ, включенных в перечисленные геоморфологические направления, не пересказывая их содержания.

О НОВЫХ ИДЕЯХ И. П. ГЕРАСИМОВА В РЕГИОНАЛЬНЫХ ИССЛЕДОВАНИЯХ

В монографии «Основные черты геоморфологии Среднего и Южного Урала в палеогеографическом освещении» (1948) И. П. Герасимов проанализировал возможность применения концепции Вальтера Пенка о предгорных поверхностях выравнивания к Уралу и пришел к выводу

о том, что приложение взглядов Пенка к Уралу совершенно невозможно по следующим причинам: 1) трудно себе представить, что с мезозоя геотектоническое развитие этой горной страны выражалось лишь в сводообразном поднятии; 2) несомненно, существовали движения, например киммерийские, которые должны были значительно деформировать или даже уничтожить постварисские денудационные поверхности; 3) факт последовательного, без угловых несогласий налегания континентальных и морских меловых, палеогеновых и миоценовых отложений на юрские свидетельствует о длительном устойчивом формировании на территории Среднего и Южного Урала денудационной поверхности с позднего триаса до середины третичного времени.

«Таким образом, в противоположность системе поверхностей выравнивания[1] различного возраста мы считаем необходимым рассматривать междуречные пространства Зауралья, систему вершин с окружающими их пьедесталами на Южном Урале и наиболее высокие водораздельные площади Западного Приуралья как единую денудационную поверхность типа платформенного пенеплена и ландшафта островных гор, формирование которой происходило в течение юрско-палеогенового денудационного цикла.

Нет сомнения в том, что эта денудационная поверхность не была поверхностью в точном морфологическом смысле. В пределах современного горного Урала и Зауралья она формировалась на сложном складчато-глыбовом основании, сложенном горными породами, устойчивыми к размыву, хотя и в разной степени. Поэтому здесь, несомненно, должен был сформироваться достаточно типичный горно-островной ландшафт, реликты которого мы находим во многих местах Зауралья.

На западе, в Приуралье, морфологический облик древней денудационной поверхности был, несомненно, иной. Она развивалась здесь на пластовой основе, вырабатывалась в пермских осадочных породах, хотя и различных по составу, но сравнительно слабо устойчивых к размыву. Поэтому можно предполагать, что эта часть территории имела значительно более выровненный морфологический облик, напоминающий волнистый пенеплен.

Что произошло с этой древней денудационной поверхностью позднее? Прежде всего она подверглась в неогене и в четвертичное время неравномерной тектонической деформации, образовав асимметричное вздутие на Южном Урале, различные волнообразные покоробливания на общем фоне значительного поднятия в пределах Приуралья и весьма слабого — в Зауралье. Все эти поднятия не имели непрерывного характера. Они были, по-видимому, наиболее интенсивны в послеакчагыльское время, но повторялись и позднее.

В результате поднятий начался размыв древней денудационной поверхности. Он был очень вял и слаб в Зауралье; значительно более интенсивен, вплоть до стремительного, на южном Урале и в Приуралье». Далее, в той же работе, после подробного рассмотрения ярусности рельефа, И. П. Герасимов приходит к выводу о том, что в современном рельефе Приуралья четко выражены три основные яруса эрозионного рельефа: остатки дотретичной поверхности выравнивания (этот термин будет позже предложен И. П. Герасимовым), сниженные мягкие склоны, привязанные к базисам денудации акчагыльского времени и молодые

[1] В приводимой цитате я позволил себе снять кавычки с терминов типа «платформенный пенеплен», «ландшафт островных гор», «волнистый пенеплен» и др. (*В. Ч.*)

склоны, опирающиеся на соответствующие базисы денудации. В заключении к работе проведено сопоставление геоморфологического развития Среднего и Южного Урала с Аппалачами, после чего И. П. Герасимов приходит к выводу о значительной аналогии в формировании их рельефа. Я умышленно остановился лишь на трех моментах из этой крупной работы, т. к. они, по моему мнению, в настоящее время являются наиболее актуальными. В самом деле, здесь было впервые показано, что, во-первых, концепция В. Пенка о лестнице предгорных поверхностей выравнивания излишне упрощает, схематизирует картину реального денудационного рельефа и, во-вторых, трудно применима или даже неприменима к ряду горных стран. Со временем накапливается все больше данных, отрицающих возможность существования в природе такой лестницы. Последняя монографическая работа Ганса Рихтера по геоморфологии Рудных Гор (1963)[1] содержит множество материалов такого рода.

А ведь В. Пенк создал свою концепцию в результате исследования западной части этой горной страны... И. П. Герасимов впервые сформулировал отношение к концепции В. Пенка — одного из классиков и теоретиков геоморфологии начала XX века. Далее, в приведенной работе И. П. Герасимов достаточно ясно сформулировал положение о возрасте рельефа на примере трех ярусов, трех разновозрастных групп склонов. Оно и сейчас является наиболее правильным. О его роли в изучении склонов более подробно будет рассказано ниже. Отмечу еще одну сильную сторону работы: применение сравнительно-геоморфологического метода при морфоструктурном анализе основных черт рельефа разных континентов на примере сравнения Среднего и Южного Урала с Аппалачами. Это направление получит свое развитие в учении о морфоструктурах в монографии «Рельеф Земли» (1970).

Весьма любопытной новой идеей И. П. Герасимова является гипотеза о диапировом способе образования Пятигорских интрузивных возвышенностей, изложенная им в статье «Пятигорские «лакколиты» и происхождение Кавказских Минеральных Вод» (1974). Здесь И. П. Герасимов смело выступил против денудационного генезиса вскрытия Пятигорских интрузий, показав невозможность их глубокой эрозии реками или другими денудационными процессами. Он сформулировал новое, отличное от объяснений своих предшественников представление о происхождении пятигорских лакколитов:

«Оно предполагает индивидуальное поднятие каждой возвышенности — лакколита или их группы (системы) путем постепенного тектонического «выдавливания» их снизу вверх, сквозь толщу мезокайнозойских осадочных отложений. Поднимаясь, интрузивные тела куполообразно приподнимали перекрывающие слои осадочных отложений, обусловливая их периклинальное наклонение, вплоть до «взброса» и «опрокидывания». Именно такие особенности в геологическом строении района пятигорских лакколитов констатируются всеми детальными исследованиями. Об этом же говорит, по нашему мнению, и геоморфология лакколитов, которые весьма часто наряду с «дайкообразными» выходами интрузивных тел обладают еще прекрасно выраженными и совершенно своеобразными наклонными предгорными «педиментами», которые мы предлагаем называть п е р и к л и н а л ь н ы м и п ь е д м о н т а м и. Они сложены наклонными слоями мезокайнозойских осадочных

[1] Richter H. Das Vorland des Erzgebirges. Die Landformung während des Tertiärs. 1963.

пород, прикрытыми маломощными делювиальными отложениями и травертинами, образованными выходами минеральных термальных вод.

Изложенное выше представление можно назвать диапировой теорией образования Пятигорских интрузивных возвышенностей». Это представление И. П. Герасимова подтверждается рядом последних геохимических материалов, результатами геоморфологических исследований некоторых интрузивных, в частности гранитных, массивов и открывает новый путь в развитии геоморфологии.

В рассмотренной работе делается молчаливое предупреждение о необходимости более внимательно относиться к вопросам оценки денудационного среза. Научная литература содержит немало примеров опрометчивых выводов такого рода.

НОВЫЕ АСПЕКТЫ В ТРАДИЦИОННЫХ ПРОБЛЕМАХ

И. П. Герасимов сумел по-новому оценить рельефообразующую роль ряда экзогенных процессов. Ему принадлежат оригинальные разработки в области субаэрального генезиса покровных отложений (1974), оценки состояния изученности рельефообразующих процессов и перспектив их исследования путем применения новых современных методов (1969), связи процессов лёссообразования и почвообразования (1962). Совершенно оригинально он ставил и решал вопросы формирования склонов. Если упоминания о последних содержатся, как уже было сказано выше, в работе 1948 г., то в большой статье «Овраги и балки (суходолы) степной полосы» (1950) был дан анализ роли медленных закрытых перемещений почвенно-грунтовых масс в процессе превращения оврага в балку-суходол. В этой работе И. П. Герасимов писал: «Тип движения пластичных почвенно-грунтовых масс на склонах, по моему представлению, должен походить на медленное оползание или выдавливание смоченной части толщи между устойчивым верхним почвенно-дерновым слоем и нижележащей сухой и плотной породой, не затронутой движением. Этот тип движения, при определенных условиях, обязательно должен иметь место на склонах балок и долин. Я себе представляю его так. Масса мелкоземистого грунта (продукты выветривания или толщи сулинистого наноса), лежащие на склонах балки и обладающие потенциальной тенденцией к перемещению в них (под влиянием силы тяжести), испытывают периодическое увлажнение. Под влиянием сильного увлажнения они приобретают пластические свойства и стремление «сползти» вниз, заполнить («закрыть») русловую ложбину на дне балки путем двустороннего движения (сползания) по противоположным склонам. Временный водоток на дне балки, напротив, стремится расчистить, расширить и углубить свое русло, т. е. вынести часть сползшего материала в низовья балки или за ее пределы. Периодическая «расчистка» русла балки создает стимул к дальнейшему перемещению грунтовых масс на склонах, и именно такое противоречивое взаимодействие двух групп явлений (эрозионной «расчистки» русла на дне балки и «сползания» масс грунта по ее склонам) и играет, по моему мнению, главную роль в развитии балочной формы рельефа. Это развитие выражается в медленном, но неуклонном расширении балки за счет снижения и отступания ее склонов при сохранении иногда достаточно крутого падения днища. «Признаками закрытых перемещений такого типа могут служить разрывы дернового покрова, заложенные и развиваю-

2153

щиеся по простиранию склонов, своеобразные «ниши»— свидетели перемещения вниз по склону отдельных глыб — блоков грунта, специфический мелкобугристый микрорельеф на склонах, искривление стволов деревьев и т. д.». Проведенный И. П. Герасимовым анализ перехода оврага в балку и балки в речную долину при основной роли медленных закрытых перемещений на стадии балки позволил более объективно разобраться в системе противоэрозионных мероприятий. Он еще раз обратил внимание исследователей на необходимость изучения стадийности флювиальных процессов, возраста создаваемых ими форм, а также своеобразия склоновых процессов и особенностей строения склоновых отложений. О чрезвычайно широком проявлении закрытых перемещений почвогрунтов И. П. Герасимов писал в статье «О движениях почвенно-грунтовых масс на склонах» (1941): «Действительно, помимо того, что эти медленные движения являются подготовкой к более быстрым, роль их, благодаря массовости, может быть исключительно велика в процессах денудации. При внимательном рассмотрении этой проблемы возникает даже следующий вопрос: не являются ли медленные, массовые перемещения почвенно-грунтовых масс на склонах главной формой континентального сноса, основным источником наносов, транспортируемых текучими водами, и важнейшим процессом, формирующим наносы на склонах различной крутизны?».

Эта работа сыграла большую роль в развитии в нашей стране учения о формировании склонов. Поставленные в ней вопросы не потеряли актуальности и до сих пор. Многочисленные морфологические исследования строения склоновых отложений, а также результаты природных и лабораторных экспериментов дали положительный ответ на вопрос, поставленный в последней цитате. Действительно, «течения», или закрытые пластические перемещения почво-грунтов проявляются на огромных территориях гумидных областей земного шара. Их геоморфологическая роль еще не полностью выяснена. Она, видимо, значительно изменялась в плейстоцене и изменяется в настоящее время в зависимости от ряда причин, прежде всего от соотношения тепла и влаги. Ее проявления многообразны: от крупных долинных потоков до образования минеральных псевдоскладчатых и разрывных деформаций поверхности и толщи склоновых отложений.

НОВЫЕ МЕТОДИЧЕСКИЕ ПОДХОДЫ

Среди новых методических подходов, разработанных И. П. Герасимовым, отметим изучение палеогеоморфологии и связанных с ней проблем (1970), применение геоморфологических методов при проведении сейсмотектонических исследований (1954), анализ погребенных почв и их палеогеографическое значение (1961) и другие. Одной из наиболее интересных в методическом отношении работ, на мой взгляд, является исследование 1946 года «Опыт геоморфологического анализа небольшого района (по материалам Южно-Киргизской экспедиции АН СССР» (1946). В основу этого исследования он положил метод морфологического анализа рельефа, предложенный В. Пенком, и отметил, что опыт применения метода морфологического анализа к геоморфологическому изучению территории небольшого района показывает:

«1. Большую теоретическую плодотворность метода морфологического анализа, прекрасно дополняющего геологический анализ при изу-

чении истории и типов тектонических движений, особенно новейших; так, для нашего небольшого района оказывается возможным при помощи этого метода расчленить новейший тектонический процесс на две главные фазы усиления, разделенные относительным покоем, в течение которого развился древний выравненный рельеф.

2. Возможность при помощи метода морфологического анализа освещать вопросы чисто практического характера, в данном случае относящиеся к вопросам рационального освоения территории, сохранения и использования ее природных, почвенных и растительных ресурсов; так, для нашего небольшого района оказывается возможным при помощи этого метода выделить участки с различной активностью и типами современной денудации (щебневые осыпи, оползни, эрозионный размыв) и наметить системы мелиоративных мероприятий, направленных на защиту территории от разрушительных явлений.

3. Возможность путем практического приложения метода морфологического анализа обеспечить дальнейшее развитие метода, расширение и обогащение его содержания; так, для нашего небольшого района оказывается возможным при помощи этого метода установить факт тектонической деформации древних форм, их последующую трансформацию в серии старых и новых элементов и особые типы денудационных явлений».

В этой работе И. П. Герасимов впервые ставит и решает задачу: применяя морфологический анализ, изучить экзогенные особенности рельефообразования, характер морфологии рельефа и по этим двум величинам определить третью — выяснить характер эндогенных явлений. Здесь же им впервые были сформулированы особенности связи физико-географической задачи морфологического анализа и геолого-тектонического анализа. Было показано, что первый не заменяет второй, а оба они дополняют друг друга. «Вместе они разрешают главную проблему общей геологии — «причины движений коры», которая не может быть разрешена лишь одними методами геолого-тектонического исследования». Эта небольшая, но весьма оригинальная в методическом отношении работа уже тогда закладывала основы учения о морфоструктурах и морфоскульптурах, сформулированные И. П. Герасимовым в 50-х годах.

Из других работ И. П. Герасимова, содержащих новые методологические подходы в постановке геоморфологических исследований, выделяется статья «Палеогеоморфология и ее проблемы» (1970). В ней он отмечает основную особенность советской геоморфологии: ее глубокие геологические корни в сочетании с ее классическими географическими истоками. Поскольку геоморфологи уже давно установили разновозрастность основных элементов современного рельефа, они (геоморфологи) были вынуждены решать задачи по реконструкции рельефа Земли минувших геологических эпох. Последнее приобрело острую практическую актуальность из-за прогнозирования, поисков и разведки месторождений полезных ископаемых. Таким образом, возникла потребность в образовании особой ветви науки—палеогеоморфологии. «Под палеогеоморфологией следует понимать науку о древнем рельефе, т. е. науку, изучающую рельеф земной поверхности минувших геологических эпох (палеорельеф), его морфологию и генезис, историю и закономерности развития. Исходя из такого определения, следует считать предметом (объектом) палеогеоморфологии следующие категории рельефа: 1) погребенный рельеф; 2) экспониро-

ванный (т. е. реликтовый и откопанный, или открытый — термин И. С. Рожкова) рельеф; 3) реконструируемый (уничтоженный или разрушенный) рельеф». Палеогеоморфология вооружена существенно иными — литологическими, фациальными, геохимическими и другими — методами. Они совершенно необходимы при проведении палеогеоморфологических корреляций. По И. П. Герасимову, палеогеоморфологический подход имеет очень большое теоретическое значение применительно к изучению общей геотектонической и палеогеографической обстановки в древние геологические эпохи. В заключении к этой работе отмечалось, что применение палеогеоморфологического подхода позволяет с наибольшей полнотой расшифровать многие неясные проблемы эволюции Земли на протяжении трех главных эр: догеологической, геологической и геоморфологической, соответствующих протерозою, палеозою и мезокайнозою. Выделение геоморфологической эры, в которую И. П. Герасимов и Ю. А. Мещеряков (1964) вкладывали смысл геоморфологического этапа в развитии Земли, стало возможным в результате больших достижений в области морфоструктурного направления в геоморфологии.

НАУЧНЫЕ ОСНОВЫ СТРУКТУРНОЙ ГЕОМОРФОЛОГИИ

Научные основы структурной геоморфологии были заложены И. П. Герасимовым в серии трудов, из которых наиболее важны следующие: «Структурные черты рельефа СССР и их происхождение» (1948), «Морфоструктура и морфоскульптура земной поверхности» (1964), «Структурный анализ рельефа и его содержание» (1967) и «Морфоструктура горных стран и их сейсмичность» (1973). Особое место среди них занимает работа 1948 года. В ней И. П. Герасимов в аналитических целях делит формы рельефа земной поверхности на три большие группы: морфотектурные, морфоструктурные и морфоскульптурные.

«Такое разделение в некоторой степени соответствует существующим подразделениям на элементы рельефа 1-го, 2-го и 3-го порядка, хотя вышеперечисленные группы отличаются друг от друга не только своими размерами. Они представляют собой генетически различные группы форм рельефа, возникновение которых обусловлено различными факторами. Происхождение элементов морфотектуры в значительной мере зависит от геофизических факторов, элементов морфоструктуры — от геологических факторов, и элементов морфоскульптуры — от факторов географических... С теоретической точки зрения, вышеизложенный метод научного анализа морфотектурных, структурных и скульптурных элементов рельефа СССР полностью основан на главном догмате современной геоморфологии, гласящем, что «рельеф земной поверхности образуется путем взаимодействия эндогенных и экзогенных факторов». Этот догмат использован в динамическом и историческом аспектах. Динамический аспект выражен в представлении о непрерывной тектонической активности земной коры и процессов денудации и седиментации; исторический аспект представлен путем рассмотрения действия эндогенных и экзогенных факторов в перспективе геологического прошлого. Поскольку объект анализа конкретен (рельеф земной поверхности данной территории), было необходимо выразить оба аспекта главного догмата геоморфологии в определенных морфологических, структурных и палеогеографических терминах.

В этом и выражается стремление дать самостоятельную геоморфологическую интерпретацию разнообразным геологическим и географическим материалам, имеющим отношение к рассмотренному предмету. Ввиду большой сложности этого предмета и недостаточной разработанности многих вопросов, исследование, краткое изложение которого дано в настоящей статье, имеет пока характер принципиальной схемы. Автор обращает внимание читателей главным образом на методическую сторону этого исследования.

Значение этой работы чрезвычайно велико. Она положила начало учению о морфоструктуре и морфоскульптуре. Морфоструктурное направление получило бурное развитие в нашей стране. Морфоскульптурный анализ медленнее входит в практику геоморфологических исследований.

Другие работы этой группы разбираются в статье А. А. Асеева, помещенной в этом же сборнике.

ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИЙ ЭТАП В РАЗВИТИИ ЗЕМЛИ

Этому кругу вопросов И. П. Герасимов посвятил ряд статей: «Геоморфологический этап в развитии Земли» (1964), «Планетарные черты рельефа и геоморфологический этап в развитии Земли» (1967), «Три главных цикла в истории геоморфологического этапа развития Земли» (1970), «О карте поверхностей выравнивания и кор выветривания территории СССР» (1972), «Геоморфологические и палеогеографические аспекты глобальной тектоники плит» (1974) и ряд других. Чтобы не повторять анализ первых четырех статей — он сделан А. А. Асеевым — остановимся на последней. Она содержит призыв к геоморфологам — исследователям континентальных областей — с новых позиций теории глобальной тектоники плит проанализировать эволюцию морфоструктур океанических и континентальных. Наиболее интересным объектом в этом отношении является зона перехода между океаном и континентом, где проявляются самые что ни на есть загадочные, даже, пожалуй, таинственные процессы типа подвига литосферных плит под континенты. И. П. Герасимов (вместе с А. В. Живаго и С. С. Коржуевым) выделяет эту зону в «особую морфоструктурную категорию высшего порядка — геотектуру, отличающуюся сложным строением, общей повышенной тектонической подвижностью, интенсивным вулканизмом и сейсмичностью, гигантским масштабом развития морфоскульптуры и большим разнообразием морфологических типов. В пределах такой геотектуры прослеживаются все звенья последовательного перехода океанических морфоструктурных элементов в континентальные, начиная с равнин океанических платформ, глубоководных желобов — островных дуг — до вулканических и складчатых хребтов... Этот ряд должен быть выполнен за счет звена современных и древних морфоструктур горно-складчатых поясов периокеанической части переходной зоны материков, которая связана с периферической океанической общностью происхождения и поэтому позволяет судить об общих тенденциях развития океанов и материков». В статье устанавливается, что концепция геоморфологического этапа развития Земли и ее три основных цикла находятся в полном соответствии с новой теорией глобальной тектоники плит. «В самом деле, совпадает прежде всего общая продолжительность тех крупных этапов геологического развития Земли, которые лежат в основе

обоих концепций. Это мезокайнозой, продолжительность которого определяется приблизительно в 200 млн. лет. Из этого главного факта следует, что одновременно с той цепью наземных геоморфологических процессов, которые развертывались на протяжении трех циклов развития современного рельефа материков, происходило последовательное образование («раскрытие») главных современных океанических бассейнов мира, т. е. Атлантического, Индийского и других океанов в том их виде, который предстает перед нами сейчас. Возможно, что в Тихом океане этот процесс начался ранее. Вполне логично поставить в тесную связь по крайней мере начальные и конечные этапы развития обеих групп земных феноменов рельефа материков и дна океанических бассейнов. Наземный (материковый) глобальный пенеплен мог и должен был образоваться на поверхности более или менее единой континентальной суши (а не на столь далеко разобщенных друг от друга отдельных материках), т. е. тогда, когда обширных океанических бассейнов еще не существовало. С другой стороны, формирование общемировых терасовых равнин и серий речных террас в течение последнего цикла геоморфологического этапа развития Земли могло иметь место лишь при условии существования в это время единого Мирового океана и одновременного колебания его уровня (как следствие периодической мобилизации и демобилизации глобальной влаги во время покровных оледенений и их таяния)». Дальнейшие исследования геоморфологов в области геоморфологических и палеогеографических аспектов, изложенных в статье, позволят полнее изучить сложнейшую проблему общего сжатия и расширения Земли. Особое внимание должно быть уделено изучению шовных зон. Они являются как бы континентальным регулятором процесса океанического спрединга, реагируя на проявления процессов последнего интенсивными складкообразовательными и надвиговыми движениями. Даже краткое рассмотрение основных вопросов, поставленных в статье, показывает, что геоморфология теперь вступает в новый этап своего развития. Он характеризуется необходимостью одновременного совместного изучения морфоструктуры континентов и океанов, неразрывным развитием которых и характеризуется геоморфологический этап развития Земли.

Заканчивая краткое рассмотрение некоторых из основных геоморфологических идей И. П. Герасимова, я должен признать, что его вклад в развитие геоморфологии весьма велик. Он является крупнейшим теоретиком и лидером современной геоморфологии. Основные направления этой науки, предложенные и развитые им, являются наиболее прогрессивными. Каждое из них, как мы старались показать, возникло не сразу, а постепенно выкристаллизовывалось в процессе научной деятельности И. П. Герасимова. Отличительной его чертой является и огромный научно-организационный талант, который обеспечил быстрое внедрение теоретических разработок в практику геоморфологических исследований в нашей стране и за рубежом. Эта сторона деятельности И. П. Герасимова была обстоятельно изложена Ю. А. Мещеряковым в 1966 г.[1] и, если и нуждается в дополнениях, то не принципиального характера. Плодотворная научная и научно-организационная деятельность И. П. Герасимова открыла новые пути развития геоморфологии и географической науки в целом.

[1] Ю. А. Мещеряков. Вклад академика И. П. Герасимова в геоморфологию.— В сб.: «Структурная и климатическая геоморфология». М., «Наука», 1966.

С. С. Коржуев

О СООТНОШЕНИИ ДРЕВНИХ И МОЛОДЫХ ЭЛЕМЕНТОВ В МОРФОСТРУКТУРЕ ПЛАТФОРМ

До сих пор в литературе получила освещение преимущественно одна сторона этой проблемы, связанная с новейшими элементами, в изучении которых были достигнуты большие успехи. Это объясняется тем, что основное внимание исследователи уделяли новейшим тектоническим движениям, так как считалось, что современный рельеф платформ возник в результате этих движений в неоген-четвертичное время. При этом древним элементам существенного значения обычно не придавалось, и поэтому они изучены слабо. Очевидно, что такое представление искусственно упрощает и однобоко освещает эту сложную проблему.

В настоящее время возникает настоятельная необходимость рассматривать ее в целом, поскольку в своей прежней постановке она страдает существенными недостатками как по существу, так и в методологическом отношении. По существу — это потому, что в последние годы накоплен большой новый фактический материал, который показывает, что рельеф платформ в основе своей древний, сформировался задолго до новейшего геоморфологического этапа. Основные крупные морфоструктуры платформ, выраженные в современном рельефе в виде соответствующих аккумулятивных и денудационных равнин, плато и плоскогорий, имеют древнее заложение, развиваются унаследованно и в новейшее время коренных преобразований не претерпели. Равных же им новообразований в это время также не было создано. Мы не знаем неоген-четвертичных синеклиз, антеклиз, щитов и других подобных или равных им структурных форм и соответствующих им морфоструктурных элементов, выраженных в современном рельефе платформ.

Методологически же эти недостатки выражаются в том, что до недавнего времени изучались преимущественно современные орографические элементы рельефа, сформировавшиеся в течение последнего, очень короткого неотектонического этапа. Следовательно, наметился известный отрыв в изучении современных поверхностных форм рельефа от его корней и внутренней материальной основы, — геологического субстрата, выраженного в виде разнообразных крупных морфоструктурных элементов, отражающих геофизическую эволюцию земной коры и ход тектонических и денудационных процессов за длительный период его становления и развития. Такой рельеф, имеющий активные, создаю-

щие его мантийные процессы (активная морфотектоника), раз возникнув, обычно не исчезает бесследно. Рассмотрим исходные положения данной проблемы на примере анализа рельефа Сибирской платформы.

Как известно, окраины Сибирской платформы по сравнению с ее центральными районами занимают более высокое гипсометрическое положение. Это может указывать на то, что они претерпели в новейшее время более значительное общее поднятие. Так, во внутренней части оно составляет 150—300 м, а на окраинах — 500—700 м. К тому же для краевой зоны платформы более типичны резкая глыбовая структура, дифференцированность и унаследованность движений, тогда как во внутренних районах это выражено не везде ярко. Эта отличительная общая черта новейших движений Сибирской платформы хорошо отражает ее общие морфоструктурные особенности. Повышенная интенсивность и резко дифференцированный глыбовый характер новейших движений окраинной зоны Сибирской платформы, а также большая их унаследованность от древних тектонических форм связаны, очевидно, с большей ее общей структурной неоднородностью, раздробленностью и наличием активных краевых структурных швов, с сейсмоактивными разломами глубинного заложения, резко ограничивающих платформенные структуры от структур окружающих ее складчатых областей.

Более стабильные внутренние районы Сибирской платформы, наряду с дифференцированными глыбовыми движениями, особенно свойственными трапповой области, отличаются в общем меньшей амплитудой и интенсивностью новейших движений, преобладанием неунаследованных форм, широким развитием сводовых и преимущественно небольших валообразных и куполообразных поднятий, синклинальных впадин и прогибов, которые осложняют здесь обычно крупные древние структуры типа синеклиз и антеклиз.

Что касается структурных швов зоны сочленения Сибирской платформы с окружающими районами, то им свойственны часто крупные грабенообразные опускания, к которым обычно бывают приурочены либо аллювиальные, либо аллювиально-пролювиальные подгорные равнины. В целом, всем кайнозойским подгорным прогибам платформы присуща одна общая характерная особенность — они хорошо развиты только там, где существуют активные продольные разломы, определяющие интенсивное проявление новейших движений. Наилучшим образом такие прогибы выражены в Предсаянье и вдоль Енисейского кряжа к югу от Ангары, несколько хуже в Предбайкалье и отсутствуют на большем протяжении Витимо-Патомского нагорья, Становика, Джугджура, Верхоянья и Енисейского кряжа к северу от Ангары. В этих районах продольные разломы в кайнозое не развивались. Для некоторых из них вместо подгорных прогибов более характерным было грабенообразование и формирование впадин обрушивания, приуроченных обычно к активизированным участкам возрожденных гор (Становой хр., Алданский щит и др.). Наряду с подгорными кайнозойскими прогибами на ряде участков Сибирской платформы развиты также поперечные ее краю крупные горстообразные поднятия блоков фундамента, которые местами отчетливо выражены в современном рельефе (Иркинеевское поперечное поднятие и др.).

Судя по новейшим геологическим данным, все кайнозойские подгорные прогибы Сибирской платформы являются унаследованными структурами, наложенными на мезозойские прогибы. Существенно также, что они значительно уступают мезозойским прогибам как по размерам,

так и особенно по мощности выполняющих осадков. Их рассматривают как компенсационные структуры по отношению к прилегающим горным сооружениям, поднимающимся в настоящее время в виде сложно построенных сводов (Павловский, 1948; Флоренсов, 1960; Замараев, 1967 и др.). Слабое, фрагментарное развитие кайнозойских подгорных прогибов связано с общими поднятиями всей Сибирской платформы и окружающих ее орогенических поясов. С. М. Замараев (1967) считает, что угнетенное развитие кайнозойских продольных структур на юге Сибирской платформы можно рассматривать как следствие относительно высокой жесткости ее складчатого субстрата.

На территории Сибирской платформы новейшие движения проявились также и в формировании разного типа активных локальных структур, которые являются вторичными насаженными образованиями, осложняющими синеклизы, прогибы и другие крупные структуры и их борта. Как указывает Г. Ф. Лунгерсгаузен (1967), для Сибирской платформы прямое унаследование локальных структур вообще не является типичной формой проявления неотектоники, хотя, как можно судить, на примере структур литвинцевского типа, они развиты здесь достаточно широко и нередко хорошо выражены в современном рельефе. О природе локальных структур можно пока высказать лишь самые общие предположения. Опираясь пока что на немногочисленные факты, более или менее определенно можно предполагать, что, во-первых, многие локальные неоструктуры предопределены разломами и подвижками фундамента и, во-вторых, что они самым тесным образом связаны со строением магнитного поля платформы.

Однако, едва ли не самая примечательная особенность молодых движений Сибирской платформы связана с эволюцией мезозойских прогибов. Установлено, что в современной морфоструктуре платформы остатками этих прогибов являются равнины Вилюйской синеклизы и Иркутского и Канского угленосных бассейнов, ранее составлявших единый Ангаро-Вилюйский прогиб. На это указывают остатки юрских морских и континентальных отложений, которые сохранились в виде размытых островов в бассейнах рек Чоны, Нижней Тунгуски, Ангары и Илима (Масайтис, 1955 и др.). Когда в конце мезозоя и в кайнозое на фоне общего поднятия платформы она испытала дифференцированные движения, система мезозойских прогибов распалась. При этом наибольшее поднятие пережил Ангаро-Вилюйский прогиб, особенно его участок, расположенный между рр. Чоной и Ангарой, где отложения его были почти нацело размыты и он испытал полную инверсию.

В мезозое и в новейший период преимущественно опускание испытали также и крупные морфоструктуры краевой зоны Сибирской платформы. Здесь в первую очередь следует иметь в виду аккумулятивные равнины Вилюйской синеклизы, Предверхоянского, Предсаянского и Приенисейского прогибов. Если судить по мощностям мезозойских и кайнозойских осадков, выполняющих эти прогибы, то совершенно очевидно, что основная фаза их опускания приходится на мезозой, когда здесь накопилась подавляющая часть огромной толщи отложений мощностью 5 000—7 000 м. Из этой толщи на долю собственно кайнозойских осадков приходится всего 100—150 м. и только в Нижне-Алданской впадине (Предверхоянский прогиб) доля эта достигает 800 м. Сравнение этих данных красноречиво свидетельствует в пользу мезозоя, характеризующегося резкой контрастностью и большой амплитудой тектонических движений и соответственно огромным размахом денудации. Для кайно-

зоя же, исходя из этих данных, вырисовывается совсем другая картина, дающая не менее наглядное представление об относительно незначительной роли новейших движений в формировании рельефа как областей аккумуляции, так и сноса (Краснов, Козловская, 1966). Следовательно, эти равнины существовали уже в мезозое и унаследованно развиваются в новейшее время, не претерпев существенной перестройки.

В пределах внутренней части платформы в качестве областей новейшего опускания отчетливо выражаются в рельефе довольно крупные впадины в бассейнах рек Котуя, Майеро и Вилюя (Анагалийская, Муруктинская, Попигайская впадины и др.). Эти впадины являются наложенными и унаследованными. Они заложились еще в мезозое и продолжают прогибаться в новейшее время. Мощность четвертичных отложений в некоторых из них достигают 100—150 м (Басков, Драгунов, Краснов и др., 1966 и др.). Нельзя не отметить, что неотектонических впадин во внутренних районах Сибирской платформы немного и все они небольшие и маломощные. Преобладание поднятий в новейшее время лишний раз подчеркивает эту своеобразную черту, отражающую общее направление развития ее морфоструктуры.

Очень ярко новейшие движения на Сибирской платформе проявились в особенностях строения и развития гидрографической сети, характеризующейся сложными перестройками, на что указывают многочисленные древние долины и древний аллювий, сохранившиеся на современных водоразделах. Особенно следует указать на крупную инверсию, которая произошла здесь в речной сети после мезозоя. Во многих районах платформы эта сеть отражает план новейших разрывных дислокаций (Коржуев, 1960, 1965, 1973).

Таким образом, и окраины, и внутренние районы Сибирской платформы имеют многочисленные яркие признаки проявления новейших движений. Данные геоморфологических исследований, проводившихся в разных ее районах, показывают, что наиболее интенсивно новейшие движения проявились: 1) во второй половине плиоцена, 2) в конце плиоцена — начале плейстоцена, 3) во второй половине раннего — начале среднего плейстоцена, 4) в конце среднего — начале позднего плейстоцена и 5) в современный период (Коржуев, 1959, 1967, 1965). Фазы интенсивного проявления неотектонических движений на территории Сибирской платформы, близкие в общем к приведенным выше, выделяют и другие исследователи (Лунгерсгаузен, 1967).

В новейшее время вся Сибирская платформа в целом испытала значительное общее воздымание, сохраняя устойчивую тенденцию к поднятию и в настоящий период. Это отчетливо проявляется в интенсивном свежем глубоком врезе рек и доказывается их многочисленными преимущественно цокольными террасами и поймами, резким современным расчленением многих водоразделов, а главное—отсутствием в ее пределах сколько-нибудь мощных накоплений кайнозойских отложений, локализованных, как уже отмечалось выше, в основном в некоторых предгорных и внутриплатформенных впадинах.

Оценивая общую роль новейшей тектоники в формировании современного рельефа Сибирской платформы, следует подчеркнуть наше расхождение с теми исследователями, которые придают ей чрезмерное значение, считая, что рельеф платформы образовался целиком только в течение неоген-четвертичного неотектонического этапа. По нашим данным (Коржуев, 1959, 1960, 1965, 1973), крупные формы современного рельефа Сибирской платформы имеют древние заложения, возраст ее

рельефа в целом мезозойский и древнее, т. е. он сформировался в основном не в неотектонический, а в более ранние этапы развития.

Такой же вывод о большой древности рельефа Сибирской платформы был сделан и другими учеными, проводившими на ее территории многолетние геологические и геоморфологические исследования (Краснов иКозловская, 1966). Эти исследователи считают ее рельеф не только весьма древним, но и разновозрастным в разных частях платформы, отводя при этом второстепенное значение неотектоническим движениям в формировании его крупных орографических форм. Анализ новейших данных (Кинг, 1967; Хайн, 1971а; Коржуев, 1973; Поверхности выравнивания, 1973, 1974 и др.) показывает, что аналогичная картина наблюдается и на других платформах. Поэтому, очевидно, будет более правильным считать в настоящее время, что новейшие движения сыграли важную, но далеко не решающую роль в формировании современного рельефа платформ. Они проявились здесь достаточно активно, дифференцированно и повсеместно, но они не достигали сколько-нибудь большой амплитуды даже в их наиболее подвижных краевых зонах. Если судить по величине эрозионного вреза, наиболее пока объективном и точном показателе, то можно считать, что амплитуда их в большей части Сибирской платформы, например, составляет 150—300 м и лишь для некоторых ее, главным образом, окраинных активизированных районов она достигает 500—700 м, а иногда до 1 000 м (плато Путорана, Алданский щит). Новейшие движения развивались большей частью унаследованно, они способствовали общему оживлению эрозионных процессов, значительно усилили общую контрастность современного рельефа платформ, но новых крупных структур и соответствующих им морфоструктурных элементов, сколько-нибудь сравнимых с более древними, они не создали.

На примере Сибирской платформы можно видеть, что все ее основные крупные структуры и соответствующие им морфоструктурные элементы имеют древнее заложение, они существовали уже задолго до неогена и являются преимущественно унаследованными. В донеогеновое время рельеф Сибирской платформы не был столь контрастным как теперь, но как и сейчас на ней отчетливо выделялись те же крупные структурно-денудационные трапповые и пластовые плато (Тунгусское, Путоранское, Оленекское, Приленское и др.), подчеркнутые мезозойской денудацией, а также крупные плоскогорья щитов (Алданское, Анабарское), кряжи (Енисейский) и аккумулятивные равнины (Центрально-Якутская и др.) и даже более мелкие формы (Муруктинская, Анагалийская впадины и др.), только по высоте они уступали современным и соответственно расчленены были не так глубоко. Учитывая величину эрозионного вреза и возможный срез можно предполагать, что ориентировочно средняя высота Сибирской платформы была тогда не меньше 300—350 м. Это значительно меньше ее современной средней высоты, составляющей 480 м. Очевидно, можно полагать, что отклонения отметок рельефа от средней высоты были в то время меньше, чем сейчас, но все же довольно значительными, во всяком случае колебания их, вероятно, были во многом больше, чем теперь на Русской платформе, средняя высота которой составляет 140 м. Поэтому можно предполагать, что в общих чертах это был тот же пенепленизированный рельеф, что и теперь, только располагался он на более низком общем уровне и был менее контрастным по сравнению с современным. Аналогичное предположение высказывают также И. И. Краснов и С. Ф. Козловская

(1966), по данным которых к началу неогена рельеф Сибирской платформы был, по-видимому, положе современного лишь на 200—250 м (реже до 500 м), т. е. на высоту, равную глубине эрозионного вреза.

Вот почему вряд ли правильно было исходить при определении новейших движений Сибирской платформы из представлений о существовании почти идеальной равнины с весьма незначительными высотами, якобы занимавшей до неогена территорию Сибирской платформы и обрамляющих ее горных областей. Но именно такое предположение и лежит в основе Карты новейшей тектоники СССР (1960). Если следовать этому предположению, то напрашивается, естественно, единственно возможный вывод, что почти все крупные орографические неровности и более мелкие элементы рельефа созданы новейшими движениями неоген-четвертичного времени. Как справедливо считают И. И. Краснов и С. Ф. Козловская (1966), с такой гипотезой столь молодого происхождения рельефа Сибирской платформы согласиться, очевидно, нельзя.

В этой связи уместен и другой вопрос: если правильно то, что рельеф Сибирской платформы сформировался уже в мезозое, то не следовало бы началом неотектонического этапа считать здесь мезозойскую активизацию тектонических процессов? Нам представляется это неправильным, поскольку мезозойские и новейшие движения — это совершенно различные по типу и значению тектонические процессы, непосредственно не связанные друг с другом. Просто мы имеем здесь дело с двумя самостоятельными этапами: новым геоморфологическим этапом, связанным с мезозойской активизацией тектонических процессов и крупной перестройкой рельефа, и неотектоническим неоген-четвертичным геоморфологическим периодом развития современного контрастного рельефа платформы (Коржуев, 1969, 1973).

В течение нового геоморфологического этапа тектонические движения достигали большой амплитуды и интенсивности и сыграли решающую роль в формировании морфоструктуры Сибирской платформы, тогда как движения неотектонического периода проявились значительно слабее, они не внесли существенных изменений в коренную структуру древнего рельефа платформы и роль их свелась в основном к общей активизации и общему увеличению контрастности рельефа. В этом состоит специфика морфоструктурного развития Сибирской платформы, не учитывать которую нельзя. В настоящее время представляется также, что в этом отношении она безусловно не является единственным примером. Но, пожалуй, больше всего, наряду с Сибирской платформой, такая картина свойственна и всем остальным древним платформам северного и южного полушарий. Поверхность древних кристаллических щитов (Алданского, Анабарского, Балтийского, Канадского, Бразильско-Гвианского, Западно-Австралийского, Центрально-Африканского), занимающих значительную часть территории соответствующих платформ, представляет собой первичный глобальный пенеплен, — протопенеплен, который имеет среднепротерозойский возраст (Коржуев, 1969, 1973; Хаин, 1971). В своей откопанной части протопенеплен выражен в современном рельефе в виде плоскогорий и цокольных равнин. Он лежит в основе современного рельефа Земли, предопределяя общую выравненность поверхности платформ.

Во многих других местах, где протопенеплен находится в погребенном состоянии, рельеф современных водоразделов представлен здесь обычно более молодыми пенепленами (мезозойским, мел-палеогеновым) или поверхностями выравнивания. Так, академик И. П. Герасимов

(1970) называет мезозойский пенеплен базальной поверхностью выравнивания современного рельефа.

Все эти пенеплены, хотя и были в разной степени деформированы новейшими движениями, но в целом сохранили свою основу и, за редким исключением, сколько-нибудь существенной перестройки не претерпели. Знакомство с новейшими данными (Герасимов, 1959, 1970; Кинг, 1967; Хаин, 1964, 1971а, б, Поверхности выравнивания, 1973, 1974 и др.) показывает, что в большей или меньшей мере аналогичная картина в общем имеет место и на всех других платформах.

Хорошо известно, что новейшие движения, которые обычно наследуют направленность более древних движений, бывает очень трудно и порою даже невозможно отделить от последних, а следовательно, и определить и (оценить) конкретную роль каждого из них в образовании рельефа. Тем более нет поэтому никаких оснований относить древние структуры Сибирской платформы, унаследованно развивающиеся и хорошо выраженные в рельефе, т. е. основные ее морфоструктуры, целиком к неотектоническим образованиям. Кстати, пример Сибирской платформы наилучшим образом подтверждает, что морфоструктуры и неоструктуры разные понятия и их не всегда можно отождествлять.

На основании всего изложенного выше, можно сделать вывод, что на карте новейшей тектоники СССР амплитуда новейших движений для Сибирской платформы резко завышена: для самой платформы она составляет 500—1 000 м, а для окружающих ее горных областей — 2 000—3 000 м. Это привело к сильному обновлению современного рельефа и неправданному принижению роли древних элементов в его формировании. Не новейшие, а древние элементы составляют основу современного рельефа Сибирской, а также и других платформ. В результате проявления новейших движений они не только не были сколько-нибудь существенно преобразованы и изменены, но наоборот еще резче подчеркнуты и усилены. В этом мы видим их значение и в этом состоит одна из основных особенностей новейших движений и морфологической структуры не только Сибирской, но и всех других платформ.

Как было показано выше, для формирования рельефа платформ новейшие движения по своему значению не могут идти в сравнение с мезозойскими движениями, которым принадлежит решающая роль в создании основных крупных элементов их современного рельефа. Нисколько не умаляя большого значения новейших движений вообще, мы считаем, что при установлении их амплитуды из-за отсутствия объективных и точных критериев, в расчеты вкралась существенная ошибка, которая привела к неверной оценке роли древних и новейших элементов в формировании современного рельефа Сибирской платформы.

В заключение необходимо подчеркнуть, что данная проблема заслуживает дальнейшего всестороннего углубленного исследования. Только изучив все ее аспекты, можно будет правильно определить место и роль древних и молодых элементов в строении и формировании рельефа платформ, хотя уже теперь общая картина вырисовывается достаточно определенно, а именно: рельеф платформ имеет значительно более древний возраст, чем это представлялось до сих пор. Взятая в целом в такой общей и широкой постановке, эта проблема приобретает, очевидно, принципиальное значение не только для дальнейшего развития теории, но и для решения прикладных вопросов геоморфологии.

ЛИТЕРАТУРА

Басков Е. А., Драгунов В. И., Краснов И. И. и др. Тектоника. — В кн.: Геология Сибирской платформы. М., «Недра», 1966.

Герасимов И. П. Структурные черты рельефа земной поверхности на территории СССР и их происхождение. М., Изд-во АН СССР, 1959.

Герасимов И. П. Три главных цикла в истории геоморфологического этапа в развитии Земли. — Геоморфология, 1970, № 1.

Замараев С. М. Краевые структуры южной части Сибирской платформы. М., «Недра», 1967.

Карта новейшей тектоники СССР масштаба 1 : 5 000 000 под ред. Н. И. Николаева и С. С. Шульца. М., Госгеолтехиздат, 1960.

Кинг Л. Морфология Земли. Пер. с английского. М., «Прогресс», 1967.

Коржуев С. С. Геоморфология долины средней Лены и прилегающих районов. М., Изд-во АН СССР, 1959.

Коржуев С. С. Морфоструктурные особенности рельефа Сибирской платформы и неотектоника. — Изв. АН СССР, сер. географ., № 4, 1960.

Коржуев С. С. Рельеф и геологическое строение. — В кн.: Якутия. Природные условия и естественные ресурсы СССР. М., «Наука». 1965.

Коржуев С. С. Рельеф СССР (восточная часть СССР). — В кн.: Рельеф Земли (морфоструктура и морфоскульптура). М., «Наука», 1967.

Коржуев С. С. Происхождение и возраст рельефа Восточной Сибири и некоторые общие вопросы геоморфологии. Автореф. докт. дисс. М., 1969.

Коржуев С. С. Морфоструктура кристаллических щитов и проблема древних пенепленов. — Изв. АН СССР, сер. геологическая, № 2, 1973.

Краснов И. И., Козловская С. Ф. Геоморфология. — В кн.: Геология Сибирской платформы. М., «Недра», 1966.

Лунгерсгаузен Г. Ф. Новейшая тектоника Сибирской платформы и ее горного обрамления. — В кн.: Тектонические движения и новейшие структуры земной коры. М., «Недра», 1967.

Масайтис В. Л. Новые данные о распространении юрских отложений в пределах Вилюйско-Ангарского мезозойского прогиба. — В кн.: Материалы по геол. Сибирской платформы. М., Госгеолтехиздат, 1955. (Мат-лы ВСЕГЕИ, новая серия, вып. 7).

Павловский Е. В. Геологическая история и геологическая структура Байкальской горной области. — Тр. Геол. Ин-та АН СССР, сер. геол., вып. 99, 1948.

Плоскогорья и низменности Восточной Сибири. М., «Наука», 1971.

Поверхности выравнивания. М., «Наука», 1973.

Поверхности выравнивания. М., «Недра», 1974.

Флоренсов Н. А. Мезозойские и кайнозойские впадины Прибайкалья. М., Изд-во АН СССР, 1960.

Хаин В. Е. Общая геотектоника. М., «Недра», 1964.

Хаин В. Е. Региональная геотектоника. М., «Недра», 1971а.

Хаин В. Е. Планетарный рельеф Земли как отражение эволюции тектоносферы. — Геоморфология, № 4, 1971б.

Н. В. Думитрашко

МОРФОСТРУКТУРЫ ГОРНЫХ СТРАН И ПРИНЦИПЫ ИХ КЛАССИФИКАЦИИ

Морфоструктуры горных стран вместе с океаническими желобами и островными дугами являются областями наиболее контрастного рельефа Земли. Поэтому в горных странах наиболее четко прослеживаются соотношения эндогенных и экзогенных процессов и их роль в формировании рельефа, значение древней и новейшей тектоники в его развитии и влияние высотной и широтной климатической зональности. Поэтому изучение горных морфоструктур различными методами — геоморфологическими, геолого-геофизическими, палеогеографическими — дает возможность поставить ряд общих вопросов для теории геоморфологии и наметить пути их решения.

Прошло почти четверть века с тех пор, как акад. И. П. Герасимов (1946, 1959) на основании анализа соотношения тектонического строения и рельефа Советского Союза предложил понятия о морфоархитектуре (геотектуре), морфоструктуре и морфоскульптуре. Плодотворное их влияние на развитие геоморфологии в СССР и за рубежом общеизвестно. Особенно важна роль морфоструктурного анализа для горных стран, где он позволяет с наибольшей полнотой выявить соотношения рельефа и тектоники.

Понятие о морфоструктуре получило наибольшее признание благодаря его емкому содержанию, включающему генезис и историю развития рельефа, как созданного или возрожденного новейшими тектоническими движениями (активные морфоструктуры), так и отпрепарированного эрозией и денудацией в древних тектонических, пассивных морфоструктурах (Герасимов, 1967). По существу, морфоструктуры стали термином общего пользования, включающим и геотектуру. Некоторые авторы (О. К. Леонтьев, 1971; А. Я. Криволуцкий, О. К. Леонтьев, А. И. Спиридонов, 1969) возражают против термина геотектура, понимая его как обозначение наиболее крупных элементов рельефа Земли — материков и океанов.

Указывая, что эндогенное происхождение материков и океанов никем не оспаривается, О. К. Леонтьев (1971) предлагает заменить термин геотектура «планетарными морфоструктурами», включающими как материки и океаны, так и морфоструктуры самого высшего таксономического ранга — материковые платформы, в том числе и «молодые» и «активизированные», переходные (геосинклинальные) области и рифто-

генали, выделенные по типам земной коры, ее строению, степени подвижности и характеру геоструктур высшего порядка.

Следует указать, что понимание геотектур как материков и океанов предложено И. П. Герасимовым в его работе 1946 г., но значительно изменено в более полной работе 1959 г., посвященной его «триаде», где предложен синоним геотектур — морфоархитектуры, под которыми понимаются такие геоструктуры, как платформы, щиты и геосинклинальные зоны. Поэтому во избежание возражений, основанных на недоразумении, было бы правильнее вернуться к термину морфоархитектура, уточняющему понимание геотектур, как морфоструктур высшего таксономического ранга. Следует также упомянуть, что имеется тенденция применять к ним термин «мегаморфоструктура» (Bashenina и др., 1971).

Существуют различия в понимании термина «морфоструктура». Многие геологи подменяют его в своих работах тектоническими понятиями, не учитывающими морфологического выражения структур в рельефе (сводовое поднятие, блоковое, антиклинорий и т. п.). Другие предлагают такие термины, как «морфосвод», также не дающие ясного понятия о морфологии рельефа.[1] Еще больше неточностей в употреблении термина «морфоскульптура». Встречаются случаи, когда к морфоскульптурам относят обширные аллювиальные равнины, не учитывая тектонического погружения, на фоне которого возникла аккумуляция в этих морфоструктурах.

Исходя из того, что морфоскульптуры занимают третий порядок в «триаде» И. П. Герасимова, некоторые авторы относят к морфоскульптурам лишь мелкие формы рельефа. Но существуют как и небольшие по размерам морфоструктуры (например, дайки, шлаковые конусы), так и крупнейшие по площади морфоскульптуры — долины таких рек, как Амазонка, Нил, Хуанхэ, Лена, соизмеримые со значительными по величине морфоструктурами (Коржуев, 1974). Экзогенные процессы, как известно, по своей активности и суммарному воздействию, не уступают эндогенным. Энергия и объем перемещаемого материала экзогенных катастрофических процессов горных стран (селей, лавин, пульсаций ледников) близка к активности эндогенных процессов. Еще больше возрастает роль экзогенного фактора (т. е. образования морфоскульптур) при учете длительности его воздействия. Размеры современной тотальной денудации, по И. П. Герасимову (1970), соизмеримы со скоростями современных тектонических движений. В связи со сказанным становится необходимой дальнейшая работа по уточнению терминов «морфоструктура» и «морфоскульптура» и их соотношению. В этом отношении заслуживает внимания предложение С. С. Коржуева (1974) о разделении морфоскульптур на собственно экзогенные (мелкие формы рельефа экзогенного происхождения) и эндо-экзогенные (образованные экзогенными процессами, предопределенными тектоническими структурами, например, крупные речные долины, пенеплены, поверхности выравнивания). В этой же работе выделены морфолитоскульптуры, связанные с избирательной денудацией горных пород.

Интересны представления Н. А. Флоренсова (1964, 1971, 1970) о геоморфологической структуре и геоморфологической формации. Первый из этих терминов означает вещественный состав и структурно-динами-

[1] Л. Б. Полканова. Выступление на X пленуме Геоморфологической комиссии АН СССР, посвященном морфоструктурам горных стран. Фрунзе, 1973.

ческие свойства геологического субстрата рельефа, обладающий потенциальной возможностью к новейшим движениям. Нам представляется, что этот термин не учитывает истории развития тектонических структур, чем он отличается от понятия «морфоструктура». А поэтому его трудно признать удачным, тем более, что «звучание» обоих этих терминов близкое, благодаря чему возможна путаница в их употреблении. Геоморфологическая формация — исторически обусловленное сочетание форм земной поверхности при определенном тектоническом и климатическом режиме, объединяющее морфоструктуру и морфоскульптуру (Флоренсов, 1964, 1971). Хотя Н. А. Флоренсов (1971), противоставляя свои взгляды концепции И. П. Герасимова, недооценил того важного значения, которое имеет «триада» (морфоархитектура, морфоструктура, морфоскульптура) для истории развития рельефа, его периодизации и степени унаследованности от древних тектонических структур, представление о геоморфологической формации интересно в том отношении, что объединяет морфоструктуры и морфоскульптуры. Как показали приведенные примеры, они в ряде случаев близки по масштабам и объединены промежуточными образованиями (эндо-экзогенными морфоскульптурами).

Это особенно ясно при анализе морфоструктур горных стран, испытавших дифференциальные тектонические поднятия разной амплитуды, выразившиеся в присущей горам ярусности рельефа и высотной климатической и ландшафтной поясности. Эти различия резко контрастны в различных высотных зонах, усиливаются или смягчаются благодаря широтной зональности, и определяют специфическую морфологию рельефа высокогорий, среднегорий и низкогорий. С нею сочетаются морфоскульптуры литоскульптурного и эндо-экзогенного генезиса (например, карст, отпрепарированные эрозией и денудацией разломы или вызванные ими обвалы).

Поэтому морфоструктуры горных стран разного типа настолько отличаются по особенностям морфоскульптур, что для каждой из них характерны особые комплексы.

Краткий разбор вопросов терминологии, как видно на примере специфических связей между морфоструктурами и морфоскульптурами горных стран, имеет прямое отношение к их классификации. Классификация морфоструктур необходима, как метод их более углубленного изучения. Не имея возможности в небольшой работе всесторонне осветить эту проблему, мы считаем необходимым остановиться на принципах классификации морфоструктур.

К сожалению, эта сложная проблема еще мало разработана, особенно для горных стран. Классификацию платформенных морфоструктур дал Ю. А. Мещеряков (1965). Основное внимание в ней было уделено размерам, порядковому соподчинению морфоструктур, обратному или прямому их соотношению с рельефом, без конкретного анализа геотектонических и исторических условий их развития. С аналогичных позиций изложена небольшая глава о классификации морфоструктур в руководстве по применению геоморфологических методов к структурно-геоморфологическим исследованиям (1970).

Мы считаем, что размерность морфоструктур, разделение их на порядки по этому признаку, как и выделение прямых, обращенных или смещенных морфоструктур, не дает ясных представлений об их характере и может служить лишь одним из второстепенных признаков для их классификации.

В монографии «Рельеф Земли» (1967) классификация морфоструктур горных стран по существу отсутствует, хотя во вводной главе они разделяются на молодые горы области кайнозойской складчатости и возрожденные эпиплатформенные горы. Первые делятся на сооружения горно-геосинклинальной, более ранней, стадии, соответствующей переходной зоне между океаническими впадинами и континентами, и дальнейшей стадии горноскладчатых сооружений альпийского пояса. Эпиплатформенные горы подразделяются по возрасту складчатости (мезозойской, герцинской и каледонской).

Совершенно естественно, что это краткое разделение основных мегаморфоструктур горных стран не учитывает материковые рифтогены, изучение которых достигло известных успехов за последние годы в связи с открытием срединно-океанических рифтовых хребтов (Николаев, 1970; Николаев и др., 1972). Рифтогенальный процесс, как и геосинклинальный, О. К. Леонтьев (1971) считает одним из наиболее важных факторов тектогенеза Земли. Поэтому материковые рифтогены должны занять самостоятельное место среди горных мегаморфоструктур.

В последние годы обращено также большое внимание на морфоструктуры центрального типа (Авдеев, 1965; Попова, 1966; Соловьев, 1975 и др.), которые также должны быть учтены в классификации горных стран. В ней должны быть также отражены горы активизированных щитов и горно-эрозионный и литоскульптурный рельеф поднятий древних платформ (например, расчлененное трапповое плато Средней Сибири, низкогорная возвышенность Кодры Западной Украины и др.).

К сожалению, в появившихся недавно двух классификациях горного рельефа (З. А. Сваричевской и О. В. Кашменской) основные морфоструктуры горных стран совершенно не освещены. Классификация гор З. А. Сваричевской (1975) основана на амплитуде тектонических поднятий и дана лишь по одному признаку — их высоте. Горы делятся на высочайшие, высокие, низкие и холмогорья с указанием их абсолютных высот и глубины расчленения. Возраст гор по З. А. Сваричевской единый (олигоцен-четвертичный). Хронологические различия в этом интервале времени сказываются лишь в осевых и периферических частях горных систем вследствие расширения областей поднятия.

Подобная классификация не раскрывает ни тектонических, ни морфологических особенностей горных морфоструктур, ни истории их развития.

О. В. Кашменская (1975) предложила динамическую классификацию горных стран, базирующуюся на учете баланса вещества и основанную на формационном анализе Н. А. Флоренсова. Выделены формации пенеплена, впадин, растущих гор, равновесных и снижающихся гор, характеризующиеся различной направленностью баланса масс земной коры. Но представления о тектонических, структурных особенностях различных горных формаций классификация О. В. Кашменской не дает.

Примером более полного разделения горных морфоструктур является «структурно-морфологическая» классификация рельефа Грузии, разработанная М. Е. Астаховым (1973). Для морфоструктур нескольких порядков в ней охарактеризовано их тектоническое строение (частично и литология пород), возраст, размеры, амплитуда и направленность новейших и современных тектонических движений. В классификацию включены морфоскульптуры, которые разделяются на гипсометрические

зоны (по абсолютной высоте и глубине расчленения), провинции (по преобладающим экзогенным процессам), типы и подтипы рельефа. Несмотря на ряд излишних данных, особенно по выделению морфоструктур разных порядков, спорность геологической терминологии и характеристики морфоструктур, а также явное несоответствие типов и подтипов рельефа самой сути термина «морфоскульптура», в классификации морфоструктур Грузии Н. Е. Астахова можно отметить две принципиально правильных тенденции: стремление к точной характеристике геолого-тектонических структур, выраженных в рельефе, и морфоскульптур, характерных для каждой морфоструктуры.

Мы считаем, что классификация морфоструктур должна учитывать следующие основные положения.

К ним относится, прежде всего, выявление соотношения эндогенных и экзогенных процессов, выражающееся в чередовании эпох денудации и выравнивания рельефа, сопровождающих опускания и трансгресии, и интенсивного врезания в периоды поднятий, а также установления связи этих явлений с характером теплового потока в земной коре и верхней мантии и внедрением или отсутствием интрузий. Поэтому одним из важных элементов классификации горных морфоструктур является выделение поверхностей выравнивания разного генезиса и типа. В целом намечается прогрессирующая дифференциация рельефа Земли: от обширных протерозойских протопенепленов (Коржуев, 1970; Хаин, 1972) до расчлененного рельефа современных альпийских геосинклинальных поясов и абиссальных океанических впадин.

Наряду с направленной дифференциацией горных морфоструктур, наблюдается их унаследованность от различных этапов развития древних структур. Одной из важнейших проблем морфоструктурного анализа является установление степени их переработки новейшими тектоническими глыбовыми или складчатыми движениями, компенсированными или некомпенсированными денудацией и аккумуляцией, и возникновение наложенных морфоструктур, несогласных с древним тектоническим планом, вызывающим коренные перестройки рельефа (миграцию или возникновение новых водоразделов, изменение речных бассейнов, образование впадин).

Большое значение имеет сравнительный анализ количественных данных по объему опускающихся и поднимающихся зон. В альпийском орогеническом поясе южной Европы и юго-западной Азии объем опускающихся масс в прилегающих прогибах и морских впадинах превышает поднимающиеся горные сооружения (Милановский, 1968). Противоположные соотношения характерны для возрожденных эпиплатформенных гор, где консолидированные докембрийские кристиллические массивы и интенсивно метаморфизованные герцинские комплексы, а также отсутствие морских впадин, создают значительный перевес поднимающихся масс. Исключением является Ферганская впадина, отличающаяся крупными опусканиями. Характерно существенное значение горизонтальных движений в образовании этой впадины (Талассо-Ферганский надвиг).

Важной проблемой является типизация и районирование горных морфоструктур в пространстве и времени. В альпийской орогенической зоне южной Европы и юго-западной Азии различные типы морфоструктур и их пространственного плана, амплитуд поднятия, наличия или отсутствия молодой конседиментационной складчатости и характера

вулканизма выделяются (Милановский, 1968) соответственно особенностям полного геосинклинального и орогенического развития (кавказский тип) или неполного — раннеорогенного (Карпаты) и позднеорогенного (Крым). Горы активизированных платформ Средней Азии, Южной Сибири и других относятся к позднеорогенному этапу развития, но значительно превосходят аналогичные морфоструктуры альпийской зоны по амплитудам движений, особенно в более мобильной и менее консолидированной области Тянь-Шаня. Отличительной особенностью этой области, причина которой неясна, является отсутствие кайнозойского вулканизма (особенно в свете большой мощности базальтового слоя земной коры под ее горными сооружениями).

В Байкальской зоне материковых рифтогенов кайнозойский вулканизм имеет ограниченные размеры, а в Восточно-Африканской — отличается как мощным развитием, так и его отсутствием на отдельных ее сегментах.

Совершенно очевидной является необходимость учета в классификации горных морфоструктур геофизических данных (мощности и строения земной коры, характера изо- и гравианомалий, теплового потока и сейсмичности).

В классификации должны быть также отражены активные и пассивные морфоструктуры различных по своему генезису и характеру тектонических зон, подзон и структур разного типа, возраста и этапов развития с учетом их унаследованности (возрождения) неотектоническими движениями. Должна быть также учтена литология горных пород, как один из факторов инверсионного рельефообразования (синклинальные вершины и плато, антиклинальные котловины), а также развитие денудационно-скульптурного рельефа в относительно пассивных морфоструктурах.

Высотная поясность, ярусность рельефа, зависящая от амплитуд новейших движений, предопределяет климатическую и ландшафтную поясность и связанные с нею морфоскульптуры. Выявление их комплексов, характерных для того или иного типа морфоструктур, имеет большое значение для практических мероприятий по рациональному освоению и использованию горных территорий и борьбе с катастрофическими процессами (селями, лавинами, обвалами, пульсациями ледников и др.).

Предлагаемая принципиальная схема классификации морфоструктур горных стран (табл. 1) иллюстрирует весь обширный, многофакторный комплекс сведений, которые должны быть в ней освещены.

Нам представляется, что лишь углубленный анализ всего многообразия соотношений эндогенной и экзогенной составляющей генезиса горного рельефа, который предусмотрен схемой классификации горных морфоструктур, поможет подойти к решению проблемы тектогенеза Земли и наметить многие, еще не совсем ясные положения новой теории глобальной тектоники (Хаин, 1972). Удачный пример анализа морфоструктур, особенно горных, в применении к этой новой теории недавно предложен И. П. Герасимовым и его соавторами (А. В. Живаго и С. С. Коржуевым).[1] Мы считаем, что работа по созданию классификации морфоструктур горных стран должна стать одной из первоочередных задач советских и зарубежных геоморфологов, изучающих различные горные области Земли.

---

[1] Доклад на Симпозиуме по поверхностям выравнивания. Ленинград, июнь 1974 г.

Таблица 1

Принципиальная схема классификации морфоструктур горных стран[1]

Морфоархитектуры		Морфоструктуры				Морфоскульптуры	
		Характерные для них морфоскульптуры				Характерные комплексы	
1	2	3	4	5	6	7	8
Геоструктуры	Геофизические данные (строение и мощность земной коры, изо- и гравианомалии, сейсмичность, тепловой поток)	Типы морфоструктур (в зависимости от положения в морфоархитектурах). Морфоструктуры внешних и внутренних частей геоструктурных зон, массивов, краевых, межгорных и периклинальных прогибов. Роль разломов (особенно глубинных) в формировании морфоструктур.	Соотношение с древним и новейшим тектоническим планом (прямые, активные и обращенные, унаследованные, возрожденные или наложенные морфоструктуры и их геотектонические особенности), характер вулканизма (интрузивного и эффузивного)	Возраст унаследованных, возрожденных и наложенных морфоструктур (с указанием возраста наследуемых и возрожденных)	Высотная поясность (зональность) рельефа как следствие амплитуд дифференциальных новейших и современных тектонических движений	Экзогенных	Эндогенно-экзогенных (в том числе и морфолитоскульптур)

[1] За ее основу принята таблица, предложенная нами ранее (Думитрашко, 1975).

ЛИТЕРАТУРА

Авдеев А. В. О кольцевых структурах магматических комплексов. — Советская геология, № 10, 1965.

Астахов Н. Е. Структурная геоморфология Грузии. Тбилиси, «Мецниереба», 1973

Герасимов И. П. Опыт геоморфологической интерпретации общей схемы геологического строения СССР. — Проблемы физической географии, т. 12. М.-Л., Изд. АН СССР, 1946.

Герасимов И. П. Структурные черты рельефа земной поверхности территории СССР и их происхождение. М., Изд. АН СССР, 1959.

Герасимов И. П. Структурный анализ рельефа и его содержание. — В кн.: Методы геоморфологических исследований, т. 1. Новосибирск, «Наука», 1967.

Герасимов И. П. Современные экзогенные процессы. Уровень научного познания, новые задачи и методы исследования. — В кн.: Современные экзогенные процессы рельефообразования. М., «Наука», 1970.

Герасимов И. П. Три главных цикла в истории геоморфологического этапа развития Земли. — Геоморфология, 1970, № 1.

Герасимов И. П., Мещеряков Ю. А. Понятия «морфоструктура» и «морфоскульптура» и их использование в целях геоморфологического анализа. — В кн.: «Рельеф Земли (морфоструктура и морфоскульптура)». М., «Наука», 1967.

Думитрашко Н. В. Основные проблемы морфоструктурного анализа горных стран. — Сб.: Структурная морфология горных стран. Труды X Пленума Геоморфологической комиссии АН СССР. М., «Наука», 1975.

Кашменская О. В. О динамической классификации горной геоморфологической системы. Там же.

Коржуев С. С. Морфотектоника и рельеф земной поверхности (на примере происхождения и возраста рельефа Восточной Сибири). М., «Наука», 1974.

Криволуцкий А. Е., Леонтьев О. К., Спиридонов А. И. Дискуссионные вопросы планетарной геоморфологии. — Вестник Моск. Гос. ун-та, № 1, 1969.

Леонтьев О. К. Типы планетарных морфоструктур Земли и некоторые черты их динамики в кайнозое. — Геоморфология, 1971, № 3.

Мещеряков Ю. А. Структурная геоморфология равнинных стран. М., «Наука», 1965.

Милановский Е. Е. Новейшая тектоника Кавказа. М., «Недра», 1968.

Николаев Н. И. Карта новейшей тектоники мира. — Геоморфология, 1970, № 4.

Николаев Н. И., Голубева И. И. и др. Карта неотектоники мира. М., МГУ, 1972.

Попова Г. З. Кольцевые и линейные морфоструктуры Казахской складчатой страны. Алма-Ата, «Наука», 1966.

Применение геоморфологических методов в структурно-геологических исследованиях. М., «Недра», 1970.

Рельеф Земли (морфоструктура и морфоскульптура). М., «Наука», 1967.

Сваричевская З. А. Горы, их образование и классификация. — Сб.: Структурная морфология горных стран. Труды X Пленума Геоморфологической комиссии АН СССР. М., «Наука», 1975.

Соловьев В. В. Морфоструктуры центрального типа в горных странах и их классификация. Там же.

Флоренсов Н. А. О некоторых общих понятиях в геоморфологии. — Геология и геофизика, 1964, № 10.

Флоренсов Н. А. О рациональных границах геоморфологического анализа и некоторых временных определениях. — Геоморфология, 1970, № 1.

Флоренсов Н. А. О геоморфологических формациях. — Геоморфология, 1971, № 2.

Хаин В. Е. О новой глобальной тектонике. — Вестник АН СССР, 1972, № 7.

N. V. Bashenina and others. Legend of the International geomorphological map of Europe 1:2 500 000. Czeckoslowak Academy of sciences, Institute of Geography. Brno. 1971.

В. П. Чичагов

ПРОБЛЕМА ПЕРЕХОДА РЕЛЬЕФА ОТ ЦЕНТРА КОНТИНЕНТА К ОКЕАНУ

(на примере Монголо-Охотской области)

Монголо-охотская геоморфологическая область протягивается в виде огромной дуги из северных районов Центральной Азии к Шантарским островам Охотского моря. Она разделяет Сибирскую и Китайско-Корейскую платформу, смыкаясь на востоке со складчатыми структурами Тихоокеанского пояса. Область включает в себя Монголо-Охотский пояс. Последний на протяжении всей своей истории чутко реагировал на мощные проявления специфических внутриконтинентальных тектонических процессов и тихоокеанской складчатости, которые как бы волнами проникали сюда из Байкальской рифтовой области и от восточной окраины.

Современный рельеф Монголо-Охотской области формировался на структурной основе одноименной складчатой зоны. Обнаруживается связь с изменением по простиранию ее тектонических структур.

Основные идеи о закономерном изменении структур от центра Азии к востоку принадлежат И. Д. Черскому (1894) и В. А. Обручеву (1927, 1936). На основании их исследований Л. С. Берг (1913, 1914) в общем виде сформулировал тенденции «омоложения» тектонических структур от Забайкалья к Дальнему Востоку и поставил вопрос о подобной смене структур к северу. А. Е. Ферсман (1926) выделил Монголо-Охотский металлический пояс как своеобразную геохимическую зону. Дальнейшими исследованиями А. Д. Архангельского и Н. С. Шатского (1933, 1937), Е. В. Павловского (1948), Н. А. Флоренсова (1960), М. С. Нагибиной (1963) и др. были подробно разработаны вопросы характера и причин смены тектонических структур на востоке Азии. Изучение изменений особенностей формирования рельефа этой области является логическим продолжением тектонических представлений и должно восполнить пробел в исследовании геоморфологического этапа развития этой территории, начавшегося в мезозое (Герасимов, Мещеряков, 1964).

Основные элементы рельефа Монголо-Охотской геоморфологической области имеют тектоническое происхождение. Они могут быть отнесены к двум большим группам: складчатым и платформенным. Горные сооружения и разделяющие их впадины отражают определенные тектонические структуры. Положительные морфоструктуры в понимании И. П. Ге-

расимова (1959) Станового хребта, и, частично, Джугджура представляют собой поднятые участки южной окраины Алданского щита Сибирской платформы. Северные хребты Северо-Восточного Китая являются активизированными внешними участками Китайско-Корейской платформы. Таким образом, положительные морфоструктуры платформенного типа занимают окраинное, пограничное положение по отношению к Монголо-Охотской складчатой области. Складчатые морфоструктуры Монголо-Охотского пояса отделены от них крупными региональными разломами. Отрицательные морфоструктуры платформенного типа, в отличие от положительных, расположены как вне Монголо-Охотского пояса (впадина Сун-Ляо), так и в его пределах: Тамцак-Далайнорская, Агинская, Зейско-Буреинская. Размеры этих обширных впадин сопоставимы с величиной соседних горных сооружений.

Наиболее крупными положительными складчатыми морфоструктурами здесь являются своды: Хангайский, Хэнтэйский, Даурский, Большехинганский, Шилко-Аргунский, Буреинский и др. В их пределах наблюдаются определенные морфологические различия как по простиранию, так и вкрест простирания. В их пределах выделяются продольные «валы» (морфоструктура второго порядка), разделенные крупными поперечными разломами на различно морфологически выраженные участки. Морфоструктуры третьего порядка обычно представлены молодыми кайнозойскими хребтами, распространенными по периферии, а иногда и вдоль осевых частей мезозойских впадин, и вовлеченными в неоген-четвертичное поднятие. Отрицательные складчатые морфоструктуры первого порядка оконтуривают своды и приурочены к зонам длительно живущих разломов. Впадины второго порядка соответствуют обычно грабен-синклиналям, а образования третьего порядка относятся к грабенам. Грабены широко распространены вдоль зон глубинных разломов, ограничивающих Монголо-Охотский пояс, а также нередки в его внутренних частях. Характерными местоположениями неоген-четвертичных грабенов являются осевые части сводовых поднятий, испытывающие растяжение. Таковы грабены Хангая, Хэнтэя и Даурского свода, отдельные впадины Шилко-Аргунского свода, Баджальского хребта, Сихотэ-Алиня и др. Здесь выделяются по крайней мере пять порядков положительных морфоструктур: свод — сводовый сегмент[1] — горст — антиклинорий, горст — поднятый блок; а также отрицательных: впадина — прогиб — синклиналь-грабен — грабен — опущенный блок.

Тектонические структуры Монголо-Охотского пояса закономерно изменяются в субширотном и субмеридиональном направлениях. В заключительном этапе геосинклинального развития крупные прогибы широтного простирания смещались к югу. На севере пояса формировались остаточные брахигеосинклинали, на юге — глубокие эвгеосинклинали, на юге — глубокие эвгеосинклинальные прогибы огромной протяженности (М. С. Нагибина, 1963). Влияние тихоокеанских субмеридиональных направлений в докембрийский и палеозойский этапы не проявлялось.

Мезозойские структуры наложились на палеозойские и имеют меньшие размеры. Возраст мезозойских впадин, по М. С. Нагибиной, становится моложе с запада на восток — от триаса в Монголии и Забайкалье до верхнего мела и кайнозоя в прогибах Тихоокеанского пояса.

---

[1] Сводовым сегментом мы предлагаем называть часть сводового поднятия, ограниченную одним, двумя или системой разрывных нарушений.

Мощности мезозойских отложений возрастают в этом направлении от 800—1 000 м в Восточном Забайкалье до 6 000 м в Удском прогибе.

Было бы неправильно думать, что тенденция закономерного изменения структур вдоль Монголо-Охотского пояса исключает и другие варианты в эволюции впадин. Например, на Западном склоне Большого Хингана мезозойские впадины в связи с ростом обширного сводового поднятия смещались на запад. К западу от оси наибольших высот Большого Хингана возраст отложений впадин и содержащихся в них углей уменьшается от юрского до нижемелового. В верхнем мелу и в третичное время здесь в условиях полупустынь преобладали денудационные процессы (Чичагов ,1966б). Описанный случай «обратного» по отношению к монголо-охотским структурам поведения впадин западного склона Большого Хингана является частным, лишь осложняющим общую тенденцию изменения структур с запада на восток.

М. С. Нагибина убедительно доказала, что с запада на восток становятся моложе и гранитоиды, их возраст изменяется от нижне-мезозойского до вернемелового и третичного; уменьшаются размеры и количество гранитных тел и увеличивается их щелочность от окраинных структур тихоокеанского пояса в глубь континента. Мезозойские структуры здесь развивались в непосредственной связи со структурами Тихоокеанского пояса. Они зависят от плана палеозойских структур и частично их наследуют. Кайнозойские структуры четко связаны с мезозойскими, причем с запада на восток эта связь ослабляется. Сейсмотектоника более активна в северной части (7—8 баллов) и менее (6 и меньше баллов) — в южной.

Перестройка структурного плана пояса не могла не отразиться на строении земной коры. Мощность последней здесь уменьшается с запада на восток вдоль Монголо-Охотского пояса. На схематической карте земной коры Сибири и Дальнего Востока, составленной коллективом сотрудников Института географии и геофизики СО АН СССР в 1963 г. (Фотиади и Каратаев, 1963), наибольшие мощности в 50 км очерчивают Байкальский свод и пересекают на востоке Агинский массив, изолиния в 42,5 км делит Шилко-Аргунское сводовое поднятие на две неравные части. Бассейны р. Аргуни, низовий р. Шилки и верховий р. Амура, а также Становой хребет имеют 40-километровую мощность земной коры. В хребте Тукурингра-Джагды, Буреинском массиве, Баджальском хребте, средне- и низкогорном обрамлении Зейско-Буреинской впадины и большей части Приохотья мощность земной коры 35 км. Зейско-Буреинская и Средне-Амурская впадины, Нижнее Приамурье и восточное побережье Охотского моря относятся к области с мощностью коры 32,5—35 км. Наименьшие мощности условно показаны в западной части Охотского моря (25—30 км) и в районе Шантарских островов (25 км). Таким образом, мощность земной коры постепенно уменьшается с запада на восток и с северо-запада на юго-восток. Это обусловило изменение направленности гравитационного поля и высот современного рельефа с запада на восток.

Основные элементы рельефа Монголо-Охотского складчатого пояса представлены крупными морфоструктурами: горными сооружениями и разделяющими их впадинами. Они соответствуют сводовым поднятиям и впадинам, горст-антиклинам и грабен-синклиналям. Распределение высот в современном рельефе здесь неравномерно. Наивысшие точки расположены на крайнем западе в Хангае — 3 905 м, в Хэнтэйском своде — 2 800 м и на крайнем востоке — в Баджальском хребте, 2 640 м.

Между ними находятся средние- и низкогорные сооружения с высотами от 1 000 до 1 900 м. Абсолютные высоты впадин более определенно уменьшаются с запада на восток — от 600—700 м во впадинах Восточной Монголии до 200—400 м в Зейско-Буреинской и около 100 м во впадинах бассейна Среднего и Нижнего Амура. Отметки гидросети падают с запада на восток — от 2 500 до 0 м. Рисунок рек подчеркивает морфологию морфоструктур и связан с ней, причем четкость этих связей возрастает к востоку.

Высоты в пределах Монголо-Охотского пояса уменьшаются и с севера на юг, на что чутко реагируют такие реки, как Зея, Нерча, Нюкжа и др. Основная речная система Амура охватывает большинство монголо-охотских морфоструктур и частично перерабатывает их своеобразной денудационно-эрозийной морфоскульптурой «амурского рельефа», который проникает с востока по долинам рек. Ориентировка основной водной артерии — Амура — с запада на восток хорошо отражает изменение гравитационного поля и менее четко связана с распределением высот современных водоразделов. Перестройка речной сети в бассейне Амура также, видимо, является следствием изменений в гравитационном поле.

Возраст рельефа Монголо-Охотского пояса древнее на западе и моложе на востоке. Древние верхнеюрские поверхности выравнивания распространены в Даурском, Хэнтэйском сводах, менее четко они выражены в Большом Хингане. Верхнемеловая — палеогеновая поверхность прослеживается в пределах всего пояса. Более молодые поверхности чаще всего встречаются в восточных районах.

В распределении основных особенностей рельефа Монголо-Охотского пояса наблюдаются определенные закономерности.

1. Распределение морфоструктур крайней западной части территории (Центральная и Восточная Монголия, Центральное Забайкалье) было в значительной мере предопределено в верхнем палеозое, в Восточном Забайкалье и Приамурье — в мезозое, в Приохотье — в кайнозое.

2. Возраст рельефа в пределах Монголо-Охотской складчатой области, определенный по времени образования наиболее древних поверхностей выравнивания или денудационных равнин, закономерно изменяется от нижнемезозойского в западной части до современного у восточной окраины.

3. Интенсивность молодых эндогенных (неотектонических и современных) движений уменьшается с севера на юг.

4. Интенсивность молодых экзогенных процессов зависит от напряженности неотектонических и современных тектонических процессов и в то же время подчинена физико-географической зональности.

Монголо-Охотский пояс, как крупная геоморфологическая область, может быть разделена на четыре крупные части, значительно отличающиеся по морфоструктурным и морфоскульптурным особенностям. Назовем их монгольской, забайкальской, приамурской и приохотской. Анализ распространения древнего рельефа, его возраста, деформаций поверхностей выравнивания и характера их эрозионного расчленения приводит нас к выводу о значительно большей интенсивности неотектонических процессов в центральных частях континента и ее уменьшении по направлению на восток. В этом направлении уменьшается также и интенсивность тектонических движений возрожденных гор и становится теснее их связь с прилегающими эпиплатформенными равнинами.

Проведенные морфоструктурные исследования в Монголо-Охотской геоморфологической области показывают большую сложность и разнообразие геоморфологических проблем и вопросов. Они могут быть сгруппированы в две крупные группы: морфоструктурную и морфоскульптурную.

К первой относятся проблемы и связанные с ними вопросы генезиса и возраста древнего — исходного — рельефа, с которым страна пришла к началу этапа неотектонической активизации, особенностей и истории формирования наиболее крупных тектонических обусловленных форм рельефа — морфоструктур, роль молодого вулканизма и сейсмотектоники в их создании. Во вторую входит анализ истории и особенностей денудационной, эрозионной, ледниковой и эоловой морфоскульптур в связи с развитием морфоструктур. Перечисленные проблемы сложны. Некоторые из них только поставлены. Не менее трудны и не всегда ясны вопросы взаимодействия, характера связей и корреляции в формировании морфоструктур и морфоскульптур. Однако полученные новые геолого-геоморфологические данные позволяют сравнивать накопленный в Монголии с материалами более изученных смежных районов Советского Союза, систематизировать его и подвести итоги в исследовании поставленных проблем.

Рассмотрим подробнее монгольскую часть области. Основные черты ее рельефа сформировались к позднему мезозою, когда наиболее крупные положительные морфоструктуры Хангая, Хэнтэя, Хингана и Прихубсугулья испытывают общее денудационное выравнивание, а области осадконакопления приурочены к главным отрицательным морфоструктурам Котловины Больших Озер, Долины Озер, Юго-Восточной и Восточной Монголии. Вершины перечисленных горных сооружений имеют значительно выровненный древний денудационный рельеф, всюду испытавший переработку перигляциальными процессами. Он лишен древних кор выветривания. Последние представлены в Котловине Больших Озер каолинитами верхнего триаса, пестроцветами кровли нижне-среднеюрских отложений и развитых осадочных и интрузивных палеозойских пород, перекрытых верхнемеловыми отложениями, а также палеоценовыми, верхне-эоценовыми и нижне-среднеолигоценовыми образованиями. Эти данные позволяют в общей форме говорить о позднемеловой-палеогеновой эпохе корообразования. Вопрос о множественности древних кор выветривания, поверхностей выветривания и их корреляции остается открытым. Молодая поверхность выравнивания типа педиментов приурочена к долинам крупных рек и тектонических впадин и имеет олигоцен-миоценовый возраст. Две основные поверхности выравнивания четко очерчивают морфоструктурные зоны и главные морфоструктуры, подчеркивая особенности унаследованности и перестройки последних, а также особенности их генезиса.

Чрезвычайно различается поведение поверхности выравнивания во впадинах разного типа. Классификация последних, разрабатываемая Н. А. Флоренсовым (1960, 1965, 1968), предусматривает значительные различия в механизме их образования, а также в их морфологии. Вот именно особенности морфологии впадин и подчеркивают поверхности выравнивания. Впадины байкальского типа в Прихубсугулье и в зачаточном виде в Хангае расчленяют древние поверхности выравнивания, молодые поверхности в пределах их бортов обычно отсутствуют. Впадины забайкальского типа формировались одновременно с древними поверхностями выравнивания, остатки которых в Хэнтэе сохраняются

в верхних частях их бортов. В нижних частях бортов забайкальского типа формируются молодые поверхности выравнивания. Иначе ведут себя поверхности выравнивания на востоке Монголии в условиях равнинного рельефа широких впадин платформенного типа: молодые поверхности срезают и расчленяют древние, причем разница в высотах между ними невелика. Формирование основных морфоструктур Монголии сопровождалось интенсивным проявлением вулканизма.

В результате применения палеомагнитного анализа (Певзнер и др., 1974) и определения абсолютного возраста калий-аргоновым методом нам и геологам удалось установить последовательность этих явлений. Нами получены первые абсолютные датировки возраста базальтов районов Мандал-Гоби и Далан-Дзадагада в Юго-восточной части Монголии, давшие цифры 60 и 62 млн. лет — палеоцен.[1] Следующие проявления базальтового вулканизма (Тектоника..., 1974) в Долине Озер имеют абсолютный возраст около 31—32 млн. лет (средний — верхний олигоцен) и 20 млн. лет — нижний миоцен. Более широко представлены верхнеплиоценовые базальты, занимающие значительные площади в Прихубсугулье, Хангае, долинах р. Селенги и ее притоках, вдоль северного борта Долиноозерской впадины, вулканической области Дариганга, западных отрогов Большого Хингана, в бассейне Нумургин-гол. Базальты этой генерации хорошо связаны с современным рельефом Монголии: образуют обширные вулканические плато на востоке, слагают 100—300-метровые террасовые уровни в долинах рек Хангая и Прихубсугулья, залегают на вершинной поверхности выравнивания. Они отмечают интенсивное проявление дизъюнктивной тектоники: формирование горстов и грабенов. В плейстоцене и голоцене также известны многократные проявления вулканической деятельности. Наряду с ними здесь чрезвычайно широко проявились и проявляются сейсмотектонические процессы, среди которых в современном рельефе страны весьма многочисленны и разнообразны: это форберги, валы, котловины, рвы, трещины, и многие другие. Проявление сейсмотектонических явлений связано с активизацией зон разломов разного возраста и разного простирания. Особенностью Центральной Монголии и Хангайской горной страны, в частности, являются пересечения широтных длительно живущих нарушений более молодыми меридиональными, развивающимися, по нашему мнению, вдоль южного фланга байкальской рифтовой зоны. Рифтогенез в Хангае сыграл значительную роль и в распределении абсолютных высот, в ориентировке молодых впадин и рисунке речной сети, в пространственном размещении очагов вулканизма и проч. Сравнение морфоструктурных особенностей западной части Монголо-Охотской геоморфологической области и смежных регионов показывает, что формирование основных черт рельефа центральной части Азии шло как бы автономно, отлично от окраинных и переходных частей материка. Рельеф Хангайской горной страны в Центральной Монголии испытал длительное унаследованное развитие в экстраконтинентальных морфоструктурных условиях. Аналогичные, сходные с ним длительно формирующиеся морфоструктурные ядра имеются и в пределах других материков.

Изучение морфоструктурных особенностей также показывает чрезвычайную своеобразность этой территории. Именно отсюда, из Центральной Монголии, с Хангая, Прихубсугулья, с Хэнтэя и Большого

[1] Определения Л. В. Фирсова (Институт геологии и геофизики СО АН СССР).

Хингана берут начало истоки крупнейших трансконтинентальных рек Енисея и Амура. Здесь расположен мировой водораздел между бассейнами Северного Ледовитого и Тихого океанов и бессточным бассейном Центральной Азии. Положение этого важного природного рубежа длительное время было достаточно устойчивым. В пользу этого говорят полученные нами данные о возрасте заложения долин и рек Северного Хангая, превышающим 4,5 млн. лет по результатам палеомагнитных исследований наиболее древних генераций долинных базальтов. (Певзнер, Корина, Чичагов, 1974).

Водораздел Хангая длительное время разделял и разделяет до сих пор бассейны совершенно различных рек. Так, стекающие с него на юг Байдараг-гол, Туин-гол, Тацин-гол, Онгин-гол имеют более длительную историю, нежели реки Северного Хангая. Их долины уже формировались в среднем олигоцене. Остатки речной сети этого времени могут быть встречены и в пределах Восточно-Монгольской равнины. Полученные нами данные не позволяют предполагать коренной перестройки речной сети, например, существования древней реки, которая текла из Юго-Восточного Забайкалья на юго-запад в Центральную Азию (Селиванов, 1972). Оценки водного баланса также исключают возможность существования подобных рек. Обводненность монгольских рек изменялась по-разному в ледниковую эпоху. Наибольшей она была во время таяния ледников Монгольского Алтая, меньшей — в Хангае, Хэнтэе и Большом Хингане, еще меньшей у рек Долины Озер и совсем незначительной у рек Восточной Монголии. Таким образом, наблюдалась картина близкая к современной. Роль ледниковой эпохи в формировании рельефа состоит также в широком проявлении перигляциальных процессов. Их следы наблюдаются во всех горных сооружениях и даже в строении долин небольших равнинных рек Восточной Монголии; в разрезах 3-х и 5-метровых террас р. Ара-гол в Дариганге наблюдаются четкие следы криотурбаций. Видимо, роль плейстоценового перигляциального выравнивания водораздельных равнин гор Монголии была более значительной, так как по нашим палинологическим данным в Хангае имели место два периода похолодания, разделенные более теплым временем (Корина и др., 1974). Во время последнего нивальные, мерзлотные и склоновые процессы должны были значительно усилиться.

Наряду с отмеченными процессами рельеф исследованной территории длительное время испытывал и испытывает до сих пор энергичное действие ветра. Результаты его деятельности еще не полностью оценены. Помимо песчаных развеваемых массивов элювиальных и озерных террас ветер накладывает отпечаток на ход большинства рельефообразующих процессов, изменяет состав молодых рыхлых континентальных образований. Территория Монголии длительное время продолжает являться областью дефляции. И в этом состоит гланейшая особенность ее рельефообразования.

Сравнивая особенности морфоскульптуры западной части Монголо-Охотской области со смежными районами умеренных широт Азии, можно сделать вывод о длительном существовании здесь сходных природных условий, сформировавшихся на северной границе Центральной Азии, в области длительно существующего участка мирового водораздела рек трех бассейнов: бессточного центрально-азиатского, Северного Ледовитого и Тихого океанов. Таким образом, рельеф рассматриваемой территории развивался в условиях длительного постоянства морфострук-

турных и морфоскульптурных условий. Прослеживая изменения последних от центра Азии к ее периферии вдоль Монголо-Охотской геоморфологической области, можно видеть закономерное омоложение морфоструктур и изменение их характера, смену морфоскульптуры аридного и семиаридного типа гумидными. Границы между ними представляют достаточно четкие природные рубежи.

ЛИТЕРАТУРА

Архангельский А. Д., Шатский Н. С. Схема тектоники СССР. — Бюлл. МОИП, отд. геол. XI, вып. 4, 1933.

Архангельский А. Д., Шатский Н. С., Меннер В. В., Павловский Е. В., Херасков Н. П. и др. Краткий очерк геологической структуры СССР. М., 1937.

Берг Л. С. Опыт разделения Сибири и Туркестана на ландшафтные и морфологические области. — В кн.: «Сборник в честь 70-летия Д. Н. Анучина». М., 1913.

Берг Л. С. Устройство поверхности. — В кн.: Азиатская Россия. Спб., 1914.

Герасимов И. П. Структурные черты рельефа земной поверхности на территории СССР и их происхождение. М., 1959.

Герасимов И. П., Мещеряков Ю. А. Геоморфологический этап в развитии Земли. — Изв. АН СССР, сер. геогр., № 3, 1964.

Корина Н. А., Мальгина Е. А., Чичагов В. П. К вопросу о количестве оледенений Хангайских гор в Монголии. — Докл. АН СССР, 219, № 3, 1974.

Нагибина М. С. Тектоника и магматизм Монголо-Охотского пояса. — Труды геол. ин-та АН СССР, вып. 19, 1963.

Обручев В. А. Геологический обзор Сибири. М., 1927.

Обручев В. А. В кн.: Академику В. И. Вернадскому, т. 2. М.-Л., 1936.

Павловский Е. В. Геологическая история и геологическая структура Байкальской горной области. — Тр. Инст. геол. наук АН СССР, вып. 90, геол. сер. № 31, 1948.

Певзнер М. А., Корина Н. А., Чичагов В. П. Применение палеомагнитного метода при исследовании истории долин Северной Монголии. — Геоморфология, № 4, 1974.

Селиванов Е. И. Неотектоника и геоморфология Монгольской Народной Республики. М., «Недра», 1972.

Тектоника Монгольской Народной Республики. Труды Совместной Советско-Монгольской научно-исследовательской геологической экспедиции, вып. 9. М., «Наука», 1974.

Ферсман А. Е. Монголо-Охотский металлический пояс. — Поверхность и недра, 1926, 4, № 3.

Флоренсов Н. А. Мезозойские и кайнозойские впадины Прибайкалья. — Труды Восточно-Сибирского филиала СО АН СССР, вып. 19, сер. геол., 1960.

Флоренсов Н. А. К проблеме механизма горообразования во Внутренней Азии. — Геотектоника, № 4, 1965.

Флоренсов Н. А. Некоторые особенности котловин крупных озер Южной Сибири и Монголии. — В кн.: Мезозойские и кайнозойские озера Сибири. М., «Наука», 1968.

Фотиади Э. Ж. и Каратаев Г. Н. Строение земной коры Сибири и Дальнего Востока в свете региональных и геофизических исследований. — Геология и геофизика, 1963, № 10.

Черский И. Д. Дополнение к «Землеведению Азии» К. Риттера, т. V, ч. 1. Саянское нагорье в пределах Иркутской губернии. Спб., 1894.

Чичагов В. П. Морфоструктура Монголо-Охотского пояса. — Бюлл. Моск. об-ва испытателей природы, отд. геол., 1966а.

Чичагов В. П. К палеогеоморфологии Забайкальско-Монгольских платформенных равнин. — В сб.: Вопросы региональной палеогеоморфологии. Уфа, 1966 б.

Чичагов В. П. Общие вопросы морфоструктуры Монголо-Охотского пояса. — Доклады Ин-та географии Сибири и Дальнего Востока СО АН СССР. Иркутск, 1967, вып. 12.

Чичагов В. П. Геоморфологическое районирование севера Центральной Азии. — В сб.: Землеведение, т. 11 (41). М., МГУ, 1976.

А. Г. Доскач

К ВОПРОСУ О ЗАКОНОМЕРНОСТЯХ РАЗВИТИЯ ЭРОЗИОННЫХ ПРОЦЕССОВ

Рассматривая состояние вопроса о развитии эрозионных геоморфологических процессов, необходимо отметить три важные момента: а) резко возросший объем информации о современном размахе эрозии и ее распространении на территории страны. Это выразилось как в накоплении цифровых характеристик, так и в систематизации материалов, и в разработке классификаций эрозионных форм и в их картографировании; б) активное, на протяжении последних десятилетий, внедрение в ряде районов мер борьбы с антропогенно-ускоренными процессами эрозии, способствовавшее здесь ослаблению их интенсивности и одновременно давшее ценнейший материал для сравнительного анализа результатов защиты земель путем преобразования природы в различных физико-географических условиях; в) современные сдвиги в теоретических подходах к пониманию сущности эрозионных процессов. Разработка таких подходов, практически базирующаяся на материалах и достижениях двух предыдущих моментов, должна дать научную основу планомерного управления эрозионными процессами в соответствии с прогнозом их развития в конкретных условиях окружающей среды.

В понимании сущности эрозионных процессов, в целом, можно выделить два подхода. Наиболее распространено представление согласно которому эрозионный процесс рассматривается с точки зрения воздействия активного фактора, каким является текучая вода, на подстилающую поверхность, которая, в противоположность воде, представляется в виде пассивного объекта — арены деятельности водных струй. Этот пассивный объект включает ряд компонентов (характер исходного рельефа, поверхностные отложения и другие), но определяя условия размыва, особенно на его первых стадиях, они не представляют собой активных, равноправных с деятельностью текучей воды, участников процесса.

Признавая ведущее значение стока вод, являющегося основным условием эрозии, нельзя все же не указать, что противопоставляя друг другу в этом процессе активный фактор и пассивный субстрат — подстилающую поверхность — мы уходим от понимания его сложности.

С позиций второго подхода, основы которого намечены в трудах И. П. Герасимова, подстилающая поверхность представляет собой сложное природное тело, составляющие которого (рельеф, поверхностные

отложения, почвенный и растительный покровы и др.) активно, хотя и в разной мере, включаются в эрозионный процесс и воздействуют на его характер и интенсивность. По И. П. Герасимову (1973), современный эрозионный рельеф является частью сложной природной системы, характеризующейся динамическим равновесием и способностью к саморегулированию. Эрозионный же процесс является результатом сложного и активного взаимодействия многих факторов, по разному проявляющих себя в различных физико-географических условиях. Для анализа этого процесса плодотворным является понятие о сложной природной динамически равновесной системе, объединяющей рельеф, тектонические движения, растительный покров и почвообразование с процессами аккумуляции и денудации. Взаимодействие этих составляющих, их взаимовлияние и взаиморегулирование определяет как интенсивность эрозионного процесса, так и рельефообразующий эффект размыва и аккумуляции наносов в конкретных условиях природной среды. Наибольшая регулирующая сток роль принадлежит среднему звену указанной цепи — почвам и растительности, а основным показателем степени сбалансированности процесса может быть состояние и степень развитости этой пары компонентов (Герасимов, 1973). Напомним, что динамическая связь растительности и развития эрозионных форм нашла наглядное отражение в охарактеризованной В. В. Докучаевым (1878) и изученной им на примере лесостепных районов Русской равнины эволюционной цепи «овраг—балка—долина», где эволюция эрозионных форм рассматривается в непосредственной связи с динамикой освоения их растительностью. В ряде современных работ также анализируется и доказывается, на основании большого количества наблюдений, активная роль растительности в процессах размыва, переноса и отложения водой осадков (Лопатин, 1952, Маккавеев, 1961, и др.).

Взаимодействие факторов, определяющих характер и интенсивность эрозионного процесса, нельзя рассматривать только статически. Оно имеет свою динамику (сезонную, региональную, многолетнюю) с определенной нормальной, саморегулируемой амплитудой ее колебаний и колебаний доли участия (потока энергии) отдельных, влияющих на процесс факторов — компонентов. При этом характер взаимодействия факторов, то есть динамика даже естественно (нормально) протекающего процесса закономерно изменяется и усложняется во времени. Это происходит не только в силу изменения внешних воздействий, имевших место как в геологическом прошлом, так и в агрикультурный период, но и по мере изменения (развития) самих эрозионных форм и сопутствующих этому изменений других компонентов эрозионного процесса (микроклимата, условий стока, экспозиции склонов, распределения растительного покрова и др.). Все вместе взятое обусловливает как постоянное изменение, обновление динамики процесса, так и обновление скульптуры эрозионного рельефа и смену стадий его развития, т. е. его эволюцию. В этом развивающемся и усложняющемся взаимодействии факторов происходит своеобразное взаимное их регулирование, суммарным результатом которого является определенная степень напряженности (интенсивности) процесса эрозии (денудации), а отсюда и его рельефообразующего эффекта. Напряженность (интенсивность, скорость) эрозии при сложности этого геоморфологического процесса, являясь в каждом случае суммарным результатом конкретного сочетания и взаимодействия ряда факторов, не может не реагировать на изменения (нарушения) даже одного из факторов, представляющих взаимо-

связанные звенья каждой природной цепи. Здесь, безусловно, значительную роль играет мера такого нарушения: превышает ли разрыв связей естественные возможности адаптации и саморегулирования в пределах конкретной системы или же эти нарушения относительно легко ею компенсируются.

Примером того, как деятельность текучей воды, изменяя первоначальную природную обстановку, изменяет интенсивность флювиальных процессов, могут служить постоянно наблюдаемые в природе: а) уменьшение интенсивности размыва и расчленения при эрозионном выполаживании склонов или выработке продольных профилей линейных форм; б) увеличение интенсивности эрозии по мере ветвления и врезания гидросети и увеличения количества склонов и т. д. Такое положение имеет место у ряда возвышенностей Русской равнины. Особенно наглядно оно выступает в центральной и южной частях Средне-Русской возвышенности, а также в Приднестровье и на Приволжской возвышенности; в) большое влияние литологии (сопротивляемости размыву, инфильтрационной способности пород) на интенсивность эрозии в целом общеизвестно, измерена также количественная сторона этого влияния, к вопросу же о динамике изменения литологических условий в ходе развития эрозионного процесса особенное внимание привлек Кинг (King, 1962, русск. изд. 1967). Он отметил, что наряду с общеизвестными изменениями этих условий, происходящими по мере того, как углубляющийся поток приходит в соприкосновение со слоями разной плотности, значительное воздействие на интенсивность эрозионного процесса оказывают изменения литологических условий, которые производит в строении размываемых отложений сама текучая вода, смывая вышележащие слои, вымывая тонкие фракции в процессе их перемещения (обогащенные обломочным материалом, опесчаненные, оглиненные и др.) переотложения в конусах выноса, депрессиях, поймах и дельтах рек, у подножий склонов и в других местах.

В сложном и многокомпонентном эрозионном процессе, как известно, обязательным условием и ведущим агентом является текучая вода, вернее ее живая сила, определяемая объемом стока и уклонами поверхности. Отсюда — взаимодействующие на местности — объем стекающей воды, уклон и длину склона можно выделить, в процессе размыва, в качестве ведущей энергетической составляющей и выразить ее следующей простой зависимостью: $E = \frac{m \cdot \alpha}{l}$. Она показывает, что E (энергетическая составляющая), при прочих равных условиях, находится в прямой зависимости от действующих однозначно и во взаимной связи — модуля стока (m) и угла наклона поверхности (α), отнесенных к длине склона (l) и увеличивающих энергию и общий суммарный эффект размыва. В обратной зависимости энергетическая составляющая находится от инфильтрационной способности почвы и регулирующего сток воздействия растительности, понижающих (погашающих) живую силу текучей воды. Как видно, в этой зависимости особую энергетическую роль играет рельеф, представляющий собой сложное изменчивое сочетание: выровненных поверхностей и склонов, созданных предшествующими и современными процессами аккумуляции и расчленения, и «перекосов» местности, являющихся результатом как новейших, так и современных движений земной коры. Практически именно это сочетание определяет в каждый данный момент гравитационный

потенциал рельефа, значение которого для процесса эрозии очень велико.

Подчиняясь в огромной мере влиянию морфоклиматических факторов, эрозионные рельефообразующие процессы и эрозионный рельеф в процессе своего формирования испытывают одновременно влияние медленных вертикальных тектонических движений, являющихся главным фактором увеличения или уменьшения гравитационного потенциала, на любые изменения которого чутко реагирует живая сила текучих вод, а отсюда интенсивность и характер флювиальных процессов, характер и интенсивность эволюции склонов. Связь рельефообразующей деятельности поверхностных вод со структурой и тектоникой является в настоящее время настолько доказанной, что анализ характера и динамики флювиальных образований широко используется как один из законных методов тектонического морфоструктурного анализа (Мещеряков, 1962, и др.). Недостаточно ясным, пожалуй, является механизм непосредственного влияния тектонических движений на динамику эрозионного рельефообразования. Небольшой масштаб ежегодного изменения высот при медленных тектонических поднятиях (или опусканиях), дающих только в геологическом плане существенный суммарный эффект, казалось бы исключал возможность сколько-нибудь значительного воздействия этого фактора на интенсивность современных эрозионных процессов. Однако в равновесной динамической системе И. П. Герасимова (см. выше) современным тектоническим движениям справедливо отводится большая роль. Так, проведенные в последние годы экспериментальные наблюдения на моделях и натурных ключах в пределах Средне-Русской возвышенности, а ранее в районах Сыртового Заволжья и Подуральского плато (Доскач, 1955, 1965, и др.) показали, что при медленно развивающемся поднятии ровной поверхности мы замечаем перепады интенсивности эрозии не сразу, а когда накапливается достаточная для создания того или иного перекоса местности величина поднятия. При непрерывном развитии тектонических движений изменение уклонов практически тоже происходит непрерывно, но видимый эффект его проявляется прерывисто. При этом, вследствие изменения знака движений, суммарный эффект явления за какое-либо время в конкретных условиях может быть пониженным, что нередко путает картину. Наблюдения на модели наглядно показали, что влияние на рельефообразование медленного, даже не осложненного колебательными движениями, поднятия отличается чередованием: а) периодов, когда перекосы поверхности еще недостаточно увеличились, чтобы изменить уже сложившиеся динамические соотношения и чтобы струйка воды на поверхности изменила свою скорость и сколько-нибудь заметно оживила процесс эрозии; б) периодов перепада интенсивности эрозии — своеобразных эрозионных взрывов, когда поднятие и перекосы поверхности достигают определенного рубежа, нарушающего прежние динамические соотношения и обусловливающего увеличение интенсивности эрозионных процессов. Эти тектогенно обусловленные, своеобразные эрозионные «геоморфологические взрывы» в натуре имеют разный масштаб, а развитие их во времени осложняется колебательным характером тектонических движений и их дифференцированностью. Но безусловно, чем длительнее процесс, тем глубже (и шире) его влияние на эрозионное рельефообразование, даже при осложняющем «вмешательстве» морфоклиматических факторов. В настоящее время достигают рельефообразующих рубежей многие дифференцированные медленные

тектонические движения, начавшиеся в предшествующие, давние или более близкие, времена, и влияние их на увеличение интенсивности эрозии может быть в каждом конкретном случае (для каждой морфоструктуры) достаточно значительным, особенно если оно складывается с однолинейным воздействием экзогенных морфоклиматических факторов. В настоящее время приходится считаться также с таким набирающим все большую мощность фактором, как сельскохозяйственная деятельность человека, нарушающая естественную (нормальную) динамику эрозионного процесса, изменяя и разрывая естественную расстановку сил, влияющих на его интенсивность.

Сейчас, когда антропогенное ускорение эрозии намного опережает ее изменения под влиянием современной тектоники, точное вычленение влияния тектонического фактора затруднительно. При всех обстоятельствах, однако, в районах, где имеют место положительные движения земной коры, эффект ускорения эрозии при достижении определенных рубежей перекоса поверхности суммируется с ее антропогенным ускорением.

Примеры ускорения современной эрозии при наложении друг на друга антропогенных и тектогенных воздействий можно проследить на некоторых возвышенностях лесной зоны (Борисоглебская, Клинско-Дмитровская, Валдайская и др.), в лесостепи Средне-Русской возвышенности, в степном и лесостепном Приднестровье, а также на наклонных равнинах степного юга, где несмотря на малые амплитуды современных поднятий перекосы поверхности увеличиваются. При распашке это в сумме создает благоприятные условия для ускорения эрозии. Расчлененность поверхности здесь, как показывает сравнительный анализ картографических материалов, за последние полтора столетия существенно увеличилась.

В районах, где имеют место современные опускания, положение сложнее. Если современные опускания невелики по амплитуде (а это наиболее частый случай), рельефообразующий эффект их в течение долгого времени будет подавляться вследствие продолжающегося влияния на интенсивность размыва сложившегося ранее рельефа со свойственным ему гравитационным потенциалом. Если исходный рельеф был пересеченным, то при сельскохозяйственном использовании территории здесь еще долго будет преобладать антропогенное ускорение эрозии. Такого рода ситуацию мы находим, например, на Приволжской возвышенности и в некоторых других районах Русской равнины (см. сб. Совр. движ. земной коры, 1973), имеющих высокий гравитационный потенциал рельефа. Изменение этой ситуации, при непрерывном опускании, явится функцией времени и амплитуды опускания. Необходимо подчеркнуть, однако, что во всех случаях очень велика роль длительности тектонических движений того или иного знака. Время, во взаимодействии компонентов, определяющих развитие эрозионного рельефа, всегда выступает как важнейшая составляющая этого процесса.

Натурные наблюдения показывают, что в районах восходящего геоморфологического развития тектогенное (при прочих равных условиях) усиление интенсивности эрозии, на разных участках, в первую очередь имеет результатом образование линейного эрозионного микрорельефа— своеобразной и весьма подвижной микрогидросети, весь рисунок которой четко подчинен направлению склона. В нем (в рисунке микрогидросети) довольно быстро обозначаются более устойчивые и прямолинейные борозды стока, тянущиеся по склонам к долинам и балкам. При

нетектогенных изменениях условий стока (увеличение его объема, ослабление регулирующей роли растительности и др.) создается другая очень изменчивая и извилистая сеть микроборозд, среди которых менее правильно, чем в первом случае, обозначается несколько более крупных борозд, растущих быстрее других. И в том и в другом случае влияние изменившихся условий стока через малые и большие водосборы распространяются на другие звенья гидросети, начиная от более молодых. Это вызывает, в первую очередь, удлинение вершин балок и оврагов — их рост вверх по склону. В первом случае этот рост более прямолинейный, во втором — наблюдается ветвление вершин и начало роста боковых оврагов.

Суммируя все изложенное, мы видим, что интенсивность, являющаяся неотъемлемым свойством эрозионного (как и любого другого экзогенного) процесса, в значительной степени определяет характер и скорость размыва и рельефообразования в пределах любой конкретной территории. Колебания напряженности и скорости процесса в большой степени определяют как общую, так и региональную специфику эрозионного рельефообразования. При этом в комплексе взаимодействующих факторов выделяются, с одной стороны, факторы, стимулирующие, ускоряющие процесс расчленения поверхности, а с другой, факторы его тормозящие. Результатом взаимодействия — взаимного регулирования компонентов такой динамической системы — и является та или иная свойственная системе и изменяющаяся в соответствии с изменением хотя бы одного из компонентов интенсивность эрозионного процесса. Эта динамическая зависимость в соответствии с ранее изложенным может быть схематически выражена системой качественных соотношений в виде такой модели:

$$И_{эр\,В_т} = \frac{(м)\ (а)\ (Т)\ (А)}{(l)\ (Р)\ (Д_р)\ (А_1)} \cdot В_р,$$

где $И_{эр}$ — интенсивность процесса эрозионного расчленения;
$В_т$ — текучая вода как условие процесса;
м — модуль стока;
а — уклоны поверхности;
l — длина склона;
Т — тектонические движения, преимущественно восходящие;
Суб — свойства размываемого субстрата (плотность, инфильтрационная способность почвы, литология поверхностных отложений);
Р — характер растительного покрова (сомкнутость, густота покрытия и др.);
$Д_р$ — зональная или региональная динамика зарастания;
$В_р$ — длительность процесса;
А — агрофон, стимулирующий эрозию;
$А_1$ — почвозащитные и полезащитные мероприятия, тормозящие размыв.

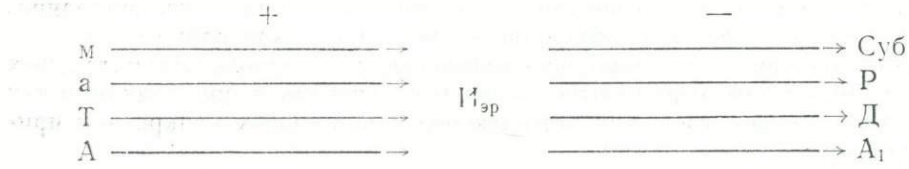
Практически, приведенную выше зависимость можно переписать, не изменяя ее смысла, следующим образом:

$$И_{эр В_т} = [(м + а \pm Т + А) - (Суб + Р + Д_р + А_1)] \cdot В_р.$$

В приведенной выше попытке изображения структуры эрозионного процесса значительно схематизировано положение вещей, так как каж-

дый параметр приведенной зависимости представляет неоднолинейное явление. В целях конкретного анализа модель может быть усложнена их раскрытием, а также включением в нее, в соответствующей связи друг с другом, параметров (факторов и условий), определяющих специфику процесса в каждых данных конкретных условиях.

Формула зависимости представляет только общую характеристику двух потоков энергии, воздействующих на интенсивность процесса и противоборствующих друг другу. Графически она может быть упрощенно изображена следующим образом:



В принципе каждая стрелочка здесь должна иметь свою числовую характеристику, помогающую перейти к расчету и более точному выражению напряженности процесса.

Какие же величины можно представить вместо буквенных значений, для того чтобы решить приведенную зависимость? Мы сравнительно легко можем получить из таблиц или измерить цифровые данные, характеризующие конкретные значения почти всех параметров, влияющих на интенсивность эрозионного процесса. Сложнее обстоит дело с приведением их в сопоставимые друг с другом формы. Нам представляется, что здесь наиболее целесообразны: а) проведение анализа каждого ряда величин (углы наклона склонов, модуль стока, степень сомкнутости растительного покрова, структура и коэффициент инфильтрации почв); б) группировка их в систему оценочных баллов в соответствии с эрозионной «значительностью» каждого компонента; в) подстановка их значений в приведенную зависимость и г) решение ее. Опыт такого решения на примере конкретного участка Средне-Русской возвышенности и сравнительный анализ результатов показал возможность применения подобного метода, позволяющего дать объективную, балльную же, оценку интенсивности эрозии на конкретной территории.

В охарактеризованной выше модели природных соотношений основными объектами непосредственного воздействия со стороны человека являются зональные факторы, а из незональных — механический состав почв и литология размываемого субстрата. Наиболее пластичным и активным зональным элементом в данной динамической модели является растительность, через которую, используя ее как инструмент управления, можно, как известно, регулировать и преобразовывать сток конкретной территории и воздействовать на интенсивность линейного и плоскостного размыва по вертикали.

Тесная связь динамики закрепления линейных эрозионных форм растительностью с их естественной эволюцией от оврага через балку к долине, была охарактеризована в трудах В. В. Докучаева. Введение им в науку этой схемы явилось в целом эпохой в понимании развития эрозионных форм как эволюционного процесса. Вторым этапом, положившим, на наш взгляд, начало системе современных взглядов явились

представления о развитии эрозионных форм и склонов путем медленного, преимущественно сезонного, движения земляных масс по склонам под растительностью, регулирующей как сток, так и движение смоченного материала и существенно изменяющей интенсивность эрозионных процессов и их рельефообразующий эффект (Герасимов, 1941). Не менее важным было положение о разной длительности отдельных стадий развития эрозионных форм в цепи овраг — балка — долина, в разных условиях природной среды (Герасимов, 1950). Оба эти представления позволили подойти к вопросу о зональных и региональных различиях линейных эрозионных форм и о разной динамике их развития в разных природных зонах. С точки зрения этих положений нами проанализированы зональные аспекты линейной эрозии на Русской равнине.

Наблюдения показывают, что зональные особенности отрицательных эрозионных форм выражаются в первую очередь в преобладании тех или иных морфологических комплексов, свойственных конкретной природной зоне.

В северной лесостепи и в южной части лесной зоны, согласно наблюдениям на Русской равнине, мы находим преобладание долинно-балочных комплексов, которые характеризуются, при значительной густоте сети малых рек и балок и разнообразии их профиля, сглаженными очертаниями обрамляющих их склонов. Это обусловливается значительным развитием растительного покрова, закрепляющего поверхность и обладающего большой зональной активностью в заселении возникающих отрицательных эрозионных форм и их склонов. Эрозионные образования растут и развиваются здесь преимущественно под растительностью по типу плоскостного движения масс по склонам, о котором говорилось ранее.

Эрозионное расчленение в пределах гумидных зон Русской равнины накладывается, как известно, на первичный рельеф, другого, преимущественно ледникового генезиса. Возраст эрозионных линейных форм и расчленение поверхности здесь относительно молоды, причем «омоложение» эрозионного расчленения идет от юга к северу в направлении освобождения территории от плейстоценового ледникового покрова. Несмотря на относительную молодость расчленения территории, мы мало находим здесь настоящих оврагов, представляющих по Докучаеву одну из наиболее «законных» отрицательных мезоформ на молодых стадиях развития эрозионного рельефа. Отсюда, как будто, напрашивается вывод либо о далеко зашедшей эволюции эрозионных форм, о длительно развивающемся здесь и уже затухающем процессе расчленения территории, либо об особой, свойственной данным природным зонам динамике их образования, закрепления и роста.

Наблюдения показывают, что для Русской равнины более правильным является второе положение. Процесс расчленения внеледниковых южных ее районов более древний, однако там балочное расчленение не является преобладающим. Дело здесь в скорости процесса эволюции эрозионных форм в докучаевской цепи: овраг — балка — долина. В этом процессе в лесной зоне и в северной лесостепи овражная стадия оказывается пройденной очень быстро вследствие большой, свойственной данным зонам, интенсивности зарастания, которая закономерно усиливается в понижениях рельефа. Динамика закрепления юных форм здесь очень велика. Промоины и овраги закрепляются иногда в один-два сезона. Далее идет длительное существование балочной стадии при большом разнообразии возраста балок в каждой долинно-балочной

системе. Об этом свидетельствуют не только разные глубины, размеры и выработанность профиля балок, но и последовательная смена типов растительности — от пионеров закрепителей до зонального сомкнутого травяного покрова — на их прежде обнаженных склонах.

Степная зона и южное лесостепье охватывают преимущественно внеледниковые районы юга Русской равнины. Этой части территории свойственен более длительный, чем на севере цикл континентального развития и расчленения поверхности. В связи с этим здесь следовало бы предполагать преобладание балочных и долинных форм расчленения, представляющих более поздние стадии эволюции эрозионных образований. Здесь действительно много малых молодых долин, преимущественно со слабым и непостоянным (летом пересыхающим) водотоком и несформировавшейся долиной. Среди других линейных образований явное преобладание имеют овраги и овражные системы, а также смешанные «балочно-овражные» формы, балки же (суходолы, ложбины, лощины, лога), заросшие и закрепленные растительностью, причлененные и непричлененные к речной сети, имеют подчиненное распространение, причем их меньше, чем оврагов. При антропогенном ускорении эрозии современные овраги (донные и береговые) образуются на фоне существующей овражно-балочной сети, накладываясь на нее.

Степная зона и южная лесостепь — это наиболее полно освоенные под земледелие территории Русской равнины. Морфологические и литологические условия для ускорения эрозии в результате распашки (до 70—80% общей площади) здесь благоприятные, хотя и разнородные, тормозящая же и закрепляющая роль растительности, по сравнению с гумидными зонами, значительно ослаблена.

Преобладание оврагов в степной зоне нередко относят только на счет ускорения эрозии вследствие неурегулированной сельскохозяйственной деятельности человека. На наш взгляд, такое преобладание овражных форм является следствием по меньшей мере двух причин. С одной стороны, это действительно результат резкого ускорения эрозионных процессов, обусловленного высокой распаханностью территории и значительными антропогенными нарушениями поверхностного стока, с другой — результат специфической, свойственной степной зоне динамике развития эрозионных процессов.

В процессе «нормальной» (естественной, без вмешательства человека) эрозии овражная стадия в степной зоне (отчасти в южной лесостепи) имеет в связи с изложенным уже значительно бóльшую, чем в лесной и лесостепной, длительность существования.

Охарактеризованная нормальная (зональная) интенсивность эрозионного процесса, свойственная всей степной зоне, резко усиливается при хозяйственном (особенно сельскохозяйственном) использовании территории. При этом *тип* эрозионного процесса здесь остается *тем же,* что и при нормальной эрозии, сам процесс ускоряется и его разрушительная сила увеличивается. Напомним, что в гумидных зонах ускорение эрозии приводит к качественным изменениям *типа* процесса. В результате ускоренной эрозии в степной зоне резко увеличивается количество оврагов, усиливается их ветвление, а время существования овражной стадии развития линейных форм удлиняется нередко неограниченно. В этих условиях при соответствующих уклонах местности овраг, минуя балочную стадию, может превратиться в глубокую обрывистую овражную долину (восточный склон Приволжской возвышенности и др.) с молодой речкой, врезающейся в узкое овражное днище.

Как видно, в природе мы встречаемся с двумя типами естественного эрозионного процесса: овражным и балочным. При регулировании процессов эрозии в каждой зоне подход к каждому из этих типов должен быть разный.

Овражный, или открытый, тип развивается в условиях бурного и концентрированного поверхностного стока, при относительно слабом регулирующем влиянии растительности.

Балочный (балочно-склоновый), или закрытый, тип эрозионного процесса протекает относительно медленно, при значительном регулирующем участии растительности как древесной, так и густой, образующей плотную дернину, травянистой. Он имеет преимущественное распространение в гумидных зонах, представляя здесь основной зональный тип процесса, возникающий уже на ранних стадиях развития линейных форм и преобладающий на склонах. При антропогенном ускорении эрозии на фоне балочной сети возникают овраги и наряду с этим продолжают развиваться и балочные формы эрозии, соответствующие зональной динамике эрозионного процесса, но развитие их протекает ускоренно.

Оба типа — овражный и балочный — как правило, встречаются одновременно, но в гумидных условиях (лесная зона, северная лесостепь) естественное преобладание имеют балочно-склоновый тип развития и балочные формы рельефа, а овраг является преимущественно результатом ускоренной эрозии. В степных же, т. е. более аридных условиях, где активность растительности меньше, даже при ненарушенных человеком условиях стока преобладает и длительно существует овражный тип; при этом балки в эрозионных системах здесь являются, как правило, формами более древними и по стадии развития, и абсолютно.

В условиях *ускоренной* эрозии, смена овражной стадии на балочную в гумидных зонах наступает позже, чем при *нормальной* зональной расстановке сил, но все же быстрее, чем в степной зоне. Формы склонов — балочных, придолинных, приводораздельных, как и перегибы рельефа здесь преимущественно мягкие, сглаженные. При этом, так как древесная растительность поселяется здесь в эрозионных понижениях уже на ранних стадиях их развития, рост деревьев, углубление и рост балок идут сингенетично, а отсюда по возрасту деревьев в балках можно в большинстве случаев определить время, в течение которого развилась каждая из них.

Наблюдения показывают, что зарастание оврагов и переход их в стадию балки обозначает как в гумидных, так и в аридных зонах не остановку развития, а изменение характера процесса и его интенсивности. При свойственных северной лесостепи и лесной зоне значительном количестве осадков, выпадающих довольно равномерно в течение года и обильном весеннем стоке, эрозионные процессы в балках не «затухают», как это предполагают некоторые исследователи (Соболев, 1948, 1960, и др.). Вода продолжает воздействовать на заросшую поверхность; эрозионный процесс замедляется, продолжаясь далее по обрисованному ранее типу, путем движения размягченного, пропитанного водой слоя по склону, при замедляющем этот процесс влиянии растительного покрова. Процесс развития балочных форм под растительностью в степной зоне протекает медленнее и сильно зависит от экспозиции склонов.

Так как днище балки по всей ее длине является базисом размыва и денудации балочных склонов, интенсивность процесса расширения

балки, сопряженная с динамикой ее углубления также изменяется. Однако зависимость, особенно при развитии склона под растительностью, здесь сложная. С одной стороны, происходит расширение поперечного профиля балки — как бы «раздвигание» балочных склонов, которое при остановке углубления балки и заполнении ее осадками, приводит в конечном результате к сглаживанию балочной ложбины и выравниванию рельефа. Следы — результаты такого выравнивания можно наблюдать местами на увалистых и волнистых водораздельных равнинах, преимущественно там, где восходящее развитие территории обладает меньшей интенсивностью. Однако практически, даже в естественных природных условиях, процесс этот тесно переплетается с процессами врезания гидросети и периодического текто- или антропогенного (или обоих вместе) оживления эрозии.

Балки (как и овраги) до известного предела своего существования обычно оторваны от речной сети территории, их развитие определяется профилем склона, величиной водосбора, положением местных базисов денудации, а не связью с общим для бассейна базисом эрозии. Установление связи с базисом эрозии — это качественный рубеж развития для каждой балки и балочной системы и в большом числе случаев он не бывает достигнут.

При соответствующей крутизне водораздельного склона отдельные балки, удлиняясь и углубляясь, достигают уровня грунтовых вод и превращаются в речную долину балочного типа, с постоянным русловым водотоком и «реликтовыми» балочными террасами, не соответствующими цикловым террасам гидросети.

В соответствии с изложенным в гумидных зонах эрозионный процесс может легче регулироваться посредством соответствующих зональным условиям и использующих зональную динамику мер защиты земель от эрозии, а в степной зоне и в южной лесостепи, где развитие по овражному типу является зонально преобладающим, процесс ускоренной эрозии протекает более бурно и регулирование его сложнее. При этом, однако, нельзя недооценивать возможностей интенсивного развития ускоренной эрозии и в лесостепной и лесной зонах. При уничтожении растительного покрова здесь условия потенциальной размываемости подстилающей поверхности практически мало отличаются от степных условий, а количество осадков и годовой сток больше и они распределяются равномернее. И хотя тормозящим моментом в гумидных зонах является бóльшая динамика закрепления эрозионных форм растительностью, оврагообразование здесь при неполном его регулировании, протекает достаточно быстро, на что указывают, например, огромные разветвленные антропогенные овражные системы — в центральной части и на южном склоне Средне-Русской возвышенности, на восточном и южном склонах Калачской возвышенности, в высоком Приволжье и в других районах.

В заключение хотелось бы отметить два момента.

1. Наблюдения на Русской равнине показывают, что в настоящее время во всей ее восточной половине интенсивность роста оврагов как в гумидных зонах, так и в степной зоне в связи с внедрением в практику регулирующих сток почвозащитных мероприятий (зяблевая вспашка, лесная защита и др.) начала уже уменьшаться. Это, однако, еще частичное улучшение ситуации. Расчеты, основанные на опубликованных данных (Косов и Константинова, 1973, Миронова, 1971, и др.), показывают, что даже небольшой ежегодный прирост эрозионной сети, помно-

женный на время, дает, если его не регулировать, большие потери удобных пахотных земель, которых при современном состоянии методов защиты почв от эрозии можно избежать. В целом усилия должны быть направлены на полную зарегулированность эрозионного процесса.

2. Характеризуя закономерности и особенности динамики развития эрозионных форм и всей эрозионной сети в разных зонах, следует несколько изменить подходы к анализу существующих карт густоты эрозионного расчленения. Так, для гумидных зон существующие карты густоты долинно-балочного расчленения, очевидно, включают не только древние балочные формы, образовавшиеся в доагрикультурный период, но и молодые формы, образовавшиеся в результате ускоренной эрозии, растущие и вновь возникающие, но развивающиеся по балочному типу (под растительностью). На картах же современной заовраженности территории учитываются только «настоящие» овраги, а антропогенная «живая» балочная эрозия не принимается во внимание. Отсюда масштаб ускоренной эрозии для лесостепи несколько преуменьшается, что, несомненно, сказывается на прогностических расчетах, касающихся результатов развития эрозии на последующие годы или десятилетия.

Для степной зоны, где долинно-балочное расчленение меньше, а преобладают овраги, на картах заовраженности отражена полностью вся овражность, включающая овраги древние и молодые. Так как антропогенное ускорение эрозии охватывает сейчас обе эти группы, прогноз, основанный на анализе существующих карт овражности, дает более реальные, чем для гумидных зон, результаты.

ЛИТЕРАТУРА

Герасимов И. П. О движениях почвенно-грунтовых масс на склонах. — «Почвоведение», № 7—8, 1941.

Герасимов И. П. Овраги и балки (суходолы) степной полосы. — «Проблемы физической географии», т. 15, М.-Л., Изд. АН СССР, 1950.

Герасимов И. П. Динамическое взаимодействие современных тектонических движений земной коры и экзогенных рельефообразующих процессов, протекающих на их поверхности. — Сб.: Современные движения земной коры, № 5. Тарту, 1973.

Докучаев В. В. Способы образования речных долин Европейской России. Спб, 1878.

Доскач А. Г. О некоторых особенностях эрозионного рельефа Саратовского Заволжья. — Тр. Ин-та географии АН СССР, т. 65. М., Изд. АН СССР, 1955.

Доскач А. Г. К вопросу о некоторых формах рельефа пустынной степи. — Сб.: Структурная и климатическая геоморфология. М., Изд. АН СССР, 1965.

Косов Б. Ф., Константинова Г. С. Комплексная карта овражности равнинной территории СССР. — «Геоморфология», № 3, 1973.

Лопатин Г. В. Наносы рек СССР (образование и перенос). М., Географгиз, 1952.

Маккавеев Н. И., Хмелева Н. В., Заитов И. Р., Лебедева Н. В. Экспериментальная геоморфология. М., МГУ, 1961.

Мещеряков Ю. А. Молодые тектонические движения и эрозионно-аккумулятивные процессы северо-западной части Русской равнины. — Изв. АН СССР, сер. геогр. № 3, 1962.

Миронова Е. А. Овражность территории СССР. — «Геоморфология» № 3, 1971.

Соболев С. С. Развитие эрозионных процессов на территории Европейской части СССР и борьба с ними. Т. 1 и 2. М.-Л., Изд. АН СССР, 1948, 1960.

King L. C. The geomorphology of the Earth. A study and synthesis of world scenary. Edinburgh and London. 1962.

А. С. Кесь, Б. А. Федорович

ПРОИСХОЖДЕНИЕ, ПЕРЕНОС И ОСАЖДЕНИЕ ЭОЛОВОГО МЕЛКОЗЕМА

Явления переноса пыли в атмосфере привлекали внимание человека с древнейших времен. О них встречаются сведения уже в источниках древнего Египта и Мессопотамии. В наш век процессы происхождения, переноса, осаждения и накопления мелкозема приобретают особенно большое значение, так как в их развитии, помимо природных факторов, все большую роль начинают играть антропогенные процессы, а они, в свою очередь, воздействуют на хозяйственную деятельность общества и жизнь людей. Поэтому всестороннее изучение развития всех процессов пылеобразования и переноса пыли, синоптических и других условий становится настоятельной необходимостью.

В недавно опубликованной по этому поводу работе И. П. Герасимова и Ф. Ф. Давитая (1973) говорится: «Широкая концепция об атмосферном глобальном пылеобороте, начинающемся путем непрерывного развевания почти обнаженных поверхностей пустынь и заканчивающемся — после воздушного переноса в форме аэрозолей, подчиненного общим закономерностям атмосферной циркуляции — отложением эоловой пыли (главным образом с атмосферными осадками) на территориях, защищенных естественной лесной, луговой и степной растительностью — может сейчас опираться на ряд убедительных, хотя и качественных свидетельств. Важнейшим из них является почти универсальное распространение... покровных отложений, генезис которых трудно объяснить только различными локальными факторами».

В настоящей статье ставится задача в очень кратком виде, показать разнообразие процессов происхождения и выноса пыли, дать сравнительную оценку наиболее распространенным из них и проследить главные особенности зарождения переносимого ветром мелкоземного материала на Земле, (супесчаного, суглинистого, собственно пылевого и аэрозольного), его транспортировки атмосферой, условий осаждения и формирования при этом весьма своеобразных отложений и рельефа, закономерно и в основном зонально изменяющихся как в пространстве, так и в геологическом времени.

I. ПРОИСХОЖДЕНИЕ И ВЫНОС ПЫЛИ

Многолетние наблюдения в различных типах равнинных и горных жарких и холодных стран показали, что в той или иной мере переносимый ветром мелкозем образуется почти повсеместно. Однако пустыни

являются ареной основного и очень интенсивного образования и выноса минеральной, солевой, а также органической пыли. Мелкозем в пустыне образуется, в основном, благодаря резким сменам температур, что свойственно сухому воздуху при безоблачном небе. В этом процессе выветривания в равнинных пустынях умеренного пояса, а тем более в горных пустынях, наиболее велика роль многократных в году переходов температуры через 0° — так называемого морозного выветривания. Велико также значение в создании мелкозема солевого расщепления очень многих горных пород — от гранитов до пластичных глин. Пески пустынь служат могучим источником пыли не только благодаря термальному расщеплению их зерен, но и в результате выноса при перевевании заключенного в них мелкозема, особенно обильного в аллювиальных песках. Роль биологических и химических процессов выветривания в пустынях тоже велика, но совершенно специфична и резко отличается от деятельности этих процессов в более северных зонах. Большую роль в образовании пыли и особенно аэрозолей играет хозяйственная деятельность человека. Поэтому среди разнообразных процессов, образующих переносимый ветром и оседающий из атмосферы мелкозем, мы рассматриваем отдельно природные и антропогенные процессы (см. таблицу).

Природные процессы

Космические процессы

1. Пыль от взрывов метеоритов в атмосфере. Часто крупные метеориты взрываются при входе в земную атмосферу, и их вещество оседает на Землю в дисперсном состоянии. Учет этого неравномерного процесса фактически отсутствует, но, по-видимому, приращение такого вещества геологически вполне ощутимо.

2. Пыль космических облаков. О значении космической пыли, непосредственно приносимой из космоса, говорит хотя бы то, что, согласно разработанной советскими астрономами под руководством акад. О. Ю. Шмидта теории, пользующейся широким признанием, все планеты нашей Солнечной системы, как и другие, произошли в геологическом прошлом за счет сгущения облака космической пыли (Шмидт, 1950). В настоящее время достаточно хорошо изучен процесс относительно равномерного и повсеместного современного оседания космической пыли на Землю, количество которой за год составляет до 4 000 тонн (Thomsen, 1953) или даже от 2 до $5 \cdot 10^6$ тонн (Лисицын, 1974).

Эндогенные процессы

3. Пеплы вулканических взрывов. Для ряда стран вулканы являются существенным источником атмосферной пыли. Пеплы очень типичны для всей зоны, прилегающей к Тихоокеанскому вулканическому кольцу, но распространены во многих иных областях и на значительном удалении от аппаратов выброса. Так, например, при извержении вулкана Кракатоа в 1883 г. пепел был поднят на такую высоту, что распространился на весь земной шар, и обусловленные им красные зори были видны повсеместно в течение более полугода. Подсчитано,

Таблица

Основные процессы образования эолового мелкозема

Природные процессы									
Космические	Эндогенные	Экзогенные процессы выветривания плотных пород			Экзогенные процессы развевания рыхлых толщ			Биогенные процессы	
		физические	химические	биохимические	гляциальных и флювиогляциальных	флювиальных	озерных и морских	фитогенные	зоогенные
1. Пыль от взрывов метеоритов. 2. Пыль космических облаков.	3. Пеплы вулканических взрывов.	4. Коррозионный (абразивный). 5. Инсоляционный (термальный). 6. Морозно-десквамационный.	7. Децементационный. 8. Солончакового расщепления пород. 9. Химического разложения минералов.	10. Биохимического разложения минералов.	11. Моренных отложений. 12. Зандровых отложений.	13. Аллювия рек, в основном умеренного пояса. 14. Отложений пустынных аллювиальных равнин. 15. Пролювиальных плащей.	16. Озерных отложений. 17. Морских, в основном донных отложений.	18. Развевание торфяных отложений. 19. Разрушение растительного опада	20. Разрыхление мелкозема копытными. 21. Разрыхление мелкозема роющими.

Антропогенные процессы			
сельскохозяйственные	индустриальные	топливные	транспортные
22. Скотобойное пылеобразование. 23. Пахотная дефляция. 24. Дефляция осушенных торфяников.	25. Промышленное пыле- и дымообразование. 26. Выпуск химических аэрозолей. 27. Пылеобразование горных разработок.	28. Дымообразование домового отопления. 29. Дымообразование индустриального сжигания топлива.	30. Пылеобразование на дорогах без покрытия. 31. Выпуск аэрозолей транспортными двигателями.

что одно это извержение выбросило в атмосферу 18 $км^3$ пепла, т. е. более чем объем Монблана. Всего с 1500 года 450 действующих на Земле вулканов помимо лавы извергли 300 $км^3$ пепла (Butze, 1955). Оседание его дает как чисто пепловые слои (в метры и десятки метров мощностью), так и, смешиваясь с экзогенной пылью в разной пропорции, образует совместные отложения среди континентальных и водных осадков. Достаточно напомнить, что в лёссах юга СССР вулканический пепел образует линзы и прослои, как например в районе Днепропетровска, хотя расстояние до вулканов Кавказа, откуда он был принесен, измеряется тысячью километров (Карлов и др., 1957). В таких вулканических областях, как Новая Зеландия, смешанные лёссово-вулканические отложения распространены широко и хорошо изучены.

Экзогенные процессы

Они разделяются на два типа. Первый ти п — это различные процессы выветривания плотных горных пород, которые только в результате выветривания становятся рыхлыми, подверженными развеванию. Сюда относятся три группы процессов.

Физические. Эти процессы дают максимальное количество переносимого ветром мелкозема и распространены очень широко, хотя и неравномерно. Основными плацдармами их наиболее интенсивного развития служат внутриконтинентальные области с резкими сменами температур и широким распространением скальных выходов не защищенных растительностью. Основных здесь три процесса.

4. Коррозионный (абразивный) процесс — скобление, сдирание и истирание с поверхности скальных пород пылевых и песчаных частиц с помощью летящих по ветру песчаных зерен. Прежде считалось, что это чуть ли не единственный процесс формирования мелкозема в аридных областях. Наши многолетние наблюдения показывают, что он не играет первенствующей роли, и обычно облегчен другими процессами выветривания, ослабляющими цементацию горных пород.

5. Инсоляционный (термальный). Наиболее широко распространен в тропическом и субтропическом поясе в равнинных пустынях и полупустынях и в пустынных горах, но действует и в пустынях умеренного пояса. Обусловлен тем, что поверхности, особенно скальные, обращенные к солнцу, очень сильно накаляются (до 85—90°), а в тени, с заходом солнца или, особенно при внезапном холодном дожде, настолько быстро остывают, что легко растрескиваются, шелушатся, превращаются в дресву, а затем и в мелкозем. От каменных глыб при этом отскакивают коржи (стреляющие камни), а песчинки, раскалываясь, дают микроотщепы. Их нужно выделять в особую гранулометрическую группу вторично-осколочных песчинок и пылевых зерен. Процесс такой внеморозной десквамации достаточно интенсивен и широко распространен, но всецело зависит от литологических свойств каждой данной горной породы или типа рыхлых отложений.

6. Морозный десквамационный. Наиболее энергичен в самых резко континентальных областях как равнинных пустынь умеренного пояса, так и особенно в сухих высокогорных (3—5 *км*), в высочайших горах (свыше 5 *км*), в сезоны лишенные снега, в полярных и в современных приледниковых областях. Морозное выветривание тем интенсивней, чем чаще совершаются переходы температур через 0°. Так,

на всем Восточном Памире, где господствуют высоты более 4 *км*, в ряде районов приходилось наблюдать образование дресвы, песков и мелкозема за счет десквамации гранитов, особенно крупнозернистых, поскольку в них сильно сказывается воздействие различных коэффициентов изменения объема зерен каждого минерала при изменении температуры. Совместное действие инсоляционного (термального) и морозного выветривания особенно убыстряет десквамацию. При этом пески сгружаются ветром на подветренные склоны, поднимаются по ним на высоты до 5 и более тысяч метров и переносятся через перевалы на многие километры, а пыль, поднимаясь ветром в атмосферу, уносится на сотни и более километров.

Химические процессы. Распространены в чистом виде (а не совместно с биологическими), как фактор мощного образования переносимого метром мелкозема, только в пустынях умеренного, суб- и тропического поясов и в пустынных высокогорьях и высочайших горах, как например, в Куньлуне и Тибете.

7. Децементационный. Этот тип химического процесса совершается преимущественно в мергелях, мергелистых известняках и песчаниках с карбонатным цементом. Процесс этот всецело связан с инсоляционным неравномерным нагревом, в результате которого горная влага с карбонатным раствором подтягивается к нагретой солнцем поверхности скал. Испаряясь, влага оставляет все карбонаты в приповерхностном слое, образуя кору, которая еще сильнее уплотняется, а внутренние части скалы полностью лишаются цементирующего вещества. Это приводит к тому, что ветер выдувает порошкообразную децементированную массу, образует ниши, фигурные скалы, формы сотового выветривания и полые внутри сундучные скалы. Этот мало еще изученный процесс, хотя и не повсеместен, но встречается даже в полуаридных районах (в предгорьях Крыма, в Кисловодске и т. д.) и играет значительно большую роль, чем предполагалось.

8. Солончаковое расщепление горных пород. Создает глубокие замкнутые бессточные впадины в тектонически благоприятных для этого структурах: на оси пологих синклиналей и синеклиз, чаще на оси испытавших растяжение и соответствующую трещиноватость антиклинальных и антиклизных и флексурных структур, а также в аструктурных плоских дельтовых участках пересыхающих речек аридных областей (например, котловины Приртышья). Такие котловины бывают в несколько километров поперечником и до десятков метров глубиной, а нередко достигают 1—2 и более сотни километров в длину и до 2—4 сотен метров в глубину (например Карынжарык, Сарыкамыш, Катара). Солончаковое расщепление превращает подавляющее большинство горных пород в тонкую смесь солей и пыли. Этот процесс обусловлен постоянной перекристаллизацией под влиянием смен погодных и сезонных условий наиболее легко растворимых солей, а в основном переходом мирабиллита в сульфат натрия, при котором то испаряется, то поглощается 7 частиц кристаллизационной воды. Этот процесс локально крайне неравномерен, так как всецело зависит от концентрации и количества солей, не только подтягивающихся к поверхности земли при испарении горной влаги, но и сносимых со склонов талыми и дождевыми водами. Поэтому все понижения, где временно скапливается местный сток, или где происходит усиленное испарение грунтовых вод, служат местами интенсивного накопления солей и химического расщепления горных пород до состояния соляно-пылевого порошка,

легко уносимого ветром. Такие места, будь то солончаковые понижения, слепые дельты временных ручьев, или днища пересыхающих озер, при сезонном их просыхании являются мощными поставщиками в атмосферу солей и пыли.

9. Химическое разложение минералов. Если децементация связана с движением растворов, а солончаковое расщепление обусловлено перекристаллизацией солей под влиянием потери и поглощения кристаллизационной воды, то этот третий вид химического процесса, очень широко распространенного в мире, связан с коренными превращениями химического состояния и состава минералов под влиянием их выветривания, т. е. разложения сложных соединений на более простые, в основном под влиянием окислительных процессов. Этот процесс в чистом виде, без участия биологических кислот, почти не известен во влажных климатических областях и сказывается лишь в аридных условиях, где он способствует постепенному уносу продуктов разрушения алюмосиликатов и сохранению на месте наиболее неподатливых выветриванию минералов, таких как кварц, титанит, ильменит, гранат.

Биохимические процессы. Эти процессы зачастую неотделимы от чисто химического разложения минералов, так как органические кислоты, имеющиеся хотя бы в минимальных количествах, но почти повсеместно убыстряют разложение минералов сложного состава.

10. Биохимическое разложение минералов. Это широко распространенный почти во всем мире процесс, обусловленный воздействием всевозможных органических кислот. В почвенном слое внетропических пустынь, где содержится лишь не более 1—2% гумусовой кислоты, процесс этот крайне замедлен, но все же проявляется, приводя к разложению прежде всего таких сложных алюмосиликатов, как полевые шпаты и слюды, на кварц и частицы каолина и глин. Это приводит к превращению крупнообломочных и песчаных зерен в пылевой материал, легко уносимый ветром.

Вторым типом экзогенных процессов является развевание рыхлых толщ, созданных общеизвестными процессами ледниковой и водной экзарации, эрозии, абразии и аккумуляции. Толщи этих отложений не требуют, либо почти не требуют какого-либо предварительного разрушения для эолового их развевания. Здесь мы выделяем три основных генетических группы отложений, в каждой из которых развевание приобретает особый характер.

Гляциальные и флювиогляциальные толщи.

11. Развевание моренных отложений. Оно сказывалось и продолжается местами на моренных осадках равнинных покровных оледенений и на горных и особенно на высокогорных моренах. В прошлом этот процесс был весьма интенсивен в периоды отступания ледников, когда моренные толщи, в силу суровости климата, длительно оставались недостаточно защищенными растительным покровом. В настоящее время этот процесс особенно широко распространен в суровых высокогорьях Высокой Азии.

12. Развевание флювио-гляциальных отложений — в основном зандровых толщ. Этот процесс тоже был особенно интенсивен в этапы таяния оледенений приледниковых тундро-пустынь, когда растительность еще не скрепляла песков и их перевевание приводило к энергичному созданию дюн и выносу мелкозема. Об этом наглядно свидетельствуют обширные пространства песчаных Полесий, превратившихся на Средне- и Восточно-Европейской и Западно-Сибирской равни-

нах в дюнные массивы, местами продолжающие перевеваться и в наши дни. Вынос из зандровых равнин был интенсивным поставщиком той пыли, из которой накоплялись так называемые «холодные» лёссы Европы и Северной Америки. Этот процесс, особенно на более поздних стадиях, поддерживался переотложением зандровых накоплений реками.

Флювиальные толщи.

13. Развевание аллювия рек в основном умеренного пояса. Реки этих регионов, переоткладывая древние ледниковые и перигляциальные отложения, а преимущественно зандровые толщи, влекут при сильных паводках много песчаного материала. Перевевание его в поймах и на террасах даже в условиях влажного климата, но в жаркие летние сезоны приводило и приводит к столь энергичному выносу эоловой пыли, что процесс давно признан большинством исследователей существеннейшим фактором накопления лёссов этих регионов (Седлецкий и др. 1955; Карлов, 1958; Leighton, Willman, 1950; Минков, 1968).

Однако вынос происходит не только с обсыхающих пойм, но и из аллювия обрывов террас. Так например, многолетние наблюдения Н. И. Ключарева (1969, 1973) показали, что у г. Тольятти из 50-метрового обрыва Волги у Куйбышевского водохранилища выдувается и наносится за зиму на снег на IV террасу слой от 3 до 5 *см* песка на ближайших от обрыва 150 *м*, а дальше оседает пыль (мельче 0,08 *мм*) в количестве от 20 *мм* в 500 *м* от обрыва до 0,5 *мм* в 2—3 *км* от него. В наши дни в сухих высокогорьях Тянь-Шаня, Памира и Куньлуня перевевание моренных и особенно флювиогляциальных отложений и далекий эоловый унос из них пыли тоже является энергичным и почти постоянно действующим процессом. Об этом говорит также сильное перевевание не только аллювия, но и песчаных отложений мелового возраста в суровых условиях Якутии, где при формировании из них параболических дюн — тукуланов — происходит тоже сильное пылеобразование, такое же, как летом во многих тундровых районах.

14. Развевание отложений пустынных аллювиальных равнин является одним из главнейших процессов, приводящих к эоловому выносу мелкозема. Эти равнины, как известно, созданы транзитными реками, выносящими свои воды и песчано-глинистые наносы либо из влажных равнинных областей (пески Северного Прикаспия из верховьев Волги, дельтовой области Нила из влажных тропиков), либо из низко- и среднегорий (пески Алжира из гор Атласа), но в основном из ледниковых высокогорий и высочайших гор (пески Каракум из Памира, пески пустыни Такла-Макан из Памира, Тянь-Шаня и Куньлуня, пустыни Тар из Гималаев и т. д.). Так образовались почти все песчаные пустыни Средней и Центральной Азии.

При постоянном перевевании аллювия, состоящего не только из песка, но и глин, выносится в атмосферу как «первичный» мелкозем, составляющий примесь, линзы и слои среди песчаного аллювия, так и «вторичный». Он образуется при современном химическом и биологическом выветривании песчинок неустойчивых минералов, при инсоляционном и морозном растрескивании, а также при истирании (коррозии) в процессе их эолового переноса.

15. Развевание пролювиальных плащей. Этому процессу у нас, где пролювий занимает не столь большие территории, обычно не придают существенной роли. К тому же считается, что глинистощебнистый состав мало подвержен развеванию, а подгорные зоны, как

правило, находятся в областях затишья. Однако изучение центральноазиатских пустынь показало, что развевание пролювия и вынос из него мелкозема — это чрезвычайно интенсивный процесс. Наблюдения с самолета при пересечении Сахары и данных космических снимков также подтверждают, что зарождение обширных пылевых бурь происходит в значительной мере на пролювиальных равнинах. Да и в СССР, на Б. Балханах, давно уже известны кучевые пески, вывеянные из пролювиального гравийно-мелкоземного шлейфа таких твердых пород, как нижнеюрские глинисто-кремнистые сланцы. Развевание пролювия сопровождается выносом мелкозема и на всех подгорных шлейфах Кызылкумов, где образуются типичнейшие гаммады из метаморфизированных пород палеозоя. И хотя подгорные пролювиальные плащи часто приурочены к областям затиший, где превалирует накопление эолового мелкозема, но в межгорных впадинах и повсеместно там, где не происходит торможения ветров, пролювиальные плащи служат поставщиками эолового выноса пыли в больших количествах.

Озерные и морские толщи.

16. Развевание озерных отложений особенно характерно для аридных территорий, где широко распространены котловины и впадины с отложениями высохших озер либо еще заполненные временными или постоянными озерам, часто изменяющими свой уровень. Последнее относится не только к крупным замкнутым озерам, таким как Каспий, Арал и другие, уровень которых меняется как вследствие изменения притока впадающих в них рек, так и в связи с пульсациями климата. Так например, уровень Арала за период 1961—1975 гг. снизился почти на 4,5 *м*. При этом обнажились обширные пространства озерного дна, где начали господствовать эоловые процессы. Полное осушение озерных котловин часто связано с миграцией впадавших в них рек. Такие устьевые озера, перемещаясь вместе с реками, обычно заполняют соседние дефляционные понижения. На озерном дне накапливается как приносимый реками песчано-глинистый аллювий, так и интенсивно оседающий на воду эоловый мелкозем. Именно комбинацией этих процессов, где принос эолового мелкозема обусловлен развеванием окружающих пустынных районов, объясняется широко известные миграции озера Лобнор. Осушение и развевание донных отложений еще чаще бывает у менее крупных озер аридных областей.

Днища осушившихся пустынных водоемов быстро засоляются, их донные отложения подвергаются солевому расщеплению и интенсивной дефляции. Так, залив Каспия — Карабогазгол, обладавший акваторией около 18 000 *км*^{2}, несмотря на постоянный приток в него по проливу в среднем по 10 *км*^{3} воды в год, за 42 последних года (после 1931 г.) усох настолько, что судя по космическому снимку, к 1973 г. половина его площади превратилась в солончаковую залежь. С этой залежи развевается слой солей от 3 до 7 *см* в год (Кривенков, 1962, Федорович, 1970).

17. Перевевание морских отложений в основном обсыхающих донных. Этот процесс наиболее интенсивен был в плейстоцене, поскольку к более медленно развивающимся регрессиям морей, вызванным тектоническими процессами, в этот период прибавлялись два других, действующих значительно быстрей. Один из них — изменение уровня Мирового океана под влиянием изъятия из него громадных количеств воды на формирование мощных материковых ледниковых покровов; подсчитано, что оно вызывало снижение уровня

на глубину до 130 *м*. Другой, последовательно связанный с ним процесс — это компенсационное изостатическое всплывание материков в районах, освободившихся от тяжести ледниковых щитов Европы и Северной Америки. Интенсивное осушение шельфа происходило также на обширных пространствах Северного Ледовитого океана на ширину от 400 до 800 *км* и в районах Сибири, где не было ледникового покрова. Вынос пыли с этого осушившегося шельфа создал своеобразные соленые лёссовые отложения, распространенные в различных районах севера Сибири (Томирдиаро, 1972).

Осушение морского дна и развевание его осадков происходило не только в приледниковых районах, но и по всем побережьям Мирового океана и связанных с ними морей.

Биогенные процессы развевания

Биогенные процессы делятся на резко различающиеся группы — фитогенную и зоогенную, в каждой из которых мы выделяем по 2 процесса.

В фитогенной группе один процесс характерен для увлажненных, а другой для аридных регионов.

18. Развевание торфяных залежей. В природных условиях этот процесс возникал в годы сильных засух, как например, лета 1972 года, когда высыхание приводит даже к самовозгоранию торфа. Даже значительно менее сильные засухи, но сопровождающиеся грозами, порождают пожары, усиливающие развевание торфа.

19. Разрушение и развевание растительного опада. Характерно для пустынь, в которых перегнивание опада не происходит из-за недостатка влаги и заменяется процессом обугливания и тления и превращения в легко развеваемую золу. Опада образуется в пустынях достаточно большие количества, поскольку и в летнюю жару и в холодные сезоны происходит не столько листопад, сколько опад вегетирующих зеленых веток кустарников. Весь этот опад и длительно, десятилетиями сохраняющиеся мелкие семена служат затем вместе с минеральным мелкоземом материалом для эолового переноса. Характерно, что в таком переносе участвуют не только продукты опада и мелкие семена, но и целые растения, такие как лишайник «пустынная манна», пустынный мох и различные полукустарнички перекати-поле, широко распространенные во многих районах пустынь и при ветровом переносе постепенно истирающиеся до состояния мелкозема.

Зоогенная группа процессов развевания приурочена в основном только к аридным регионам. К ним относятся два основных процесса.

20. Разрыхление мелкозема копытными животными. Охраняемые по Ленинскому декрету сотни две голов сайгаков за четверть века восстановили свое поголовье настолько, что приходится для сохранения пшеничных полей в течение 30 лет вести усиленный отстрел. Их стада насчитывают по 3—5 тысяч голов и постоянные миграции сайгаков приводят к усиленному пылеобразованию.

Еще большие стада копытных, а именно тарпанов, куланов и лошадей Пржевальского, джайранов и дзеронов населяло прежде все степи, полупустыни и пустыни Евразии и играли большую роль в пылеобразовании, аналогично тому, как это наблюдается и теперь в саваннах Африки, где их заменяют другие газели и зебры.

21. Разрыхление мелкозема роющими играет большую роль в пустынях наших дней, особенно в песчаных, где живет разнообразная фауна животных, роющих себе норы и в том числе грызунов, вырывающих на корм различные корни, корневища и луковицы и тем обедняющие растительный покров и способствующие его развеванию. Однако характерно, что в условиях пустынь Средней Азии роль диких животных, до известной степени положительна. Дело в том, что без них пески покрываются пустынным мхом (Tortula desertorum), перехватывающим всю влагу осадков и, тем самым, уничтожающим высшую растительность. Прохождение же стад и роющая деятельность грызунов способствует некоторому усилению перевевания песков и выносу из них мелкозема, что улучшает поглощение осадков и рост высшей растительности, т. е. обогащает пастбища.

Антропогенные процессы

Эта обширная группа источников выноса мелкозема состоит из четырех основных процессов, различных по длительности и эффективности, но с общей тенденцией очень быстрого их усиления.

Сельско-хозяйственные процессы

22. Скотобойное пылеобразование. Оно почти полностью заменило собой прежнюю роль диких копытных животных с той лишь разницей, что в силу меньшей подвижности стад местами приводит к более сильному стравливанию пастбищ, что способствует еще большему локальному развеванию.

23. Пахотная дефляция. Практическими работниками нашей страны, также как и американцами, этот процесс неправильно называется «ветро-эрозионный», поскольку всегда термин эрозия (от латинского erosio — размывание, разъедание) употребляется в естественных науках для размывающей деятельности воды. В современную эпоху это в основном пахотно-дефляционный процесс, однако развевание, так же как навевание почвы, происходило и вне влияния человека. Об этом говорят, с одной стороны, крайне маломощные почвы в 20—40 *см* многих районов, например Северного Казахстана до их распашки, а с другой, сверхмощные черноземы (до 1,5 *м*) Предкавказья и других районов Вост.-Европейской части СССР, возраст которых в 7—9 тыс. лет (Герасимов, 1968) намного превышает длительность здесь земледелия. Интенсивность пахотного развевания почв в современную эпоху крайне велика и недооценивать этот процесс эолового переноса мелкозема нельзя. В ряде бывших целинных районов, в результате несоблюдения необходимой культуры земледелия, пахотный горизонт на значительной территории был развеян за несколько лет В 1969 г. в Ставрополе, во время сильной пылевой бури на незащищенных участках пахотный горизонт был сдут на 30—40 *см* за трое суток (3—5 января).

Что же касается механической вспашки машинами на гусеничном ходу, то такие машины вызывают настолько сильный вынос пыли, что это вырастает в серьезную проблему. Вот почему в аридных областях с легкими почвами использование таких машин недопустимо и в ряде стран запрещено.

24. Дефляция осушенных торфяников. Этот процесс не так грандиозен по площади, но достигает большой интенсивности повсеместно там, где якобы для экономии средств создается нерегулируемое осушение, без возможности закрывать дренажные системы. Это приводит в сухие годы к большим потерям урожаев возделываемых на них сельскохозяйственных культур и с течением времени, в результате дефляции торфа, настолько сильно снижает поверхность осушенных болот, что неизбежно вызовет необходимость перестройки дренажных систем.

Индустриальные процессы образования пыли

XIX и XX века явились началом и широчайшим развитием загрязнения атмосферы самыми различными мелкоземными и аэрозольными веществами. Достаточно побывать близ любого цементного завода, чтобы убедиться в интенсивности оседания этой пыли, губительно действующей на любую растительность. Борьба с этим процессом только в самые последние годы местами начала давать плодотворные результаты. Пылеобразователями являются отходы очень многих заводов, карьеров и отвалов горнорудной промышленности, причем далеко не все из них безвредны.

Не имея возможности останавливаться на каждом процессе в отдельности, укажем, что наиболее распространены здесь минимум три процесса.

25. Промышленное пыле- и дымообразование.

26. Химическое образование аэрозолей.

27. Пылеобразование горных разработок и отвалов. Для каждого из них необходимы свои меры борьбы, в частности для горных отвалов и карьеров необходимы различные и широкие мероприятия по обязательной рекультивации земель и полному сохранению почвенного покрова.

Топливное образование и вынос пыли

Если районы добычи угля, где создаются многочисленные и крупные терриконы, всем известны как источники постоянного выноса больших количеств пыли, то еще большую роль играет сжигание угля. Дымы многочисленных домовых, районных, заводских топок дают весьма значительное количество уносимой ветром пыли и золы. Это часто фиксируется на снегу. Еще по данным до 1914 г., когда сжигание угля было в России в сотни раз меньше, чем теперь, Г. Н. Высоцкий в своих лекциях доказывал, что ненормально высокое содержание серы в почвах всецело связано с эоловым разносом продуктов сгорания каменного угля. В наше время, несмотря на производимое на крупных топках улавливание дымовых продуктов, количество их, разносимое атмосферой, продолжает увеличиваться. Недаром в Англии пришлось в законодательном порядке избавляться от копоти традиционных каминов, порождающих знаменитый лондонский «смог». Таким образом здесь имеется минимум два процесса.

28. Дымообразование домового отопления и

29. Дымообразование индустриального сжигания топлива.

Транспортное образование и вынос пыли

Этот источник пыли за последнее полустолетие претерпел полное перерождение состава переносимых веществ. Еще в первой четверти XX века он состоял почти исключительно из минеральной пыли, поднимаемой с немощенных дорог колесами подвод. Особенно интенсивен был этот процесс в лёссовых районах Средней и Центральной Азии. Видимость при этом доходила нередко до 1 метра. Пыль при малейшем дуновении легко уносилась ветром, а дороги, как об этом свидетельствовал В. А. Обручев, превращались в лёссовых областях Китая в глубокие коридоры выдувания. Твердое покрытие автомобильных дорог в наше время в значительной мере сократило вынос этой пыли, оставив его лишь на полевых дорогах, но заменило прежний процесс совершенно новым. В связи с этим приходится выделять здесь два процесса:

30. Пылеобразование на дорогах без покрытий.

31. Выпуск аэрозолей транспортными двигателями.

Таковы учтенные нами процессы, создающие основные количества пыли и аэрозолей, транспортируемых и разносимых ветрами на тысячи километров.

II. ЭОЛОВЫЙ ПЕРЕНОС ПЫЛИ

1. **Скорость и условия дефляции.** Современные инструментальные стационарные исследования неожиданно вскрыли громадную интенсивность дефляции даже в районах, где она лимитируется близким уровнем грунтовых вод. Многолетние исследования в Туркмении и Западном Казахстане показали: ветры с песчаных и глинистых поверхностей солончаков при среднегодовой скорости в 5—7 *м/сек* сдувают слой от 3 до 7 *см* в год. Такая интенсивность дефляции превышает скорость денудации равнин даже в результате эрозии и в 10—20 раз предполагавшиеся ранее темпы развевания пустынных солончаковых впадин, вычисленные как средние за длительные сроки (Федорович, 1946, 1970). При этом дефляция оказалась превалирующим процессом во всех тех районах пустынь, где среднегодовая скорость ветра превышает 4—4,5 *м/сек*. Более того, локально дефляция в пустынях оказывается весьма интенсивной во всех солончаковых котловинах и впадинах, за счет возникающих в них восходящих токов перегретого воздуха, даже в районах со среднегодовой скоростью ветра до 3 *м/сек*. В таких местах развевание приводит не только к углублению впадин, но и к постепенному расширению их площади. Явления шоровой «трансгресии» были выявлены сопоставлением крок топографических планшетов съемки Устюрта столетней давности с современными картами. В наши дни это подтверждено инструментальными повторными наблюдениями С. В. Вейнсова в Юго-восточных Каракумах, где средняя скорость дефляционного разрастания площади шоров составляет по 30 *см* в год в каждую сторону. Что же касается районов пустынь и полупустынь, где среднегодовая скорость ветров составляет от 4 до 2,5 *м/сек*, то в них преобладает перевевание песков, при котором тоже происходит усиленный вынос пыли. В последние годы выяснилась значительная интенсивность эоловых процессов также в арктических и тундровых областях, в том числе дефляция и вынос пыли с гольцовых поверхностей (Томирдиаро и Орлова, 1970).

Необходимо подчеркнуть следующие условия эоловой транспортировки пыли. Первым условием является скорость ветра и его повторяемость. Вторым, не менее важным, но трудно учитываемым, — возникновение восходящих вихревых движений, связанных с неравномерным перегревом поверхности земли. При этом, как приходилось наблюдать с самолетов, в силу стратифицированности атмосферы, пыль чаще всего подымается на высоту до 3 *км* над уровнем равнин, но иногда, как было сказано, значительно выше. Именно в силу этого, мелкозем успевает транспортироваться ветром на расстояния в тысячи километров. Третьим условием служит характер субстрата. Наблюдения показали, что песчинки диаметром до 0,08 *мм* переносятся при одной и той же силе ветра на расстояния буквально в сотни раз меньшие, чем частицы менее 0,08 *мм*. Однако парусность тонких плоских зерен, например слюд, приводит к переносу таких зерен на значительно бóльшие расстояния, чем округлых. Существенная роль принадлежит также сухости и упаковке частиц. Пухлый и сухой материал солончаково-минеральной «пудры» выносится ветрами, особенно при преобладании восходящих потоков, очень легко. Однако уровень капиллярного подъема грунтовых вод не является пределом дефляции. Она немного сдерживается, но развеваются даже влажные солончаки. Это приводит к тому, что несмотря на наличие интенсивной фильтрации сквозь пески Каспийских вод в солончак Келькор, уровень его дна находится ниже уровня моря, а интенсивная дефляция продолжается.

2. **Дальность уноса эолового мелкозема.** Факты далекого уноса ветром из пустынь были известны давно. В наше время пылевая буря апреля 1920 г., пришедшая из-за Каспия, охватила площадь в 1 млн. $км^2$ юга страны от Астрахани и Волгограда до Харькова и Днестра. Она сдула и перенесла ветром до 25 $км^3$ почвы, в основном серо-бурой, каштановой и черноземной. Дальность воздушной транспортировки части этой пыли составила минимум 2 500 *км* (Жуков, 1964). По измерениям Н. А. Бобок, установлено, что почвенный мелкозем, сдутый 5—7 января 1969 г. с полей Северного Предкавказья, осел на снежный покров Молдавии в зависимости от экспозиции склонов, в количествах от 18 до 22 $гр\ м^2$, проделав путь туда около 1 000 *км*. Однако этот мелкозем достиг и Центральной Европы и даже Голландии.

Судя по пыльной буре 3 мая 1892 г., западными пределами осаждения пыли, выносимой из Средней Азии и нашего Европейского юго-востока, являются Финляндия, Швеция, Аландские острова и вся Дания, где выпал тогда «илистый» дождь, содержавший желто-бурую и серовато-тую пыль. Дальность эоловой транспортировки мелкозема превысила тогда 4 000 *км* (Наливкин, 1969).

Что же касается дальности уноса пыли из крупнейшей пустыни мира Сахары, этого самого мощного поставщика пыли, то неоднократные наблюдения свидетельствовали о ее оседании на океанические суда в Атлантике на расстояниях до 3 тыс. *км* на запад от берегов Северной Африки. В наше время, океанические исследования показали, что это настолько мощный процесс, что донные отложения не только Атлантики, но и многих районов Тихого и Индийского океанов сложены на 25—27% из эолового материала (Aston ,1973). Эти данные о дальности выноса пыли в океаны и ее большой роли в составе океанических грунтов подтверждаются и работами наших исследователей (Живаго В. Н. и Ю. А. Богданов, 1974).

Американский космический снимок 1972 г. заснял один из примеров пылевого выноса пыли. Густой пылевой шлейф пересек тогда всю Атлантику и дошел до острова Барбадос в Антильском архипелаге, пройдя следовательно 4 400 *км* от западного побережья Африки. Однако это не предел распространения африканской пыли пассатами, поскольку она неоднократно улавливалась в Центральной и Северной Америке, т. е. на расстояниях более 6 000 *км* от Сахары (Лисицын, 1974). Перелеты на самолетах через Сахару доказывают, что вынос из нее густых облаков пыли происходит очень часто, захватывая то один, то другой район. Перенос пыли обычно происходит над равнинами на высоте до 3 *км* над их поверхностью, но достигает высоты и в 6 *км* (Лисицын, 1974). Соответственно над пустыней Такламакан, лежащей на уровне 1—1,5 *км*, слой пыли поднимается чаще всего до высоты 4—4,5 *км* и до этой же высоты в массовом количестве пыль оседает на северных склонах Куньлуня, но частично переносится через этот хребет (6,5 *км* высотой) в Тибет.

На нашей территории транспортировка пыли в горах была изучена для Тяньшаня с переносом ее через хребты до 4—4,5 *м* (Глазовская, 1952). На Восточном Памире даже пески в массовом количестве переносятся через водоразделы высотой до 5 *км*. Многочисленные литературные данные показывают, что красная пыль, выносимая из Сахары, переносится и через Альпы, частично оседая на их снега, но достигает и Англии и Северной Европы. Известны случаи, когда пыль ураганов поднималась на высоту в 12 *км* (Наливкин, 1969), а чем выше она поднимается, тем дальше она переносится. Количество оседающей в океаны пыли, по подсчетам H. Windom (1969), превышает в год 1 млрд. тонн, а по определению А. П. Лисицына (1974) — 1 млрд. 600 тыс. тонн, т. е. величину весьма ощутимую в геологическом круговороте вещества.

3. **Частота переноса пыли.** О широком распространении и частоте мощного выноса пылевых потоков из пустынь теперь постоянно свидетельствуют фотографии, получаемые с космических спутников.

Данные метеорологических станций свидетельствуют о том, что в различных районах Средней Азии и Казахстана бывает в среднем за год до 40 и 90 дней пылевых бурь. Что же касается расположенной восточнее Таримской впадины, то там, по данным метеостанций, пылевые бури бывают от 100 дней в году у южных подножий Тяньшаня, до 174 дней в г. Хотане, расположенном у северных подножий Куньлуня (Федорович, 1961).

Такова частота переноса пыли в природных условиях пустынь, находящихся по сути дела вне воздействия человека. Что же касается антропогенного влияния, то оно больше всего сказывается в зоне распахиваемых и неорошаемых степей. Всем известны громадные опустошения, производимые пылевыми бурями в степях, но их частота и итоговая работа все же несравненно меньше той, которая многократно в году совершается в каждом районе и на всех просторах пустынь и полупустынь.

4. **Эоловая дифференциация пылевого материала.** Изучение гранулометрического и минералогического состава пылевых отложений со всей убедительностью показало, что по мере удаления пылевого вещества от районов выноса происходит четкое и направленное изменение его вещественного состава. При этом выявлено постепенное и закономерное уменьшение: а) величины зерен, б) количества минералов с тяжелым удельным весом и в) менее стойких минералов. В том же

направлении происходит и уменьшение мощности пылевых отложений. В последние годы эоловая направленная дифференциация начала изучаться на донных осадках океанов. Однако гораздо шире она изучена на материале лёссовых покровных накоплений равнин, где она является законом не знающим исключения, кроме случаев воздействия местных источников пыли.

В подгорных областях дифференциация также полностью сохраняется. Однако накопление эолового мелкозема нередко сопровождалось выносом с гор временными потоками иных по составу отложений. Поэтому смешение этих различных по генезису осадков — эолового мелкозема и пролювиального песчаного, гравийного, а иногда и галечного материала, приводило к тому, что местами лёссы у гор имеют более грубый состав, чем по мере удаления от них, но это не нарушает общей закономерности, так как в данном случае речь идет либо о смешанных, неоднородных переотложенных лёссовидных отложениях, либо о первичных лёссах, в которых к принесенной издали пыли добавился местный более крупнозернистый эоловый мелкозем.

Убедительнейшие факты эоловой дифференциации лёссового мелкозема по мере удаления от основных источников его выноса известны для многих районов. Они были проанализированы и освещены для Центральных районов Европейской территории СССР (Седлецкий и др., 1955), Северного Предкавказья (Балуев и Царев, 1964), Евразии (Федорович, 1960, 1972), штата Вашингтон, США (Lewis, 1960), лёссовой провинции Китая (Кесь, 1966) и др.

Такая же дифференциация вещественного состава и мощности характерна для лёссов, образующихся из эолового мелкозема, выносимого ветром из крупных долин. Она охарактеризована для Днепра (Карлов, 1958), для Миссисипи (Lighton, Willman, 1950) для Дуная (Минков, 1968) и других. Аналогичных примеров можно привести много.

Закономерные количественные изменения некоторых минералов в пространстве при сохранении состава лёссов на площади крупных минералогических провинций и полная независимость этого состава от подстилающих толщ подтверждают далекий эоловый перенос лёссового мелкозема.

5. **Переходы между транспортированными ветром песками и мелкоземами.** Основная масса исследователей, изучающая «холодные» лёссы, не встречает таких переходов, поскольку они наблюдаются в основном на окраинах песчаных пустынь, где известны как «предпески». Однако и там эти переходы, в силу различных факторов и условий, наблюдаются не повсеместно, но известны в ряде районов.

Переход песков в лёссы в направлении господствующих ветров прекрасно прослеживаются на Предкавказьи от Терско-Кумского песчаного массива через песчаные и супесчаные лёссы к суглинистым лёссам Ставропольского плато. Аналогичный переход от песков пустыни Алашань и Ордос к песчаным, супесчаным, легко и тяжело суглинистым лёссам на равнинах и к лёссовым покровным глинам в горах Циньлиня изучен для Лёссовой провинции Китая (Кесь, 1966). Такой же переход имеется в Кулундинской степи от Иртышских песчаных массивов до суглинистых лёссов Алтая и покровных глин Салаира (Федорович, 1960). Федоровичем же был изучен постепенный переход от барханных песков пустыни Такламакан, надвинутых на пролювиальную равнину северных подножий Куньлуня к алевритовому эоловому плащу, осевшему на склонах хребта. Там зона экстрааридной пустыни сменяется

высотным поясом пустынь и до 5,5 *км* высоты, где начинаются вечные снега, нет перехода даже к полупустыням. Поэтому там процессы почвообразования крайне угнетены и типичные лёссы не образуются. Эоловая супесь, распространенная до высоты 4,5 *км*, сохраняет в разрезе строение ветровой ряби и прикустовых бугров, она не уплотнена почвенными коллоидами, лишена агрегатной микроструктуры и поэтому не выдерживает вертикальных обрывов. Повсеместно на равнинах эти переходы совершаются постепенно на расстоянии десятков километров, а в горах они короче и происходят на протяжении немногих километров.

Переходы от песков к лёссам в поперечном направлении к господствующим ветрам встречаются гораздо реже. Примеры их известны севернее Ташкента на правобережьи Сырдарьи в Приташкентских чулях на стыке их с песками Изакудук, а также в Каршинской степи юга Узбекистана. Обычно они бывают сравнительно короткими. К сожалению, такие переходы до сих пор остаются не изученными.

III. ОСЕДАНИЕ И НАКОПЛЕНИЕ ЭОЛОВОГО МЕЛКОЗЕМА

Осаждение пыли происходит, во-первых, при уменьшении скорости ветра, обусловленной различными циркуляционными процессами: при удалении от центров возникновения антициклонов, циклонов, фенов, при встрече с иными воздушными массами, а также при замене горизонтальных воздушных потоков вертикальными при встрече с орографическими преградами или крупными гидрографическими объектами, над которыми чаще располагаются более холодные и тяжелые, чем над сушей, воздушные подушки. Во-вторых, осаждению пылевой воздушной взвеси сильно способствует конденсация на пылинках влаги, приводящая к оседанию пыли с каплями дождя или снега. А этот процесс совершается при охлаждении несущих пыль воздушных потоков либо при движении их к северу, либо при подъеме их перед горами, что приводит к осаждению пыли на подгорных равнинах или предгорьях и горах.

Осаждение пыли происходит в основном в районах со среднегодовой скоростью ветра менее 2,5—2 *м/сек*, и в периоды преобладания этих же скоростей. Если пыль садится на слабо заросшие или оголенные перевеваемые пески, то она при последующих ветрах вновь уносится. На этом основан тот факт, что перевеваемые пески постепенно освобождаются от мелкозема и содержат на 95—99% одну лишь фракцию размерностью 0,25—0,05 *мм* или с добавлением более крупных частиц. Однако повсюду, где есть достаточно густая растительность и мелкоземная почва, пыль осаждается на растениях, прилипает к ним (особенно при росе), а затем смывается с них дождями и входит в состав почвы, постепенно втягиваясь в процесс почвообразования.

Прилегающие к пустыням семиаридные области, где среднегодовые скорости ветров меньше 2,5 *м/сек*, являются аренами современного накопления эоловой пыли. В более северных степных и лесостепных областях роль густого растительного покрова настолько возрастает, что оседание эоловой пыли с ее трансформацией в каштановые почвы и черноземы происходит и при значительно больших среднегодовых скоростях ветров, а именно до 5—6 *м/сек*. Конечно, какая-то доля пыли с растительности может вновь подняться в воздух, но доля эта крайне мала. Вот почему как в степной, так и в более северных зонах, приле-

сенный мелкозем почти полностью остается на месте, постепенно превращаясь в лёссы и аналогичные им отложения.

Закрепление мелкозема происходит также на высоких поймах и на обсыхающих дельтах пустынной зоны, но там эоловая пыль смешивается с аллювием и формируются лёссовидные эолово-аллювиальные суглинки, а не лёссы. Одним из таких примеров являются отложения низовьев Амударьи, прекрасные разрезы которых обнажаются в обрывах ее староречий Дарьялыка, Даудана и др. Такие же отложения широко развиты в районе Кашгара, Хуанхэ и во многих других аллювиальных равнинах аридных областей.

Интенсивность осаждения эоловой пыли весьма неравномерна как во времени, так и в пространстве и зависит от всего комплекса природных условий, но прежде всего от степени удаленности от источников выноса и от географической зональности. Для суждения о скорости накопления пыли данных очень мало и особенно полученных непосредственными наблюдениями. На основании косвенных данных, а именно изучения археологических памятников и мощности погребающих их осадков, было известно, что, например, в засушливой Причерноморской степи эта скорость накопления эолового мелкозема каштановых почв достигала 0.18—0.20 *см* в год (Бараков, 1913). Сейчас при развитии геохронологического метода изучения абсолютного возраста получены новые данные для различных районов. Так, в лесостепи под Курском скорость накопления пыли черноземов от 0.13 до 0.22 *мм* в год (Герасимов, 1969). Позволяет судить об этом процессе и изучение лёссовых толщ при помощи термолюминесцентного метода. Установлено, например, что в Средней Азии эта скорость в определенные периоды достигает 5 *мм* в год (Лазаренко и Шелкопляс, 1973).

Изучение рельефа лёссовых областей показало, что приносимая ветром пыль при осаждении подчиняется воздействию структуры приземного воздушного потока. Поэтому она аккумулируется в разных районах далеко неодинаково, но обычно подчиняется тем же закономерностям, что и перевеваемый песок. В результате, при оседании пыли образуется весьма специфический рельеф, отражающий эту структуру и названный лёссовым рельефом (Кесь, 1959). Характер и степень первичной (полученной в процессе эоловой аккумуляции) расчлененности этого рельефа зависит от режима ветров. Наиболее расчленен лёссовый рельеф там, где ветровой поток имеет относительно бóльшие скорости (в среднем от 2,5 до 1,5 *м/г*) т. е. в зоне распространения песчаных и супесчаных лёссов, ближайшей к области выноса пыли. Наименее расчлененный первичный эоловый лёссовый рельеф характерен для наиболее удаленной зоны суглинистых и тяжело суглинистых лёссов, где ветры очень слабы или почти отсутствуют и пыль равномерно садится на поверхность земли. В расчлененном лёссовом рельефе наиболее распространенной формой являются гряды, вытянутые в направлении господствующих ветров. Этот рельеф распространен очень широко и описан для Азии (Кесь, 1963, 1974), для Европы (Rózycki, 1968, Кесь, 1974), Америки (Lewis, 1960) и для неокторых других лёссовых районов.

В процессе эоловой аккумуляции, или после нее, в той или иной мере, этот рельеф подвергался эрозии. Степень его эродированности зависит от характера древнего подстилающего лёссы рельефа, от состава эоловых отложений и их фильтрационной способности, количества выпадающих атмосферных осадков, густоты растительного покрова и других природных факторов, а также от древности распахивания территории.

Поэтому рельеф лёссов в аридных условиях и на плоских равнинах может долго оставаться почти чистс эолово-аккумулятивным, сохраняя плоско-равнинные, полого-волнистые или полого-грядовые формы. Таков он, например, на Ставропольском плато, где крутизна склонов редко достигает 2.5°, и в Каршинской степи Узбекистана. Однако на возвышенностях с глубоковрезанными древними долинами, как например, в Лёссовой провинции Китая, лёссовый рельеф формировался при активном участии эрозии. Поэтому такой рельеф необходимо относить к эрозионно-эолово-аккумулятивным типам в отличие от чисто эолового рельефа песков.

ЛИТЕРАТУРА

Бараков П. Ф. Эоловые наносы и почвы на развалинах Ольвии. — «Почвоведение», 1913, № 4.

Балаев Л. Г., Царев П. В. Лёссовые породы Центрального Предкавказья. М., «Наука», 1964.

Герасимов И. П. Новое в подходе определения абсолютного возраста почв. — Изв. АН СССР, сер. географ., № 1, 1968.

Герасимов И. П., Давитая Ф. Ф. Субаэральное происхождение покровных отложений. Изв. АН СССР, сер. географ., 1973, № 3.

Глазовская М. А. Эоловые мелкоземлистые накопления на ледниках хр. Терской Ала-Тау. — Тр. Ин-та географии АН СССР, XIX, 1952.

Живаго В. Н., Богданов Ю. А. Эоловая взвесь над Атлантическим и Тихим океаном. — «Гидрофизическ. и гидрооптические исследования в Атлантическом и Тихом океанах». М., «Наука», 1974.

Жуков М. М. Оценка эолового фактора образования лёсса в свете изучения черных бурь. — Тр. Ин-та геолог. и геофиз. СО АН СССР, № 24, 1964.

Карлов Н. Н., Кравченко А. И. Четвертичные вулканические пеплы окрестностей г. Днепропетровска. — Тр. Комиссии по изуч. четвертичного периода, т. 13. М., 1957.

Карлов Н. Н. Об общей закономерности изменения мощности и гранулометрического состава приднепровского лёсса. — Доклады АН СССР, 1958, № 3.

Кесь А. С. О строении рельефа лёссовой провинции Северного Китая. Изв. АН СССР, сер. географ., 1959, № 2.

Кесь А. С. Основные черты строения лёссового рельефа. — Сб.: «Идеи академика В. А. Обручева о геологическом строении Сев. и Центр. Азии и их дальнейшее развитие». М., Изд-во АН СССР, 1963.

Кесь А. С. Эолово-почвенные отложения, их состав, строение и особенности формирования. — Сб.: «Современный и четвертичный континентальный литогенез». М., «Наука», 1966.

Кесь А. С. Геоморфологическое строение и районирование лёссовой провинции Китая. — Сб.: «Геоморфология зарубежных стран». М., «Наука», 1974.

Ключарев Н. И. Эоловые процессы на левобережье Куйбышевского водохранилища у г. Тольятти. — Изв. АН СССР, сер. географ. 1969, № 5.

Ключарев Н. И. Сопоставление покровных отложений Жигулевского левобережья Волги с современными эоловыми осадками. — Изв. АН СССР, сер. географ., 1973, № 3.

Кривенков А. М. Об интенсивности выдувания и выветривания в некоторых пустынных районах. — Тр. Ин-та геологии АН Турк. ССР, т. IV. Ашхабад, 1962.

Лисицын А. П. Осадкообразование в океанах. М., «Наука», 1974.

Лазаренко А. А., Шелкопляс В. Н. Первые определения возраста среднеазиатских лёссов термолюминесцентным методом. — Сб.: «Стратиграфия, палеогеография и литогенез антропогена Евразии» к IX Конгрессу ИНКВА. М., 1973.

Минков М. Льосът в северна България. Изд-во на Българската Академия на Науките. София, 1968.

Наливкин Д. В. Ураганы, бури и смерчи. Л., «Наука», 1969.

Седлецкий И. Д., Ананьев В. П., Куценко А. Е. Ледниковые отложения, как источник лёссовой пыли. — Бюлл. Комиссии по изучению четвертич. периода, 1955, № 20.

Томирдиаро С. В., Орлова З. В. Природа и условия формирования лёссово-ледяных равнин на Северо-Востоке. — Колыма, 1970, № 5.

Томирдиаро С. В., Рябчун В. К., Кузнецов Ю. В., Орлова З. В. Лёссово-ледовый покров северной Якутии и Новосибирских островов, как продукт развевания шельфа. — Колыма, 1972, № 11.
Федорович Б. А. Вопросы палеогеографии равнин Средней Азии. Проблемы палеогеографии четвертичного периода. — Тр. Ин-та географии АН СССР, т. 37, 1946.
Федорович Б. А. Вопросы происхождения лёсса в связи с условиями его распространения в Евразии. Материалы по геоморфологии СССР, вып. 24. — Труды Ин-та географии АН СССР, т. 80. М., Изд-во АН СССР, 1960.
Федорович Б. А. Происхождение рельефа пустыни Такла-Макан и вопросы ее освоения. — Сб.: Куньлунь и Тарим. Очерки природных условий. М., Изд-во АН СССР, 1961.
Федорович Б. А. Интенсивность современных эоловых процессов в пустынях СССР. — Сб.: «Современные экзогенные процессы рельефообразования». М., «Наука», 1970.
Шмидт О. Ю. Четыре лекции о теории происхождения Земли. 2-ое издание. М.-Л., 1950.
Aston S. K. Eolian dust from the lower atmosphere of the eastern Atlantic and Indian Oceans, China Sea and Sea of Japan. — Marine Geology, N 14, 1973.
Butze H. Lavastrőme and Schenregen. Leipzig, 1955.
Fedorovich B. A. Recent and ancient, cold and worm Loesses and their relationship with glaciations and deserts, Acta Geologica Academiae Scientiorum Hungaricae. Tomus 16. Akademiai Klado, Budapest, 1972.
Kes' A. S. On spreding and forming loess relief in Europe. Acta Geologica Academiae Scientiorum Hungaricae, T. 16. Akademiai Klado, Budapest, 1972.
Leighton M. M., Willman H. B. Loess Formations of the Mississippi Valley. — Journ. Geolog. vol. 58, N 6, 1950.
Lewis P. A. Linear Topography in the south-western Palouse. Washington-Origon. — Annal-Assoc. Amer. Geographers, v. 50, N 2, 1960.
Rozycki S. Z. The Direction of Winds Carrying Loess Dust as Shown by Analysis of Accumulative Loess Form in Bulgaria. „Loess and Related Eolian Deposits in the World". Vol. 12 of the Proceedings of the VIIth Congress of the Intern. Assotiation for Quaternary Research. Lincoln, Nebraska, 1968.
Thomsen W. J. The Annual Deposits of Meteoritic Dust. — Sky and Telescope, 147—148, 1953.
Windom H. J. Atmospheric Dust Records in Permanant Anowfields Implications to Marine Sedimentation. — Geol. Soc. of Amer. Bull., v. 80, 1969, May.

А. А. Величко

ИССЛЕДОВАНИЯ И. П. ГЕРАСИМОВА В ОБЛАСТИ ИСТОРИИ РАЗВИТИЯ ПРИРОДНОЙ СРЕДЫ

Попытка проанализировать творческую и научно-организационную деятельность академика И. П. Герасимова как палеогеографа не поддается той простой однолинейной схеме, к которой часто прибегают при описании творческого пути ученого, а именно — в начале рассматривают долгие годы накопления материала, а затем характеризуют венчающее эти долгие годы обобщение.

Многообразие интересов, ширина кругозора, новизна решений крупных проблем сосуществуют в палеогеографических исследованиях И. П. Герасимова бок о бок с региональными фактическими исследованиями.

Может быть только первые десять с небольшим лет экспедиционных исследований, начавшихся еще со студенческих времен (шестнадцати лет И. П. Герасимов в 1921 г. стал студентом Географического института в Ленинграде), характеризовались преобладанием региональных исследований. Но уже одна «география» этих исследований с определенностью свидетельствует о том, что их автор не только отличается живым интересом к многим проблемам, но и о том, что на данных различных районов он отрабатывает и проверяет родившиеся общие представления. К числу районов, в которых И. П. Герасимов проводит экспедиционные работы, а затем публикует статьи, относятся Приаралье, Тургай, Казахский мелкосопочник, Приобское плато, Заволжье, Прикаспий, Средне-Русская возвышенность, Приднепровье, Приазовье.

Однако уже тогда эта напряженная полевая работа сопровождалась систематизацией и обобщением получаемых данных. И. П. Герасимов их использует при создании курса лекций по истории четвертичного периода, которые он читает для студентов Горного института в Ленинграде. Несколько лет спустя этот курс лекций будет положен в основу разделов: «Некоторые общие проблемы палеогеографии внеледниковых районов СССР» и «Южные моря СССР в ледниковый период» книги И. П. Герасимова и К. К. Маркова «Ледниковый период на территории СССР» (1939), книги, которой было суждено поднять советскую палеогеографию на принципиально новый уровень.

Вместе с тем, речь в данном случае может идти не только о новом качественном уровне исследования, но и о новом направлении в науке.

В упомянутой книге, а также в статьях, написанных совместно и отдельно, авторам приходилось завоевывать позиции для палеогеографии четвертичного периода, как самостоятельной отрасли географии, утверждать и обосновывать ее важное научно-теоретическое и научно-прикладное значение.

В этих работах говорится о том, что изучение четвертичного периода не может ограничиться только геологическими исследованиями. На повестку дня был поставлен вопрос об изучении географии четвертичного периода. Комплексный палеогеографический подход позволяет не только в значительной степени обогатить наши знания об истории четвертичного периода. Необходимость такого подхода диктуется прежде всего требованиями самой географической науки, задачами изучения современной природной среды.

Для И. П. Герасимова уже в тридцатых годах была очевидной вся пагубность метафизического взгляда, при котором сложная система природной оболочки рассматривается неизменной, работающей в одном и том же ритме, как часовой механизм. В противоположность такому ошибочному взгляду была выдвинута концепция исторического подхода к анализу состояния географической среды.

Палеогеографический (исторический) подход является тем ключом, который позволяет провести достоверный анализ современного состояния природных явлений, вскрывать сущность их взаимосвязей. Именно в этом заключается основное предназначение палеогеографии, ибо как сказано в одной из статей, помещаемых в настоящем сборнике, «большая часть исторических корней уходит в недалекое, но бурное прошлое нашей планеты — в четвертичный период» (Герасимов и Марков, 1938). Позже И. П. Герасимов (1961) прямо говорит о большом научно-прикладном значении палеогеографии, так как она позволяет выяснить исторические корни современных природных компонентов, таких как рельеф, растительность, почвы и т. д. в целях разработки наиболее рациональных путей их практического использования.

В данной статье мы специально делаем упор на этой стороне палеогеографической концепции И. П. Герасимова, связывающей неразрывной цепью прошлое и настоящее географической среды. Сейчас, когда проблема охраны и рационального использования окружающей среды становится государственной и даже межгосударственной задачей, от выработки общей правильной принципиальной позиции зависит по-существу дальнейшая стратегия существования человечества в целом.

Вместе с тем, И. П. Герасимов в полной мере оценивает значение комплексного, палеогеографического анализа и для самих исследований четвертичного периода. Именно палеогеографический метод препятствует шаблонному применению стратиграфических схем, когда делаются попытки одинаковой интерпретации природных событий совершенно различных районов. Дифференцированный пространственно-географический подход, учитывающий закономерное многообразие природно-климатических явлений, дает блестящее объяснение таким, казалось бы парадоксальным явлениям, как возникновение на различных территориях феноменов, иногда противоположных по своей географической сущности, под воздействием одного, общепланетарного климатического фактора. В числе таких феноменов И. П. Герасимов указывает наземное и подземное оледенение, различия в истории ледниковых этапов, зависящие от природных особенностей территории, региональные черты своеобразия в истории перигляциала и формирования лёссов.

Однако хотелось бы еще раз подчеркнуть главную особенность рассматриваемой палеогеографической концепции: ее актуальность, направленность на современные проблемы изучения природной среды.

Развитие генеральных научных положений сопровождается фактическими исследованиями, в которых принцип унаследованности находит свое конкретное приложение. К ним относится большинство геоморфологических работ И. П. Герасимова, в которых палеогеоморфологический анализ является неотъемлемой, органически связанной частью всего исследования. В пятидесятых годах, как раз на базе исторического подхода рождается новая теория геоморфологического этапа в развитии Земли.

Принцип унаследованности блестящее развитие получил в исследованиях И. П. Герасимова по северо-востоку Сибири. Его работа «Современные пережитки позднеледниковых явлений вблизи самой холодной области мира» (1952) является классическим примером глубокой оценки роли палеогеографического анализа при решении проблем современного состояния географической оболочки. Опираясь на работы И. Д. Черского, акад. А. А. Григорьева, М. И. Сумгина, используя богатые собственные сибирские полевые наблюдения, И. П. Герасимов делает смелый и чрезвычайно интересный вывод о том, что территория Центральной Якутии во многих своих чертах представляет собой «живой» палеогеографический реликт обстановки ледникового периода, сохранившийся здесь благодаря своеобразным климатическим условиям. Если в других районах признаки прошлого перешли в ископаемое состояние, то здесь они испытали лишь частичную деградацию. Такое представление впоследствие нашло свое подтверждение в исследованиях мерзлотоведов (Е. М. Катасонов), пришедших к выводу о стабильности криогенных условий здесь на протяжении длительного геологического времени. Одновременно, это представление послужило ключом для построения направленно-циклической схемы развития современных геоморфологических ландшафтов Северо-Востока (С. В. Томирдиаро).

Следы же былого распространения многолетней мерзлоты в виде мерзлотных клиньев, пластических деформаций в других районах (на Русской равнине, в средней и западной Европе), как известно, были установлены работами ряда отечественных и зарубежных исследователей перигляциальных явлений (Я. Дылик, А. И. Москвитин и др.). Наблюдения, проведенные автором настоящей статьи в шестидесятых годах, позволили говорить и о геоморфологической выраженности признаков исчезнувшей мерзлоты, которые образуют, если применять принципы геоморфологической классификации, предложенные И. П. Герасимовым, реликтовую криогенную морфоскульптуру. Вывод о существовании обширной области на территории Евразии в позднем плейстоцене с крайне суровым «перигляциальным» климатом был получен и И. П. Герасимовым совместно с Р. П. Зиминой (1970) на основании уже не палеокриогенных данных, а путем сравнительного палеозоогеографического анализа.

Таким образом, принцип метахронности, выдвинутый в свое время И. П. Герасимовым и К. К. Марковым для объяснения неравноценности развития ледниковых явлений в плейстоцене (в Сибири они оказались очень редуцированы по сравнению с Европой), «работает» и в отношении современного состояния природных компонентов и, в частности, области многолетней мерзлоты. На территории Европы она деградирована, но продолжает прекрасно сохраняться на большей части Сибири.

Принцип изучения современных проблем географии под углом палеогеографического анализа, плодотворность которого была столь ярко раскрыта в упомянутых трудах И. П. Герасимова, нашел свое развитие в работах многих исследователей, в том числе палеогеографов Института географии АН СССР, большинство исследований которых проводилось при участии и под его научным руководством. Среди них в первую очередь можно назвать работы М. И. Нейштадта, связанные с проблемами освоения и мелиорации заболоченных территорий Западной Сибири. Новые закономерности в структуре современного почвенного покрова, и эрозионных процессов, объясняющиеся последствиями особо суровых криогенных условий конца плейстоцена, в так называемой перигляциальной зоне Русской равнины, удалось обнаружить Т. Д. Морозовой и автору настоящей статьи. Активно работают над изучением признаков унаследованности в профилях современных почв их хронологического диапазона В. О. Таргульян, А. В. Александровский, Ф. С. Завельский, О. А. Чичагова. Наконец, на базе палеогеографических данных делаются интересные попытки дать прогноз дальнейшего развития природной среды. Все это с несомненностью определяет положение ИГ АН СССР как одного из ведущих учреждений в области применения палеогеографии для актуалистических и футурологических задач географии.

Выявление закономерностей изменения и развития природных процессов во времени и в пространстве требует, как известно, всестороннего изучения палеогеографии районов, различных в природно-генетическом отношении. Исторически сложилось так, что долгое время в изучении плейстоцена ведущее место занимали проблемы периодизации и палеогеографии оледенений. На отечественные исследования в этом отношении несомненно повлиял основополагающий труд П. А. Кропоткина «Исследование о ледниковом периоде» (1876). Из этого, конечно, не следует, что изучение территорий, находившихся когда-то за краем ледника, оставалось вне круга интересов геологов и географов. Достаточно вспомнить труды П. Я. Армашевского, Г. Ф. Мирчинка, В. И. Крокова, В. В. Резниченко и др. Скорее, такой дисбаланс можно объяснить тем, что (в отличие от ледниковых районов) для внеледниковых районов было в то время значительно труднее найти исходную генеральную гипотезу — ключ к расшифровке развития природы этой территории. Если для ледниковых районов такая гипотеза уже существовала (неоднократное надвигание ледниковых щитов, оставивших после себя сложно построенный геолого-геоморфологический комплекс), то для обширных внеледниковых территорий подобная общепринятая гипотеза отсутствовала. Не было и значительной твердой позиции в отношении генезиса почти всех специфических феноменов, наблюдавшихся на данных территориях. Оставались спорными и казались труднопроверяемыми такие вопросы, как: являются ли гумусовые прослои в лёссовых разрезах почвами или нет; если почвами, то за счет каких причин они формировались — локальных, геоморфологических или общеклиматических; за счет каких процессов и условий сформировались сами лёссы, как понимать природную обстановку внеледниковых территорий в целом?

Опыт, накопленный И. П. Герасимовым при изучении таких территорий, дал свой творческий результат при создании концепции природной обстановки за пределами ледника, изложенной в уже упомянутой монографии И. П. Герасимова и К. К. Маркова «Ледниковый период»

(1939). Это было рождение общей палеогеографической концепции природной обстановки за пределами ледника, на основе которой можно было решать ряд частных геоморфологических, физико-геологических и палеогеографических проблем. Она заключалась в следующем: за пределами ледника на обширных пространствах умеренного пояса (вплоть «до северных берегов Черного моря») распространялась природная зона, не имеющая современных аналогов в западной части СССР. Эта зона отличалась резко континентальным режимом, засушливым климатом, суровой и малоснежной зимой.

С того времени, когда была изложена эта реконструкция, прошло более тридцати пяти лет экспедиций, совершенствующихся аналитических исследований. Но можно без малейшей доли преувеличения сказать, что общая структура высказанной много лет назад концепции не только осталась непоколебленной, но наоборот — она нашла свое полное подтверждение, обогатилась новыми гранями, получила дальнейшее развитие. Детальные многоотраслевые исследования — палеоботанические (В. П. Гричук, З. П. Губонина), педолитологические и палеокриогенные (Т. Д. Морозова, Т. А. Халчева, В. В. Бердников и др.) — хорошо согласуются со сделанной много ранее реконструкцией. В ней же видятся истоки динамической системы: гиперзональность — зональность, выдвинутая автором настоящей статьи.

В пятидесятых годах для характеристики природной обстановки за пределами ледника начал применяться термин «перигляциал» и производные от него: перигляциальная обстановка, перигляциальная область (зона) и т. д. Этот термин, предложенный польским ученым В. Лозинским, быстро получил широкое распространение, завоевал прочное место в лексиконе ученых — исследователей четвертичного периода всего мира. Принял этот термин и И. П. Герасимов. Однако следует обратить внимание на то содержание, которое он вкладывает в этот термин.

Известно, что многие специалисты, изучающие историю четвертичного периода, проводят знак равенства между понятиями перигляциальные процессы и древние мерзлотные процессы. И. П. Герасимов (1969) выступает против такого суженного понимания. Стоя на позициях комплексного анализа причинно-следственных связей в природе, исследователь предлагает иную, как он сам отмечает, палеогеографическую интерпретацию термина перигляциал, понимая под ним природно-климатическую обстановку, характеризующуюся резко-континентальными, суровыми условиями, определяющими весь облик ландшафта и возникающую в широкой полосе за краем древнего материкового оледенения.

Очевидно, что в тесной связи с представлениями И. П. Герасимова об особенностях природной обстановки, господствовавшей в холодные эпохи во внеледниковых областях, находится и его концепция генезиса лёсса. По отношению к общему представлению о палеогеографии внеледниковых территорий, концепция происхождения лёсса может быть квалифицирована как частная. В то же время не только для геолога или палеогеографа, но и для любого естествоиспытателя ясно, что проблема лёсса является одной из наиболее остро дискуссионных в палеогеографии и геологии плейстоцена. Она же является и одной из стержневых проблем, в решении которой каждый новый шаг отражается на самых главных представлениях о теории природных изменений в плейстоцене в целом. В этом проявляется обратная связь в системе взглядов: происхождение лёссов — палеогеография внеледниковых областей.

Известно, что происхождение лёсса — это задача, к которой И. П. Герасимов возвращается неоднократно, вернее сказать — он не упускает из поля зрения своих научных интересов. постоянно, начиная с первых лет своих исследований. Знакомство с развитием его взглядов о лёссе представляется поучительным не только для оценки наших достижений в области генезиса лёссов, но и весьма существенно в методологическом отношении, так как показывает, что с одной стороны И. П. Герасимову свойственна глубокая принципиальность и последовательность в отстаивании своих позиций, а с другой стороны, отсутствие метафизического отношения к своим построениям, пересмотр, критическое отношение к тем сторонам концепции, проверка которых новыми фактами требует их переосмысления.

В тридцатых и сороковых годах (иногда и теперь) эоловая, водно-ледниковая, почвенная гипотезы происхождения лёссов нередко рассматривались в генетическом отношении как равнозначные варианты, из которых следовало делать выбор в соответствии с собственными взглядами. В монографии 1939 г. И. П. Герасимов отнес себя к сторонникам гипотезы Л. С. Берга, согласно которой лёссы возникли в результате почвенного выветривания в условиях пустынного климата. Однако представляется, что самым главным шагом И. П. Герасимова было не то, что будучи географом и почвоведом, учеником и последователем Л. С. Берга, С. С. Неуструева, Б. Б. Полынова, он мог глубоко оценить роль процессов выветривания при лёссообразовании. Принципиально важно было то, что он провел дифференциацию процессов аккумуляции минеральной массы и ее преобразования в лёсс. При этом подходе исчезло, казалось бы непреодолимое противоречие между главными гипотезами происхождения лёсса как эоловая, водно-ледниковая, делювиальная и т. п., с одной стороны, и почвенно-элювиальная — с другой. Материал как сырье для формирования лёсса мог приноситься различными агентами. Но затем он подвергался почвенно-эллювиальным процессам, под воздействием которых и происходило превращение породы в лёсс.

Главный упор делается, следовательно, на процессы трансформации уже принесенного материала. Что же касается агента аккумуляции, то в монографии 1939 г., после обзора различных гипотез, исследователь высказался в пользу того, что мелкозем осаждался при вытаивании масс льда (видимо, находившегося в грунте — АВ). Не случайно в разделе книги, где говорится о сухих резкоконтинентальных малоснежных условиях внеледниковой области, добавлена с трудом сочетающаяся с предшествующим текстом фраза о значительной обводненности территории, обусловливавшей большое развитие ледяных образований.

Дальнейшие исследования в этой области, особенно усиление работ по изучению лёссов в Институте географии, начавшиеся с середины пятидесятых годов, принесли много новых материалов по истории формирования лёссовых областей. Эти материалы, а также личные наблюдения в полевых маршрутах в шестидесятые годы, позволили И. П. Герасимову по иному представить ход накопления лёссового материала, а именно — преимущественно за счет накопления алеврита из воздуха. Проверив и признав значение такого процесса, он решительно пересматривает свой прежний взгляд на ведущий агент аккумуляции. Это дало ему возможность для дальнейшего совершенствования своей концепции, которая приобрела положение ведущей и наиболее признанной в проблеме происхождения лёссов (Герасимов, 1962).

Однако еще раз напомним, что основной упор своей концепции И. П. Герасимов делал не на агенте аккумуляции (он может быть различным), а на процессах преобразования материала в лёсс. В этом ядро его концепции. Он называет себя сторонником гипотезы Л. С. Берга, но в этом отношении необходимы серьезные дополнения. В развитии почвенно-элювиальной гипотезы И. П. Герасимов делает новый шаг, который существенно изменяет положение. В своем первоначальном виде гипотеза Л. С. Берга воспринималась как отражение процесса почвенного выветривания на значительную глубину, т. е. как процесс «прорабатывающий» довольно мощную толщу осадка. И. П. Герасимов принимает иной вариант: преобразование мелкозема в лёсс происходит по мере накопления материала, т. е. ежегодно. Иными словами, процессы аккумуляции и почвообразования действуют как бы совместно, сингенетично. Однако это не исключало, конечно, и существования и других вариантов сочетания обоих процессов. Опираясь на представления Л. С. Берга, В. А. Обручева, Б. Б. Полынова, И. П. Герасимов (1962) в шестидесятых годах как бы дает сводную классификацию путей лёссообразования (протогенез, сингенез, эпигенез), фокусирующие в себе все принципиальные схемы, раскрывающие механизм формирования лёссов.

При этом все же, если опираться на результаты исследования лёссов в различных районах европейской лёссовой области, то следует признать, что основной путь, по которому шло лёссообразование является сингенетическим.

Одно из важных доказательств в пользу такого вывода было получено в ходе решения совсем другой задачи — изучения истории формирования современных профилей на основе абсолютной хронологии, когда проводилась интерпретация серии радиоуглеродных дат, расположенных по всей глубине профилей почв. Материалы, характеризующие скорости формирования лёссового субстрата на примерах курских черноземов и других профилей, являлись как бы побочным выходом из этой работы. Однако они позволили, как отмечает И. П. Герасимов (Герасимов, Давитая, 1973), иметь уже не только качественные, но и количественные убедительные доказательства атмосферного глобального пылеоборота и его ведущего значения в формировании лёссовой пыли. С оценками скоростей аккумуляции (0,25—0,3 *мм* в год) хорошо согласуются и данные расчетов скорости лёссонакопления, вытекающие из радиохронологии самих позднеплейстоценовых лёссов (0,3—0,4 *мм* в год). В процессе такого постепенного осаждения лёссовой пыли и происходило ее преобразование в лёсс. Количественные данные, следовательно, являются очевидным аргументом, позволяющим рассматривать сингенез в качестве ведущего механизма.

О большой роли сингенеза свидетельствует и характер выветривания, свойственный лёссообразованию. Активно выступая против попыток «механически» объяснить возникновение лёсса (т. е. только за счет различного рода агентов седиментации), И. П. Герасимов на протяжении многих лет настойчиво и последовательно ищет пути к вскрытию реальной характеристики почвенного выветривания, которая позволила бы проверить — принять или отклонить — правильность вырисовавшейся обстановки, в которой шло формирование лёссов (сухие, резко континентальные условия, напоминающие современные полупустыни и южные степи).

Существенный шаг, сделанный в этом направлении, был связан с применением новых методов. Среди них чрезвычайно важным ока-

зался микроморфологический метод. И. П. Герасимов совершенно правильно выбрал тот рычаг, с помощью которого удалось достичь большого дальнейшего прогресса в проблеме лёсса. В отличие от ранее применявшихся методов, принятых в почвоведении и дававших опосредствованные характеристики, микроморфология позволила, как бы проникнуть в глубину «живой ткани» почвы. Первые же результаты, полученные под его руководством Т. Д. Морозовой в конце 50-х — начале 60-х годов, дали совершенно четкие результаты (Герасимов, 1963). И лёссы Средней Азии и лёссы Русской равнины имеют признаки, сближающие их с почвами сероземного (светло-сероземного характера), т. е. с почвенными образованиями пустынного и полупустынного характера. Конечно, в силу своих специфических особенностей (очень слабый промывной режим из-за крайне малого количества осадков, разреженный травянистый покров) процессы выветривания такого типа не могут быть отнесены к глубокопочвенным, они отражаются лишь в весьма маломощном профиле. Следовательно, как по характеру процессов выветривания, так и по особенностям седиментации, преимущество остается за сингенезом.

Итак, даже отдельные штрихи истории исследования происхождения лёссов позволяют проследить отношение ученого к своей концепции. Он не относится к ней как к канону, застывшему в своем первоначальном виде. Наоборот, она находится в постоянном развитии. Новые поиски приводят не только к совершенствованию установленного, но и к пересмотру некоторых своих позиций, в частности, касающихся преобладающего агента переноса и аккумуляции. Вместе с тем, на протяжении всего времени идет последовательная и бескомпромиссная борьба за развитие, укрепление ядра концепции, заключающаяся в ведущей роли специфических процессов почвенного выветривания в формировании лёссов.

Однако, роль И. П. Герасимова в разработке проблем, связанных с выветриванием в плейстоцене, этим не ограничивается. По-существу, он является одним из основателей целого направления (отраслевого и методического) в палеогеографии. Речь идет о палеопедологии. Многие его идеи лежат в основе развития отечественной, научной палеопедологии. Естественный ход событий вел И. П. Герасимова к палеопедологии. Научные интересы ученого с первых лет связаны с районами, где смена событий на суше, главным образом запечатлевалась в сложной гамме признаков выветривания. В лёссовых разрезах, которые ему приходилось видеть сотнями, отчетливо прослеживались темно-серые и темно-бурые горизонты, иногда с признаками дифференциации по профилю, в них угадывались погребенные почвы. Наконец, И. П. Герасимов является почвоведом, а следовательно, ему особенно глубоко можно оценить ископаемые почвы. Но вот что примечательно: проработав уже достаточно долго во внеледниковых областях, ученый как бы не спешит «принять» и использовать легкодоступный в поле и столь близкий в профессиональном отношении объект. Более того, он скорее занимает негативную позицию к попыткам некоторых геологов использовать погребенные почвы для целей стратиграфии и палеогеографии, довольно резко критикуя их на совещаниях и в статьях за необоснованность выводов. И. П. Герасимов (1941) отчетливо понимал, что главное заключается в правильной, грамотной диагностике почв. Поэтому он категорически выступает против определений почв, построенных на визуальных наблюдениях, к тому же не почвоведов.

В дальнейшем И. П. Герасимов (1946) разрабатывает ряд важных методологических вопросов палеопедологии. Он показывает, что почвы, сформировавшиеся в совершенно различных природных условиях, могут по своим внешним признакам иметь видимость подобия и их можно легко спутать. Он также пишет о том, что нельзя сводить определения ископаемых почв лишь к нескольким типам. Диапазон природных изменений в плейстоцене был чрезвычайно широк и в разрезах следует предполагать наличие как почв северных тундровых районов, так и субтропиков, а не только лесных или степных.

Не менее важными являются его положения о том, что ископаемые почвы не могут прямолинейно сопоставляться с современными почвенными типами, так как оказавшись погребенными под более молодыми осадками, т. е. выведенными из биологического круговорота, они теряют свои многие важные характеристики. В то же время на них накладываются следы новых эпигенетических процессов, которые могут в сильной степени исказить первоначальный профиль. Опираться в диагностике ископаемых почв, согласно И. П. Герасимову, можно лишь на устойчивые признаки, установление которых требует внедрения специальных методов. Такие признаки, по его мнению, могут быть выявлены с помощью фракционного состава гумуса, что вытекало из работ И. В. Тюрина, М. А. Глазовской, В. М. Фридланда: главным образом, с помощью микроморфологического анализа.

Начатые в конце пятидесятых годов в Институте географии АН СССР под руководством И. П. Герасимова конкретные исследования ископаемых почв, осуществляемые Т. Д. Морозовой при участии автора статьи, полностью подтвердили правильность его методологических подходов и разработок.

Именно микроморфологический анализ и анализ фракционного состава гумуса выявили те надежные признаки, которые легли в основу диагностики. Хорошо подтвердились и представления о широком типологическом диапазоне ископаемых почв. На Русской равнине были диагностированы почвы, близкие к якутским в конце плейстоцена, группа лесных и степных (в том числе типа прерий) в среднем и нижнем плейстоцене, почвы близкие к средиземно-морским в эоплейстоцене.

Касаясь развития палеопедологии, нельзя также не отметить большой роли И. П. Герасимова в развитии метода определения абсолютного возраста ископаемых почв. При участии О. А. Чичаговой, а в последние годы и Ф. С. Завельского в основных чертах была разработана система, учитывающая поправки на время биологического кругооборота изотопа углерода в гумусе, устанавливающая выбор датирующих фракций гумуса. Эти исследования И. П. Герасимова (1968, 1971) не только важны для палеопедологии, но и являются существенным вкладом в радиохронологию плейстоцена.

В целом, палеопедология за прошедшие два десятка лет переживает бурный рост, без нее теперь уже невозможно представить палеогеографии плейстоцена и этот факт служит самой объективной оценкой значения трудов академика И. П. Герасимова для развития науки об ископаемых почвах и процессах выветривания в плейстоцене.

Вместе с тем прошедшие два—два с половиной десятилетия в исследованиях И. П. Герасимова характеризовались не только развитием отраслевых методов и направлений в палеогеографии. Наряду с этим ученый значительную часть своих усилий направляет на изучение общих, комплексных проблем палеогеографии. Собиравшийся коллек-

тив палеогеографов в Институте географии АН СССР уже позволял решать такие задачи. Однако это требовало большой научно-организационной работы. Роль И. П. Герасимова как видного организатора науки широко известна. Эта сторона его деятельности заслуживает специального анализа. Ни одно крупное совещание по плейстоцену в нашей стране не проходит без его активного участия и как организатора и как докладчика. Он во многом направляет и ход совещания, благодаря своему дару острого полемиста и живому темпераменту, вызывает активное обсуждение в аудитории и на разрезах многих актуальных научных проблем.

Большая роль принадлежит И. П. Герасимову и в проведении международных встреч, и прежде всего всемирных форумов по изучению плейстоцена — Конгрессов Международной ассоциации по изучению четвертичного периода (ИНКВА), в работе которых он принимает участие, в том числе как руководитель советской делегации.

Однако эту сторону его деятельности нельзя рассматривать только как научно-организационную. Под его руководством и активном творческом участии проводятся крупные обобщающие коллективные исследования, в значительной степени определяющие не только лицо советской палеогеографии, но и палеогеографии, развивающейся в странах социалистического содружества.

Широкую международную известность получил подготовленный для конгресса ИНКВА в США (1965 г.) под руководством И. П. Герасимова и при активном участии Н. С. Чеботаревой труд «Последний европейский ледниковый покров». Он был создан палеогеографами и геологами СССР, Польши и ГДР. В нем нашли решение многие важные проблемы хронологии, динамики и деградации одного из главных ледниковых щитов плейстоцена северного полушария.

Не меньшую известность получило исследование, приуроченное к конгрессу ИНКВА во Франции (1969 г.) «Лёсс — перигляциал — палеолит на территории средней и восточной Европы», (Герасимов, 1969) так же осуществлявшееся под руководством И. П. Герасимова (при участии автора статьи). Это исследование носило еще более широкий международный характер — в нем приняли участие, наряду с учеными СССР, ученые ГДР, Польши, Чехословакии, Венгрии. Коллектив исследователей данной работы, как пишет И. П. Герасимов, поставил перед собой задачу не только необычную по масштабам охвата территории. Пионерный характер работы заключался в том, что в ней был дан комплексный анализ развития природных компонентов перигляциальной области (лёссов, криогенных процессов, почв, растительности) в тесной связи с историей первобытного человека на этой обширной территории.

Наконец, для последнего Конгресса ИНКВА, состоявшегося в 1973 г. в Новой Зеландии, под руководством и по инициативе И. П. Герасимова был создан макет атласа-монографии «Палеогеография Европы в позднем плейстоцене» — работы новаторской как по форме подачи материала, так и по содержанию (Герасимов, 1973). Это фундаментальное исследование является первым в мировой палеогеографии, содержащим серию палеогеографических карт для целого континента, комплексно отражающих пространственные закономерности строения основных природных компонентов прошлого — оледенения, лёссов, мерзлоты, почв, растительности на нескольких хронологических срезах. Большинство из

этих карт составлялись впервые. Их анализ позволит значительно углубить наши представления о тенденциях развития окружающей среды.

Обращает внимание тот факт, что все упомянутые три работы, подготовленные к конгрессам ИНКВА, имеют определенную логическую связь. Действительно, самая ранняя из этих монографий характеризует историю ледниковых районов. Следующая — посвящена природе внеледниковых районов. Обе эти работы являются как бы необходимой базой, на которой уже можно строить синтез природного развития районов, различающихся в генетическом отношении. Этот синтез нашел реализацию в третьей работе — Атлас-монографии.

Невольно задаешься вопросом: что это — намеренно намеченная на много лет вперед стратегия научного исследования или творческая интуиция, свойственная крупному исследователю, которая ведет его к большой цели? Скорее всего, такая стратегия вырабатывалась по мере исследования, диктовалась самим ходом исследования.

На Новозеландском конгрессе ИНКВА была образована новая комиссия, в задачу которой входит изучение геоэкологии первобытного человека. «Виновником» ее создания в первую очередь является И. П. Герасимов (1974). В 1973 г. он возглавил проведение Всесоюзного совещания по теме: «Первобытный человек и природная среда» (труды совещания под этим же названием изданы Институтом географии в 1974 г.). В развитие этого направления И. П. Герасимов предложил провести симпозиум на аналогичную тему в рамках Конгресса ИНКВА в Новой Зеландии; им же при участии некоторых других ученых была проделана основная работа по подготовке симпозиума и выработке его программы. В ходе работы этого симпозиума, на котором И. П. Герасимов представил доклад (совместно с автором статьи), по его предложению была создана новая комиссия, значение которой трудно переоценить.

Интерес И. П. Герасимова к проблемам взаимодействия человека и природы на самых ранних этапах не случаен. Внимание к ней со стороны ученого проявляется уже в начале сороковых годов, когда он принимает участие в археологической конференции и экскурсии по стоянкам бассейна Десны. Им опубликован об этом скромный отчет (1941). Но примечательно, что в нем содержатся суждения о геологическом возрасте стоянок, шедшие в разрез с господствовавшими в то время взглядами, но получившие затем подтверждение в исследованиях с конца пятидесятых годов.

И. П. Герасимов активизирует развитие в ИГ АН СССР исследований по палеогеографии палеолита. К Конгрессу ИНКВА в Париже (1969) Институт географии издает книгу «Природные условия первобытного общества на территории СССР», в коллектив авторов, возглавлявшийся И. П. Герасимовым, наряду с палеогеографами вошли ведущие геологи, археологи, палеоантропологи.

В этот период И. П. Герасимов начинает вплотную работать над теоретическими и конкретными аспектами проблемы. Общий взгляд исследователя по этим проблемам был высказан в выступлении на симпозиуме «Происхождение гомо сапиенс» (Париж, 1969). Результаты дальнейшего исследования проблемы изложены в последующих работах (Герасимов, 1974; Герасимов, Величко, 1973), где рассмотрены вопросы природных условий становления человечества, особенности его расселения и развития в различных природных зонах.

На основании этих исследований им выдвинут тезис о роли экологических кризисов в развитии общества. Возросшее в последнее время внимание И. П. Герасимова к этим аспектам связано с тем, что он их рассматривает, как необходимую составную часть общей задачи, которая является сейчас самой главной актуальной для географии в целом, а именно — охрана и рациональное использование окружающей среды. Можно полагать, что и в последующие годы изучение эволюции и динамики системы: человек — природная среда займут ведущее место в его трудах.

Широкий комплексный подход, выбор главной задачи, умение находить скрытые для обычного взгляда связи, активное восприятие и применение последних достижений в области развития природы в целом, тесная увязка их с историей человеческого общества ставят исследования И. П. Герасимова в число тех, которые определяют дальнейшее направление исследований в области эволюции и динамики природной среды.

ЛИТЕРАТУРА

Герасимов И. П. Вопросы четвертичной палеогеографии на археологической конференции в Киеве в 1939 г. — Пробл. физич. географ., т. 1, 1941.

Герасимов И. П. Древние почвенные и элювиальные образования и их значение для палеогеографии четвертичного периода. — Тр. Ин-та географ. АН СССР, вып. 37, 1946.

Герасимов И. П. Современные пережитки позднеледниковых явлений вблизи самой холодной области мира. — Изв. АН СССР, сер. географ., № 5, 1952.

Герасимов И. П. Погребенные почвы и их палеогеографическое значение. — Материалы Всесоюзного совещания по изучению четвертичного периода, т. 1, 1961.

Герасимов И. П. Лёссообразование и почвообразование. — Изв. АН СССР, сер. географ., № 2, 1962.

Герасимов И. П. — Сб.:Антропоген Русской равнины и его стратиграфические компоненты. — Изд. АН СССР, М., 1963.

Герасимов И. П. Новое в подходах и методах определения абсолютного возраста почв. — Изв. АН СССР, сер. геогр,, № 1, 1968.

Герасимов И. П. Введение к сборнику: «Лёсс — перигляциал — палеолит на территории Средней и Восточной Европы». Париж, 1969.

Герасимов И. П. Природа и сущность древних почв. — Почвоведение, № 1, 1971.

Герасимов И. П. Введение к книге: «Палеогеография Европы в позднем плейстоцене». Атлас-монография. М., 1973.

Герасимов И. П. Гоминизация приматов как результат выхода предков человека из природн. экосистем. — В сб.: «Теория и методика геогр. исслед. экологии Человека». М., 1974.

Герасимов И. П., Величко А. А. — В сб.: «Первобытный человек и природная среда». М., 1973.

Герасимов И. П., Давитая Ф. Ф. Субаэральное происхождение покровных отложений. — Изв. АН СССР, сер. геогр., № 3, 1973.

Герасимов И. П., Зимина Р. П. Сурки (Marmota) как типичные обитатели перигляциальной зоны ледникового периода. — Изв. АН СССР, сер. геогр., № 4, 1970.

Герасимов И. П., Марков К. К. Палеогеография ледникового периода на территории СССР. — Изв. АН СССР, сер. геогр., № 2—3, 1946.

Герасимов И. П., Марков К. К. Ледниковый период на территории СССР. — Тр. Ин-та геогр. АН СССР, т. XXXIII, 1939.

Кропоткин П. А. Исследования о ледниковом периоде. Вып. 1. Спб., 1876.

М. И. Нейштадт

ГОЛОЦЕНОВЫЕ ПРОЦЕССЫ В ЗАПАДНОЙ СИБИРИ И ВОЗНИКАЮЩИЕ В СВЯЗИ С ЭТИМ ПРОБЛЕМЫ

Много внимания в своих работах И. П. Герасимов уделял вопросам палеогеографии в широком смысле этого слова, в большой мере это касалось четвертичного периода. Хорошо известны, в частности, его работы по палеогеографии Западно-Сибирской равнины. Он впервые дал новую трактовку происхождения одной из самых крупных низменностей мира и выделил основные морфоструктурные единицы этой крупнейшей территории (Герасимов, 1940, 1946, 1959 и др.). В последние годы накопились новые довольно обширные материалы по различным аспектам палеогеографии этой страны, уточняющие и дополняющие установленные закономерности. В связи с этим в настоящей статье мы хотим рассмотреть некоторые черты палеогеографии этой части территории СССР, но уже в голоцене, последнем в настоящее время этапе истории Земли, непосредственно переходящим в современность, когда встает уже необходимость регулирования некоторых природных явлений и процессов, представляющих известные трудности при освоении Западной Сибири.

Материалы получены в результате исследований, которые Институт Географии АН СССР проводил на этой территории в последние годы, однако палеогеографическая изученность рассматриваемой территории все же весьма слабая, поэтому мы рассматриваем нижеизложенное лишь как схему, которая может послужить базой для последующих более детальных исследований.

В абсолютной геохронологической шкале голоцен представляет собою ничтожную величину. Если принять возраст начала кембрия в 600 миллионов лет, то голоцен, оцениваемый округленно в 10 000—12 000 лет, будет составлять лишь около 1/60 000, а по отношению к четвертичному периоду, принимаемому в 1 млн. лет, — около 1/100.[1] В то же самое время эта геохронологическая единица представляет собой выдающийся интерес, поскольку многие природные особенности настоящего времени в большой мере, особенно в умеренной зоне (как мы увидим далее) формировались на протяжении голоцена, когда происходили крупнейшие природные процессы, охватившие порой громадные пространства. Поэтому их изучение может дать ряд опорных данных для прогнозов на будущее.

[1] Geological time table. Elsevier Company. The Netherlands, 1970.

Мы остановимся на ряде голоценовых разрезов вблизи г. Нижневартовска Тюменской области.

После ухода последнего ледникового покрова, покрывавшего лишь северную часть равнины, территория Западной Сибири представляла довольно сложную картину. На ее поверхности сохранилось много эрозионно-аккумулятивных впадин, стариц, западин, остаточных озер, котловин термокарстового или просадочно-суффозионного происхождения, долин-логов, воронок, ложбин в грядовом рельефе, а также выходы грунтовых вод, которые послужили первоначальными очагами болотообразования. Развитию болот благоприятствовало также довольно большое количество осадков, которое превалировало над суммой получаемой радиации, т. е. над геофизическим оптимумом, когда тепловой и водный баланс балансировались. Способствовало развитию процесса также чрезвычайная равнинность территории, плохопроницаемые грунты, нарастание торфа, а также накоплявшаяся в самих болотах в больших количествах вода. Все это приводило к большой агрессивности процесса, в таком масштабе не наблюдавшейся нигде более на земном шаре.

Нами сделаны подсчеты, которые показали насколько быстро распространялся процесс заболачивания на территории равнины. Это выражается в следующих цифрах (табл. 1).

Таблица 1

Время тому назад	Заболочено в км^2	Дополнительно заболочено за очередной срок (2000 лет)	Ежегодная заболачиваемость в км^2
8000 лет	11004	—	—
6000 „	126546	+115542	57,77
4000 „	348198	+221652	110,82
2000 „	602076	+253878	126,94
В настоящее время	786000	+183924	92,96

Из этих цифр видно, какой громадной силы процесс развернулся на протяжении голоцена в Западной Сибири. Имеющиеся данные, подкрепленные абсолютными датировками по C^{14} показывают, что данный процесс не мог начаться только в отдельных точках, а затем «расползтись» по всей захваченной им территории. Характер рельефа дна торфяников, а также данные, полученные по горизонтальному распространению заболачивания говорят о том, что процессы болотообразования зародились более или менее одновременно на рассматриваемой территории в тысячах точках, постепенно сливаясь друг с другом, образуя крупные болота, а затем и целые болотные массивы и болотные системы. Накапливаемые в болотах (на всю глубину торфяной залежи) огромные запасы воды, которые в настоящее время оцениваются округленно для всей заторфованной площади равнины в 1 000 *км*^{3}, способствуют саморазвитию болот и их дальнейшему распространению. Как можно видеть из таблицы 1, процесс заболачивания все время «прогрессировал», за исключением значительного снижения в последние 2 000 лет. Последнее можно объяснить тем, что торфяные болота

местами близко подошли к хорошо дренируемым участкам вдоль русел рек, а иногда и прямо выходят своими разрушенными частями (естественными обнажениями) на берега рек (например, Оби, Иртыша и др.).

Таким образом, мы видим, как в своем палеогеографическом развитии меняется в голоцене характер территории Западно-Сибирской равнины и прежние леса в значительной степени (кроме, разумеется, районов тундры и степи) уступили свои места болотам. И сейчас, как первая стадия заболачивания, на рассматриваемой территории большая площадь лесов в значительной степени заболочена, что, конечно, сказывается на их качественном состоянии. Приведенная в табл. 1 площадь современной заболоченности (куда включены торфяные болота и заболоченные леса) по некоторым данным даже преуменьшена и общую заболоченную площадь Западно-Сибирской равнины можно оценить размером до 1 000 000 $км^2$.

В настоящее время в среднем (при исчислении за 8 000 лет) ежегодно заболачивается около 100 $км^2$ поверхности, откуда можно сделать прогноз, что для заболачивания оставшейся территории потребуется срок округленно в 5 000 лет. Однако, учитывая, что множество болот и их лопастей имеют в настоящее время направление заболачивания навстречу друг другу и близки к слиянию, то этот срок значительно уменьшается, возможно до 3 000 лет. Для человеческой жизни это, конечно, очень длительный срок, но для геологической истории — весьма мизерный. Таков прогноз на будущее, если не последует вмешательство человека.

Процессы заболачивания в большей своей части (при наличии благоприятных условий) переходят в процессы заторфовывания, которые также играют свою роль в изменении характера территории. Как этот процесс происходит на территории Западной Сибири, имея в виду, что нарастание торфа также имеет свои особенности в зависимости от типа торфа, геоморфологической позиции болота, нахождения в определенной географической зоне и т. п.?

По ряду имеющихся данных составлена следующая табл. 2, где показана средняя ежегодная скорость нарастания торфа (прирост торфяника) по всему разрезу (хотя в отдельные периоды скорость нарастания торфа в силу целого ряда причин, имеющих не только общее, но и местное значение, может меняться) для средней тайги Тюменской и Томской областей.

Таблица 2

Название болота и административная область (лесная зона, средняя тайга)	Мощность торфа в м	Абсолютный возраст основания торфяника	Средний ежегодный прирост в мм
Большое Першино, Тюменской области	4,82	9280±200 (МО—414)	0,52
Нижневартовское, Тюменской области	3,49	8780±35 (СОАН—173)	0,39
Покур, Тюменской области	2,00	9200±70 (СОАН—188)	0,21
Самотлор, Тюменской области	3,20	~ 9000 (СОАН—777)	0,35
Горно-Слинкинское, Тюменской области	5,20	9000±100	0,57
В Александровском районе, Томской области	3,45	9200±100	0,37

Таким образом, средняя ежегодная вертикальная скорость нарастания торфяников на болотах Западной Сибири за вышеуказанный период времени колеблется от 0,21 до 0,57 *мм*. Несмотря на такой ничтожный в среднем прирост, за большой срок развития торфяных болот образовался мощный слой торфа (на таблице от 2-х до 5,2 *м*), но достигает в отдельных случаях до 10,6 *м* (вместе с подстилающим его сапропелем). Все незначительные неровности поверхности, связанные с действиями водного, эолового, термокарстового и других процессов были выравнены, за исключением отдельных наиболее повышенных участков, а также более расчлененных, где процессы болотообразования протекали слабо или вовсе отсутствовали. Таким образом процессы болото- и торфообразования в значительной мере способствовали выравниванию доголоценового рельефа. Чрезвычайно изрезанная поверхность доголоценового рельефа превратилась большей частью в ровные пространства.

В голоцене создавались и поймы крупнейших рек Западной Сибири — Оби, Иртыша и других. Площадь поймы Оби весьма велика, местами до 60 *км* ширины. Временами, например, у Нижневартовска, высокий берег Оби отступает в отдельные годы на 8 *м*. Общий размер поймы Оби исчисляется площадью до 5 млн. *га*. Отсюда становится ясным, что в голоцене территория Западной Сибири была в значительной степени, если можно так выразиться, «переработана» процессами, происходившими в это время.

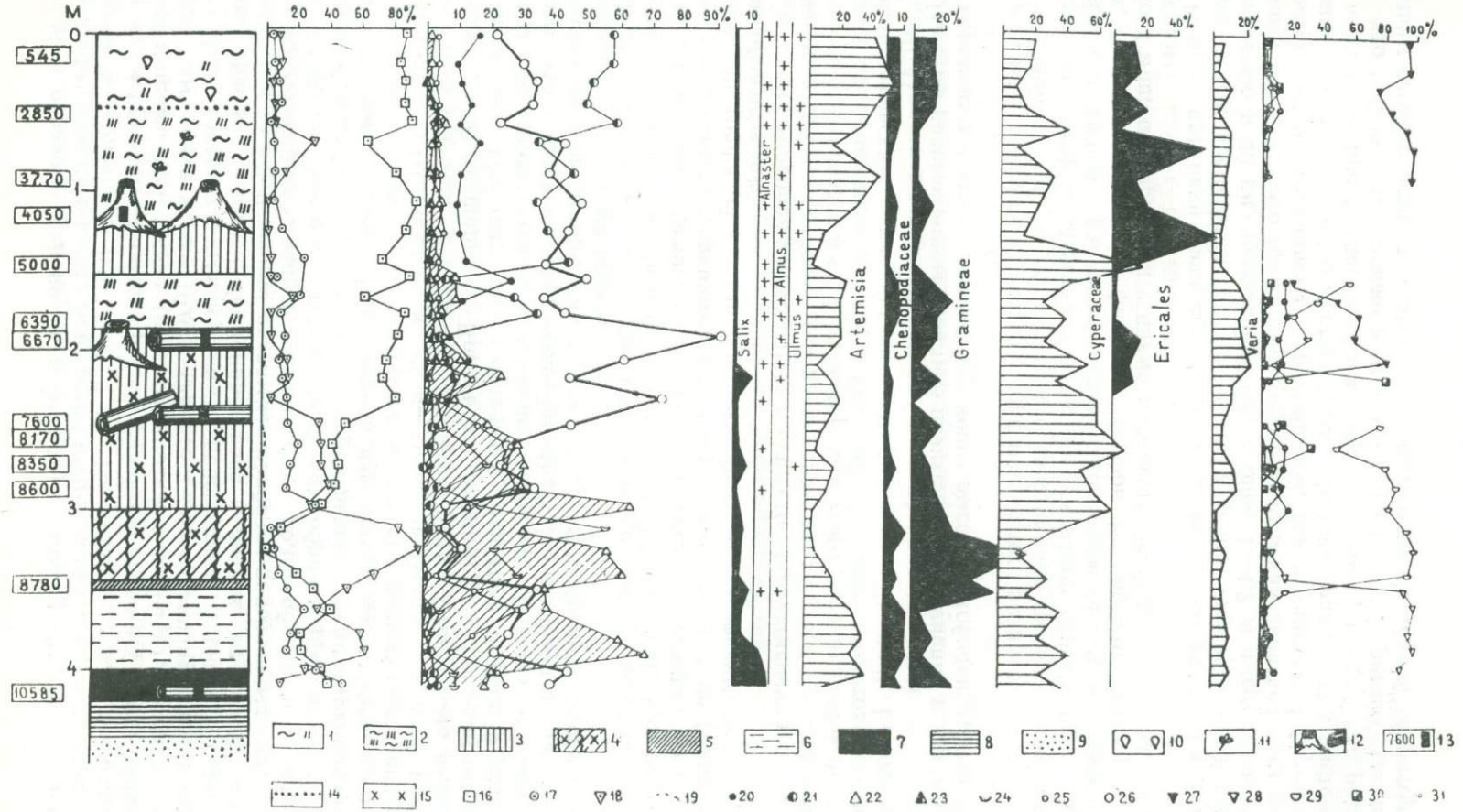
В результате этих процессов одновременно накопилось огромное количество торфа (по последним подсчетам 103 мрд. тонн при расчете на 40% влажности) самого разнообразного качества, который представляет собою наиболее крупные запасы торфа на земном шаре (Западно-Сибирский торфяной бассейн) и могут быть использованы для самых разнообразных целей.

За время голоцена происходили и существенные изменения в растительном покрове, которые мы рассмотрим на примере средней тайги в районе Нижневартовска. Материалы для этого дает торфяной разрез, взятый на обнажении берега р. Оби, обработанный болотоводческим, палинологическим и радиоуглеродным методом (Neustadt, Firsov and oth. 1974).

На этом разрезе видны довольно разительные изменения в характере растительного покрова, демонстрирующие высокую мобильность последнего (рис. 1) в голоцене.

Как можно видеть из разреза, торфяное болото развивалось вначале по низинному типу, с образованием тростниково-хвощево-осоковых и древесных торфов, преимущественно из остатков березы, после чего перешло в стадию верхового болота с отложением сфагново-шейхцериевых, сосново-кедровых и сфагновых торфов. В торфяной залежи отмечено 3 мощных горизонта с пнями и стволами сибирского кедра, сосны и березы.

Первые признаки начавшегося в голоцене почвообразования датируются здесь временем в 10 585 ± 80 лет. Хорошо гумусированный слой, мощностью в 20 *см*, залегающий на глубине 4—4,2 *м* имеет вышеуказанный возраст. Это время характеризовалось как значительным распространением травянистых группировок, так и участками березово-еловых лесов с примесью лиственницы. Пыльца травянистых растений по количеству преобладает над пыльцой древесных растений или равна ей, что наблюдается только в этой части разреза. Характер состава пыльцы свидетельствует о том, что в это время на данной территории


M
0
545
2850
3720
4050
5000
6390
6670
7600
8170
8350
8600
8780
10585
1
2
3
4
Salix
Alnaster
Alnus
Ulmus
Artemisia
Chenopodiaceae
Gramineae
Cyperaceae
Ericales
Varia

располагалась лесотундра, с соответствующим ей климатом. Затем процессы почвообразования были прерваны, отложились суглинки, мощностью до 0,5 *м*, а затем начались процессы торфообразования, которые уже не прекращаются до нашего времени. Начало беспрерывного торфообразования по абсолютному возрасту датируется временем в 8 780 ± 35 лет. Как и во время отложения суглинков, эта фаза характеризуется господством еловых и лиственничных лесов, которые пришли на смену лесотундре и анологичны современной северо-таежной полосе елово-лиственничных лесов с климатом северной тайги.

Дальше (вверх по разрезу и ближе к нам по возрасту) ель и лиственница довольно быстро убывают и господство переходит к одной породе — березе, при очень малом количестве хвойных. Это может соответствовать только подзоне лиственных (березово-осиновых лесов), расположенных в настоящее время гораздо южнее, что говорит за продолжающееся улучшение климата. В дальнейшем мы видим снижение количества березы при увеличивающемся захвате территории сибирским кедром. Некоторое время происходит соревнование этих двух пород после чего господство переходит к сибирскому кедру. Последнее характеризует уже подзону средней тайги, где сейчас расположен этот разрез. Таким образом в данном районе на протяжении голоцена, после отхода ледника, лесотундра сменилась северо-таежными лесами, затем подзоной лиственных (березовых) лесов, после чего развитие пошло вспять — к средне-таежным лесам. Каждая из этих фаз продолжительностью от 2 до 3 тысяч лет последовательно, постепенно уступала место другой, что в целом вызывалось главным образом сменой климатических условий — постепенным потеплением до максимума около 6 000 лет тому назад и затем постепенным новым похолоданием с наличием ряда более сухих периодов, например, от 5 000 до 4 000 лет тому назад, во время которого отложился хорошо разложившийся торф из сосны и сибирского кедра с сохранившимся плотным горизонтом крупных пней и стволов этих деревьев. Таким образом и климатический режим и растительность претерпевала за время голоцена большую мобильность, хорошо отраженную в пыльцевых диаграммах и в строении торфяных залежей, прошедших за это время также ряд этапов в своем развитии. В настоящее время это — типичное верховое болото с присущими ему особенностями.

Чрезвычайно развившиеся и продолжающие развиваться и сейчас торфяные болота и заболоченные леса, оставшиеся нам как палеогеографическое наследие голоцена, представляют собою главное неудобство территории Западной Сибири, препятствующее ее освоению, разработке полезных ископаемых, всякого рода строительству, проведению транспортных путей, в том числе и трубопроводному и т. п.

Отсюда возникает первая проблема, поставленная перед нами голоценом — постановка вопросов борьбы с этим вредным процессом —

Рис. 1. Палеоботанический разрез торфяного болота «Нижневартовское»

1 — фускум торф, 2 — сфагново-шейхцериевый торф, 3 — древесный (сосново-кедровый торф), 4 — тростниково-хвощево-осоковый торф, 5 — хорошо разложившийся торф, 6 — суглинок, 7 — гумусированная прослойка, 8 — глина, 9 — песок, 10 — плоды сибирского кедра, 11 — остатки вахты, 12 — пнистые горизонты, 13 — абсолютный возраст, 14 — граница вечной мерзлоты, 15 — остатки хвоща, 16 — сумма пыльцы древесных пород, 17 — сумма пыльцы травяных растений, 18 — сумма спор, 19 — пыльца водных растений, 20 — пыльца сосны, 21 — пыльца кедра, 22 — пыльца ели, 23 — пыльца пихты, 24 — пыльца лиственницы, 25 — пыльца кустарниковой березы, 26 — пыльца древесных берез, 27 — споры сфагнов, 28 — споры гипновых мхов, 29 — споры папоротников, 30 — споры плаунов, 31 — споры хвощей.

заболачиванием, его приостановление и нейтрализация. Это может быть решено как за счет общего уменьшения увлажненности Западной Сибири, главным образом ее средней и северной частей, включая сюда вопросы регулирования рек, как транзитных, так и второстепенных (ликвидация подпоров, снижение продолжительности паводков, спрямления русел, расчистка завалов и т. п.), так и путем осушения самих болот (Вендров, Герасимов и др., 1966).

Некоторые считают, что нельзя осушить болота, так как этим самым мы нарушим сложившееся в природе равновесное состояние. Однако, на самом деле, никакого равновесного состояния в природе Западной Сибири в настоящее время нет. Болота уже в течение 10 000 лет и может быть даже несколько больше непрерывно наступают на суходольные леса и другие формации, уничтожая огромные лесные насаждения и превращая их в болотные формации различного типа. Здесь идет непрерывная жестокая борьба двух растительных типов, в которой нет никакого компромисса, с постоянным успехом на стороне болот. К чему это привело в итоге, было сказано выше. Этот процесс может быть нейтрализован и задержан только вмешательством человека, если не последуют какие-либо сверхэстремальные изменения климата, на которые рассчитывать не приходится. Изменения происходят, как это было показано, и в смене географических зон на территории равнины, в смене типов лесов (отсюда, частично и фауны).

Таким образом, эти порой мало заметные изменения в природной обстановке, однако, идут беспрерывно, постепенно накапливаясь, чтобы в определенный момент приобрести уже другое качество, стимулируясь в первую очередь состоянием водно-теплового баланса и внутренним саморазвитием, обусловленным рядом причин.

Бесспорно, что прежняя (голоценовая) лесная зона Западной Сибири постепенно превращалась в лесоболотную, где площадь болот составляет в настоящее время примерно 50%, а на отдельных водоразделах до 70—80% территории, причем значительная часть существующих суходольных лесов уже тоже заболочена.

Современное состояние территории Западной Сибири таково, что в ближайшей перспективе требует нейтрализации процесса заболачивания, осушения болот и превращения их в культурные площади. Трудности этого дела весьма велики как по внутренним, так и по внешним причинам. К внутренним мы относим сами болота, их эволюционный процесс, накопившуюся инерцию, расположение в различных природных зонах, огромное количество собранной в них воды, различие в типах и свойствах самих болот, расположение в различных геоморфологических условиях. Это требует крупных капитальных вложений, необходимых для приведения болот в состояние, пригодное для того или иного освоения, что осложняется их крупнейшими площадями (хотя имеются на этой территории случаи освоения довольно значительных болот — Тарманского и Борового для снабжения торфяным топливом Тюменской ТЭЦ), возникновением пожарной опасности и т. п.

К внешним причинам мы относим возможное изменение воднотеплового баланса территории под влиянием осушения подстилающей поверхности. По имеющимся данным (Л. П. Кузнецова) влага, проносимая через Западную Сибирь на Юг и Восток, в значительной мере пополняется за счет испарения с болот.

Еще нет ясности в том, как это отразится на окружающей среде, как отразится (вместе с частичной переброской речных вод на юг) на со-

стоянии и судоходстве на Северном Ледовитом океане и т. д. Все это будет происходить на фоне климатических циклов различной продолжительности и общей направленности изменения климата в ближайшее и отдаленное время.

Палеогеография подсказывает, что природные условия Западной Сибири могут быть частично изменены в более благоприятную для человека сторону, однако этот вопрос требует больших исследований, экспериментов и стационарных наблюдений.

Здесь возникает вторая проблема — освоение в результате соответствующих мероприятий, результатов тысячелетнего вредного процесса. Нам представляется, что при этом следует иметь в виду три главных возможности. Первая заключается в превращении лесо-болотной зоны в лесную (с оставлением некоторых болот как заповедников), вторая— в преобразовании заболоченной части севера лесостепной зоны в район интенсивного сельского хозяйства, путем создания искусственных лугов и пастбищ (частично под зерновые, овощные и др. культуры), что потребует, конечно, больших гидротехнических сооружений, и третье — разнообразное использование накопившегося в результате вредного процесса полезного ископаемого — торфа.

Возможность превращения болот (в частности верхового типа) в хорошие лесные угодья, иллюстрируется многими разрезами торфяной залежи как в Европейской части СССР, так и в Западной Сибири.

Широко развернувшееся торфодобывание в СССР вскрыло ряд искусственных разрезов торфяных залежей, на которых обнажились с хорошей детальностью пнистые (лесные) горизонты. При гидроторфяном способе добычи вымывавшиеся из торфяных залежей пни и стволы крупных деревьев образовывали до 4% от общего объема залежи.

На уровне корневой шейки диаметр пней, находящихся в пограничном горизонте на Шуваловском болоте у Ленинграда достигал 35 *см*, при возрасте до 80—100 лет, в то время как на девственном Шуваловском болоте, исследованном М. М. Юрьевым в 1925 г. в ассоциации Sphagnetum magnopinosum, сосна при возрасте от 27 до 61 года имела диаметр на уровне груди всего от 1,1 до 4,5 *см*.

На Осеченском болоте Калининской области остатки леса в пограничном горизонте образуют настолько плотный горизонт, что при вскрытии торфяной залежи он с трудом прорубается топором.

При диаметре ствола в 22 *см* возраст сосны был равен 80 годам. По данным о росте нормальных сосновых насаждений на суходольных почвах в Ленинградской области сосна в возрасте 80 лет и при диаметре в 22,8 *см* имеет высоту в 20 *м* и относится к III бонитету. Надо полагать, что ископаемые стволы на Шуваловском болоте имели более высокий бонитет (Нейштадт, 1965).

В последние годы хорошо разложившиеся горизонты торфа, богатые мощными пнями (до 47 *см* на уровне корневой шейки) и стволами, обнаружены и в ряде районов Западной Сибири (Neustadt, 1971, 1974), причем эти слои нередко залегают непосредственно на слоях шейхцериевого торфа, материнские ассоциации которого в естественном состоянии характеризуются большим увлажнением, большей частью с частично открытой водной поверхностью (рис. 1). Это показывает, что пнистый горизонт связан с изменившимися климатическими условиями в сторону сухости, известным дренированием болот, и созданием в верхних слоях торфяной залежи более благоприятного водно-воздушного режима, когда на болотах могли произрастать сосновые леса самых

высоких бонитетов. Н. И. Пьявченко (1962) показал, что на болотах Сибири даже небольшое улучшение водно-воздушного режима, связанного с небольшими повышениями микрорельефа, ведет к появлению среди сильно увлажненных пространств, древесных насаждений, расположенных вдоль участков улучшенного режима, обычно очень узких, вытянутых. Наши наблюдения на болоте у оз. Самотлор показали, что на грядах, возвышающихся над общей поверхностью на 0,5—0,75 *м*, растут кедры и сосны высотою до 15 *м* и выше. Можно также сослаться на опыт облесения верховых болот в Ирландии и Финляндии (в последней также и улучшение существующих уже лесов), где это мероприятие широко распространено. Таким образом, нам кажется вполне обоснованным превращение верховых болот Западной Сибири, при соответствующем, конечно, их преобразовании в лесные насаждения высокого качества. Одним из мероприятий, возможно, следует признать образование искусственным путем гряд на болотах (подобно снегозадержанию). Лесо-болотная зона превратится в лесную, что несомненно будет способствовать общему улучшению природы. Вероятно, это приведет к некоторому изменению климатических условий, но это уже другой вопрос, который требует специального рассмотрения.

Северная часть лесостепной полосы заболочена примерно на 50%, причем одними травянистыми группировками — тростником, осоками, тростянкой и др. Эти заболоченные пространства имеют небольшой слой хорошо разложившегося торфа (до 1 *м*, иногда более). В свое время (1895—1904) они были частично осушены экспедицией И. И. Жилинского, однако впоследствии уход за осушительной сетью не производился в достаточной мере. Эти пространства вполне могут быть превращены в искусственные луга и пастбища для развитого здесь молочно-животноводческого направления хозяйства. Большая работа в этом отношении проведена существующей здесь уже ряд лет Убинской опытной мелиоративной станцией. Третье направление — возможность использования торфяных болот для получения топлива, в качестве химического сырья, для изготовления различных торфяных удобрений, получения подстилки, кормовых дрожжей, строительного изоляционного материала. Богатейшие в мире запасы торфа, притом разнообразного качества, сконцентрированные в крупнейших месторождениях делают последнее направление весьма перспективным. Уже имеется опыт использования торфа как топлива в самой Западной Сибири (для снабжения топливом Тюменской ТЭЦ), для получения удобрений в Томской области. Здесь намечены только некоторые пути и в самом общем виде, однако это говорит о широкой возможности использования преобразованных болотных ландшафтов в перспективе, что является одной из задач конструктивной географии.

ЛИТЕРАТУРА

Вендров С. П., Герасимов И. П., Куницын П. Ф., Нейштадт М. И. Влагооборот на равнинах Западной Сибири, его роль в формировании природы и пути преобразования. — Изв. АН СССР, сер. геогр., № 5, 1966.

Герасимов И. П. и Розов Н. Н. Основные вопросы географии почв Западной Сибири. — Проблемы советского почвоведения, сб. XI, 1940.

Герасимов И. П. Основные вопросы геоморфологии и географии почв Западно-Сибирской низменности. — Тр. научн. конф. по изучению и освоению производ. сил Сибири. Томск, 1946.

Герасимов И. П. Структурные черты рельефа земной поверхности на территории СССР и их происхождение. — Изв. АН СССР, сер. геогр., № 5, 1959.
Нейштадт М. И. Некоторые итоги изучения отложений голоцена. — В кн.: Палеогеография и хронология верхнего плейстоцена и голоцена по данным радиоуглеродного метода. М., «Наука», 1965.
Пьявченко Н. И. О происхождении грядового микрорельефа. «Проблемы ботаники», т. VI, 1962.
Neustadt M. I., Selikson E. M Neue Angaben zur Stratigraphie der Torfmoore Westsibiriens. — Acta agralia Fennica, 123, 1971.
Neustadt M. I., Firsov L. V. a. o. Some Peculiarities of Holocene in Western Siberia. — Geoforum, 17, 1974.

Н. А. Хотинский

СИНХРОННЫЕ И МЕТАХРОННЫЕ ЛИНИИ РАЗВИТИЯ ПРИРОДНЫХ УСЛОВИЙ ГОЛОЦЕНА

Непрерывно растущий поток информации по палеогеографии четвертичного периода приближает нас к познанию механизма динамики природных условий прошлого и возможности прогнозирования дальнейшей эволюции биосферы, т. е. к достижению основных целей палеогеографических исследований. На этом пути, естественно, нельзя обойтись без создания общепланетарной теории четвертичного периода.

Контуры подобной концепции впервые были намечены И. П. Герасимовым и К. К. Марковым, выдвинувшими идею о метахронном развитии природных условий и, в частности, ледниковых покровов в различных районах Земли. Подчеркивалось, что метахронное развитие оледенений есть результат физико-географического и климатического разнообразия поверхности Земли и должно учитываться как руководящая палеогеографическая концепция при анализе четвертичной истории всякой большой территории, и в том числе и СССР (Герасимов, Марков, 1939; Герасимов, Марков, 1941). В дальнейшем эта идея получила развитие и обоснование в трудах ряда исследователей (Марков, 1965, 1968 и др.; Марков, Величко, 1967; Величко, 1969, 1973, Асеев, 1974).

Понятие «метахронность» применяется в последнее время не только по отношению к ледниковым явлениям, но и к динамике климата, растительности и других компонентов природной среды. Было, в частности, отмечено, что изменение соотношения тепла и влаги на поверхности материков происходило в пространстве-времени неравномерно, разномасштабно и даже разнонаправленно (Марков, Величко, 1967). Метахронность, как заметил А. А. Величко (1969), заложена как бы в самой сферической фигуре Земли, так как общее колебание теплоприхода вызовет различные (иногда противоположные по знаку) изменения климата в различных поясах.

В противовес подобным идеям существуют представления об однозначности изменений природных условий и о полной синхронности климатических колебаний в четвертичном периоде. При этом ссылаются на полученные в последнее время палеоботанические и радиоуглеродные данные, свидетельствующие по мнению некоторых исследователей (Э. И. Равский, Н. В. Кинд, Ю. А. Лаврушин и др.) о синхронности климатических колебаний верхнего антропогена во всем северном полушарии. Например, Н. В. Кинд (1971) говорит о полной синхронности и

однонаправленности климатических колебаний (даже очень незначительных и кратковременных) в глобальном масштабе.

Вопрос о соотношении синхронной и метахронной линии развития природных условий Земли в четвертичном периоде приобрел сейчас дискуссионный характер, хотя большинство исследователей признает солнечно-обусловленную природу глобальных климатических колебаний. Вопрос состоит в том, как трансформировался приход солнечной энергии в различных частях Земли, вызывал ли этот процесс полностью синхронный или регионально-метахронный эффект?

Решение проблемы возможно лишь на основе детального анализа палеогеографического материала по обширным территориям на твердой хронологической основе. Наиболее благоприятная ситуация в этом отношении складывается для верхнего плейстоцена и голоцена, где временные сопоставления определяются по довольно точным радиоуглеродным часам.

На наш взгляд проблему «пространство-время» или, по существу, проблему выявления механизма динамики природной среды в прошлом, нельзя решать, не определяя в каждом конкретном случае как хронологических, так и пространственных рамок предмета дискуссии.

Установленный для какого-либо района синхронный ход развития определенного природного процесса можно представить, по мере накопления данных по другим территориям, как явление метахронное. Напротив, местные различия, по мере расширения пространственных рамок сопоставления, могут сгладиться за счет исключения второстепенных показателей и представить как синхронные тенденции. Аналогичные соображения можно высказать и в отношении определения хронологических рамок сопоставляемых явлений, так как палеогеографические выводы в значительной мере зависят от масштаба времени.

К этому примешивается некоторая неопределенность понятия «метахронность» — термина чисто хронологического, но трактуемого в более широком, палеогеографическом плане. К. К. Марков (Марков, Величко, 1967) понимает метахронность как неравномерное, разномасштабное и разнонаправленное развитие природной среды различных районов Земли в пространстве-времени. Н. В. Кинд (1971) отмечает, что разномасштабность еще не является метахронностью и предлагает новый термин — «хорологический гетеродинамизм», который обозначает различную интенсивность проявления однонаправленных изменений природных условий плейстоцена и голоцена на различных территориях. Это понятие, по мнению Н. В. Кинд, не исключает, но напротив, подчеркивает синхронность и однонаправленность ледниковых процессов и климатических колебаний четвертичного времени.

Приведенный пример терминологической несогласованности показывает, что идентичные события четвертичного времени могут рассматриваться одними исследователями как синхронные явления, другими — как метахронные. Стараясь избегать в дальнейшем подобной несогласованности, мы даем следующее определение рассматриваемым терминам.

«Метахронность» обозначает разновременность проявления однонаправленных явлений и процессов развития природных условий в различных районах Земли вне зависимости от их интенсивности.

«Синхронность» обозначает одновременность проявления однонаправленных явлений и процессов развития природных условий в различных районах Земли вне зависимости от их интенсивности.

Под этим углом зрения попытаемся оценить палеогеографические итоги трансевразиатской корреляции событий голоценовой истории растительности и климата, осуществленной на основе стратиграфических, палинологических, радиоуглеродных и других данных по широтному профилю, пересекающему лесную зону Северной Евразии. Палеогеографическое и хронологическое обоснование этой корреляции изложено (Хотинский, 1971), что позволяет сосредоточить внимание на более общих, теоретических вопросах. Полученные данные не претендуют на решение затронутой проблемы в глобальном масштабе и относятся лишь к северной части Евразии. Но и в этих, достаточно широких пространственных рамках, удается получить новый материал о соотношении синхронных и метахронных линий развития природы голоцена различных территорий.

Анализ полученных данных начнем с сопоставления схем изменения теплообеспеченности и увлажненности различных районов Северной Евразии в голоцене (рис. 1). Эти климатические показатели особенно важны, так как именно они в значительной мере определяют ход большинства географических процессов на Земле (А. А. Григорьев, И. П. Герасимов, М. И. Будыко, В. В. Величко и др.).

Ход кривых теплообеспеченности и увлажненности, установленный по данным анализа истории растительности, дает наглядное представление о значительных различиях в динамике климата атлантико-континентальных (Русская равнина), континентальных (Западная и Восточная Сибирь) и океанических (Сахалин, Камчатка) районов Северной Евразии. Вместе с тем хорошо видно, что основные рубежи схемы Блитта—Сернандера отвечают наиболее существенным климатическим переломам в исследованных районах. Сопоставление рассматриваемых схем удобнее осуществить по отдельным климатическим компонентам: теплообеспеченности и увлажненности.

Теплообеспеченность. Выявляется общая для всех районов тенденция: температурная депрессия в конце оледенения (верхний дриас) сменяется повсеместным потеплением, дальнейшим увеличением теплообеспеченности и последующим спадом температуры к настоящему времени.

Анализ палеоботанических данных позволяет разделить послеледниковье на два крупных отрезка: период нарастания температур (первая половина послеледниковья) и период спада температур с 4 500—5 000 лет назад. В целом, хорошо прослеживается главная тенденция изменения климата: переход от холодных условий конца последнего оледенения к послеледниковому термическому максимуму и последующему похолоданию.

Данные по Северной Евразии показывают, что температурная кривая послеледниковья не имеет строго параболического характера, а более сложную и неоднородную для различных районов конфигурацию. На этом фоне прослеживаются синхронные и метахронные линии развития температурной составляющей климата. Синхронные изменения отмечаются повсеместно на рубеже позднe- и послеледникового времени, в пределах предбореального периода, на атлантико-суббореальной границе. Метахронные черты ясно проступают при сравнении термических максимумом исследованных районов: в атлантико-континентальных областях он приходится на вторую половину атлантического периода, а в континентальных и океанических районах — на бореальный период. Смещение во времени составляет более 3 000 лет.

Увлажненность. Общие тенденции в изменении режима увлажненности исследованных районов Северной Евразии прослеживаются с большим трудом. Отмечается лишь всеобщий перелом в сторону относительного увеличения влажности на поздне—послеледниковом рубеже и более или менее сходный ход режима влажности в пределах предбореального периода. Последующие изменения увлажненности происходили в исследованных районах по-разному. На Русской равнине и Тихоокеанской окраине СССР (Сахалин, Камчатка) первая половина послеледниковья выделяется как фаза умеренной или дефицитной влажности. Гигротическая фаза приходится здесь на вторую половину послеледниковья.

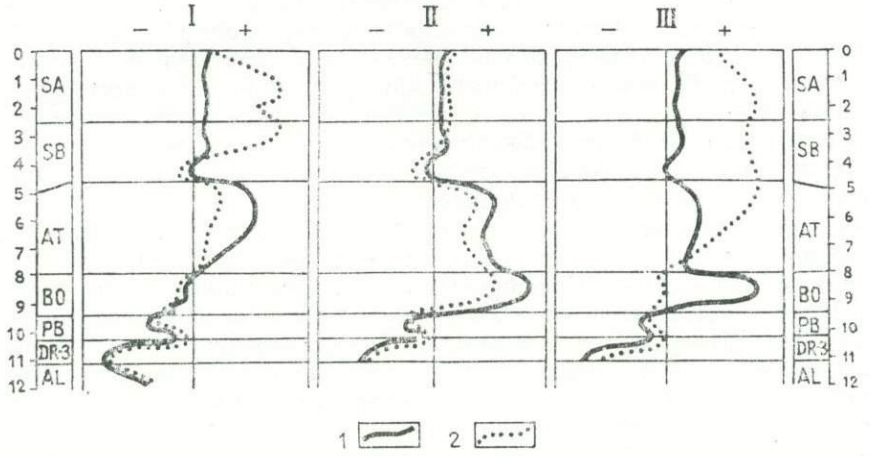


Рис. 1. Климатические колебания в Северной Евразии в голоцене
I. Атлантико-континентальный тип (Русская равнина); II. Континентальный тип (Сибирь); III. Океанический тип (Камчатка, Сахалин).
1 — теплообеспеченность, 2 — влажность.
Периоды голоцена: А — аллеред, Д—3 — поздний дриас, РВ — предбореальный, ВО — бореальный, АТ — атлантический, SB — суббореальный, SA — субатлантический.
Справа и слева — цифры абсолютного возраста в тыс. лет. Минус — понижение, плюс — повышение.

Совершенно иная, как бы зеркальная картина, наблюдается в континентальных районах Сибири, где гигротическая фаза приходится на бореальный и отчасти атлантический периоды, а фаза умеренной или дефицитной влаги на вторую половину послеледниковья. В данном случае можно говорить о полной метахронности гигротических фаз при сравнении атлантико-континентальных и океанических районов с континентальными областями Севера Евразии.

Выявленные синхронные и метахронные линии развития теплообеспеченности и увлажненности, накладываясь друг на друга, порождали большое разнообразие климатических ситуаций. Абстрагируясь от деталей, можно выделить три основных типа послеледниковой динамики климата исследованных районов Северной Евразии (рис. 1).[1]

[1] В предварительном варианте можно выделить еще атлантический тип (северо-запад Западной Европы), близко совпадающий с атлантико-континентальным типом.

1. Атлантико-континентальный тип (Русская равнина) с термическим максимумом в атлантическом периоде и гигротической фазой в послеатлантическое время.

2. Континентальный тип (Западная и Восточная Сибирь) с термическим максимумом и гигротической фазой в бореальном периоде.

3. Океанический тип (Камчатка, Сахалин) с термическим максимумом в бореальном периоде и гигротической фазой в послебореальное время.

Атлантико-континентальный и океанический типы сходны по общей тенденции развития процессов увлажненности. Континентальный и океанический типы характерны однозначным изменением режима теплообеспеченности.

Выявляется важный палеогеографический парадокс голоцена Северной Евразии: при увеличении влажности и потеплении Сибири в бореальном периоде, атлантико-континентальные и океанические районы развивались в условиях сравнительно прохладного и сухого климата (Русская равнина) или сухого и теплого климата (Тихоокеанская окраина СССР). Напротив, увеличение увлажненности относительно океанских областей Севера Евразии во второй половине голоцена сопровождалось уменьшением влажности Сибири.

Причины этих загадочных явлений пока не вполне ясны, хотя они определенно свидетельствуют о метахронном развитии природных условий различных районов Северной Евразии. Возможно они связаны с какими-то существенными изменениями физико-географической ситуации в Ледовитом океане и связанной с ними коренной перестройкой общей циркуляции атмосферы в Северной Евразии. При этом можно сослаться на М. И. Будыко (1971), который отметил, что изменение климатических условий в высоких умеренных широтах Северного полушария за последние 10 тысяч лет определялось значительными колебаниями площади полярного ледяного покрова.

Только с этих позиций мы можем дать частичное объяснение палеогеографическому парадоксу Северной Евразии и, в частности, удивительному явлению — увлажнению климата Сибири в бореальном периоде, указывающему на большóе своеобразие циркуляции атмосферы в это время. Этот феномен мог быть вызван уменьшением ледовитости Арктики, проникновением теплых морских течений из Атлантического океана в Баренцево море (пра-Гольфстрим?), возникновением интенсивного северо-западного течения влажных воздушных масс, огибавшего Фенноскандию и проникавшего в континентальные районы Северной Евразии.

«Прямой» западный перенос влаги из Атлантики в Сибирь исключен, так как палеоботанические материалы определенно указывают на относительно сухой и прохладный климат Русской равнины в бореальном периоде. Здесь в это время существовал, вероятно, более или менее устойчивый антициклон, связанный с сохранением остатков ледникового покрова в Скандинавии. Окончательное исчезновение этих ледников и разрушение антициклона привело к установлению в атлантическом периоде западного переноса влажных воздушных масс из Атлантики, причем более интенсивного, чем в настоящее время.

Резкое похолодание и усиление континентальности климата Сибири во второй половине послеледниковья объясняется увеличением ледовитости арктических бассейнов и ослаблением или исчезновением северо-западного переноса влажных воздушных масс. Похолодание в это

время имело место и в Западной Европе, на Русской равнине, на Тихоокеанской окраине СССР, где, однако, оно проявилось в ослабленном «океаническом» варианте. Новая перестройка циркуляции атмосферы Северной Евразии при переходе от атлантического периода к суббореальному отмечена проникновением в эти районы влажных воздушных масс, не достигавших, однако, континентальных районов Сибири. Подобная ситуация в различных вариантах сохранялась до настоящего времени.

Таким образом, выявляются значительные различия и метахронность климатических колебаний в различных районах Севера Евразии в послеледниковом времени. Не подлежит сомнению, что отмеченная контрастность развития природных условий еще более усилится, когда появится достаточно надежный и сопоставимый палеогеографический материал по другим районам Евразии и иным континентам. Однако уже полученные данные заставляют отказаться от представления о полной синхронности климатических колебаний в глобальном масштабе. Кроме того вполне ясно, что климатическая зональная система голоцена не может быть представлена одним вариантом, как это пытается сделать Хавстен (Hafsten, 1970), а должна синтезироваться из значительного количества крупно-региональных типов.

В свете полученных данных можно думать, что сложный механизм динамики природных условий голоцена Северной Евразии мог «работать» как в синхронном, так и в метахронном ритме. Выявляется явная метахронность в изменении теплообеспеченности и увлажненности исследованных областей. Особый интерес представляют данные о метахронном проявлении термического максимума голоцена в различных частях Северной Евразии, а также отличия в характере увлажненности континентальных и относительно океанических областей.

Наряду с этим ясно прослеживаются синхронные линии развития природы голоцена Северной Евразии, связанные с коренными климатическими переломами импульсного характера. Эти переломы совпадают в большинстве случаев с основными рубежами схемы Блитта—Сернандера, что позволяет осуществлять на ее основе корреляцию событий голоцена на обширных территориях.

Это положение хорошо подтверждается новыми палеотемпературными данными, полученными Дансгордом (Dansgaard et. al. 1970), независимо от традиционных палеоботанических методов. Исследуя толщу Гренландского ледникового щита, они построили по данным изучения соотношения изотопов кислорода ($0^{18}/0^{16}$) палеоклиматическую кривую, охватывающую последние 90 тысяч лет. Возрастная, горизонтальная шкала разработана, исходя из физической модели ледникового щита, позволяющей установить достаточно надежную связь между возрастом и глубиной залегания слоев льда.

Отношение изотопов кислорода, согласно мнению указанных авторов, определяется в основном среднегодовыми температурами в период образования слоя льда. Это отношение выражается значениями дельта, означающими отклонение в соотношении $0^{18}/0^{16}$ по сравнению с отношением этих изотопов в современных океанах. Увеличение этого показателя означает относительное повышение среднегодовых температур, уменьшение — соответствует периодам похолодания.

На отрезке данной палеотемпературной кривой, относящейся к голоцену (рис. 2), прекрасно послеживаются главные рубежи схемы Блитта—Сернандера. В первую очередь бросается в глаза резкий пере-

лом кривой, фиксирующий период интенсивного нарастания температур в интервале 10 000—12 000 лет назад. Хорошо выделяется верхнедриасовое похолодание и потепление с переходом к послеледниковому времени (около 10 000 лет назад). Послеледниковые палеоклиматические рубежи также прослеживаются с достаточной ясностью. Выявляется предбореальный период с половецким потеплением и переславским похолоданием; предбореально-бореальная граница (около 9 000 лет); бореальный период, как время умеренного и неустойчивого температурного режима; бореально-атлантическая граница (около 8 000 лет); атлантический период — наиболее теплое время; атлантико-суббореальный контакт, фиксирующий падение температур на уровне в 4 900 или 4 500 лет назад. И, наконец, даже суббореально - субатлантическая граница прослеживается здесь с достаточной ясностью.

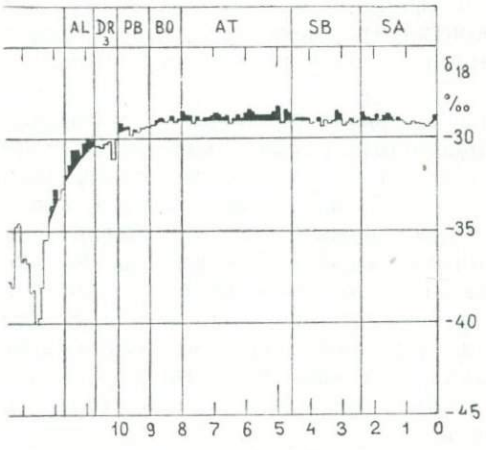


Рис. 2. Климатические колебания в голоцене по данным соотношений изотопов кислорода — O^{18}/O^{16}, по материалам Дансгорда и др. (Dansgaard et al., 1970).

Палеотемпературная кривая по Гренландии ближе всего соответствует характеру климатических колебаний, установленных по палеоботаническим данным для Русской равнины. В Сибири и на Тихоокеанской окраине СССР ход температурного режима был несколько иным, что особенно ясно выразилось в смещении термического максимума в бореальный период. Вместе с тем, как уже отмечалось большинство палеогеографических рубежей схемы Блитта—Сернандера соответствуют наиболее существенным, часто синхронным изменениям природных условий сопоставляемых районов.

Суммируя материалы, можно видеть, что относительно «спокойные» периоды в развитии природных условий голоцена сменялись резкими переломами, особенно явственно прослеживаемые на поздне-послеледниковом рубеже, на атлантико-суббореальном контакте и некоторых других хронологических уровнях. Определение происхождения подобных критических переломов, определявших на наш взгляд общую направленность и ритмичность изменения природных условий в голоцене и плейстоцене, представляет особый, первостепенный интерес.

Единственно известной и физически возможной причиной подобных климатических «всплесков» могут быть космические факторы, связанные в первую очередь с колебаниями солнечной активности. Не умаляя роль эндогенных процессов следует признать, что все они без исключения не могли носить планетарно-синхронный характер. Об этом говорил М. С. Эйгенсон (1963) — один из основоположников отечественной гелиогеофизики — учения о земных проявлениях солнечной активности. Аналогичные взгляды на космическую, солнечно-обусловленную природу колебания климата четвертичного времени высказывают многие исследователи (И. П. Герасимов, К. К. Марков, М. И. Будыко, А. А. Величко, Н. В. Кинд, А. В. Шнитников, П. Вольдштедт, У. Хавстен и др.).

ЛИТЕРАТУРА

Асеев А. А. Древние материковые оледенения Европы. М., «Наука», 1974.

Будыко М. И. Климат и жизнь. Л., Гидрометиздат, 1971.

Величко А. А. Природный процесс в плейстоцене. М., «Наука», 1973.

Герасимов И. П., Марков К. К. Ледниковый период на территории СССР. Физ. геогр. условия ледникового периода. М.-Л. Изд-во АН СССР, 1939 (Труды Ин-та географии, вып. 33).

Герасимов И. П., Марков К. К. Развитие ландшафтов СССР в ледниковый период. Материалы по истории флоры и растительности СССР. М.-Л., Изд-во АН СССР, вып. 1, 1941.

Марков К. К. От частной ледниковой теории к общей палеогеографической теории. — Baltica, 1, 1965.

Марков К. К. Проблема пространство-время. — В кн.: Плейстоцен. М., «Высшая школа», 1968.

Марков К. К., Величко А. А. Четвертичный период. М., «Недра», 1967.

Хотинский Н. А. Опыт трансевразиатской корреляции событий голоценовой истории растительности и климата таежной области Евразии. Новосибирск, 1971.

Эйгенсон М. С. Солнце, погода, климат. Л., Гидрометиздат, 1963.

Dansgaard W., Johnsen S. J. Clausen and Lanqway C. C. Ice cores and Paleoclimatology. — In: Nobel Symposium, 12, Radiocarbon variations and adsolute chronology. Stock., 1970.

Haisten U. A. Subdivision of the late pleistocene period on a synchronous basis, intended for global and universal usage. — Palaeogeogr., Palaeoclimatology, Palaeoecol. Amst. 4, 1970.

А. А. Величко, Т. Д. Морозова

ОСОБЕННОСТИ ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКОГО ПОДХОДА ПРИ ИЗУЧЕНИИ ИСКОПАЕМЫХ И СОВРЕМЕННЫХ ПОЧВ

К настоящему времени палеогеография плейстоцена и голоцена располагает большой группой методов, которые позволяют осуществлять, хотя и с различной детальностью и достоверностью, реконструкции всех основных компонентов ландшафтов прошлого. Одним из таких методов является палеопедологический.

Значение ископаемых почв как важного объекта изучения истории природы плейстоцена, давно, с конца прошлого столетия было оценено многими исследователями — четвертичниками и почвоведами. Очень важные суждения о палеогеографическом значении ископаемых почв содержатся уже в работах К. Д. Глинки (1904). Однако с ископаемыми почвами приходилось иметь дело прежде всего геологам и геоморфологам. Неразработанность палеопедологического метода в то время предопределяла большие искажения при использовании их в стратиграфохронологических и палеогеографических целях. Для того, чтобы вывести изучение погребенных почв на новый уровень, необходима была переоценка существовавших подходов. И представляется неслучайным, что одним из первых, у кого «смелые» определения генетических типов почв, делавшиеся некоторыми геологами, вызвали справедливую критику, был И. П. Герасимов, сочетающий в себе крупнейшего специалиста как в области палеогеографии, так и почвоведения.

Более тридцати лет назад на Конференции по палеогеографии четвертичного периода, организованной Институтом географии АН СССР, И. П. Герасимов выступил с докладом «Древние почвенные элювиальные образования и их значение для палеогеографии четвертичного периода» (1946). В этом докладе, а также в опубликованной позже статье «Погребенные почвы и их палеогеографическое значение» (1961) И. П. Герасимовым были раскрыты богатые потенциальные возможности погребенных почв, как важнейшего палеогеографического объекта, который содержит в себе широкий спектр данных о природных условиях прошлого — не только о строении почвенного покрова, но и о развитии рельефа, растительности, климата. Вместе с тем И. П. Герасимов предвидел большие сложности в интерпретации ископаемых почв и впервые отметил специфику погребенных почв, как образований, утра-

тивших ряд признаков, связанных с естественной динамикой их развития. В ископаемом состоянии свойства почв постепенно видоизменяются. Наряду с этим возникает ряд новых, вторичных признаков, сформировавшихся под влиянием погребения и названных И. П. Герасимовым (1971) педометаморфическими.

Не менее важным являлось предостережение И. П. Герасимова против упрощенных сопоставлений древних почв с современными. Ведь древние почвы с одной стороны могли формироваться в весьма специфических условиях, отличающихся от существующих ныне, а с другой — претерпели длительную и сложную эволюцию.

Период 40—60 годов можно считать началом изучения погребенных почв, как собственно почвенных образований, особенно после появления работ И. П. Герасимова (1946, 1961 и др.) и М. А. Глазовской (1958), в которых были сформулированы теоретические основы их изучения. И. П. Герасимов призывал к детальному тщательному анализу свойств ископаемых почв, к необходимости четкого разграничения признаков, сохранившихся от их первоначального строения и вторичных, приобретенных в результате педометаморфизма, широкому использованию ряда существующих методов изучения почв и поискам новых. Основным результатом такого всестороннего и глубокого изучения погребенных почв должна быть реконструкция их первоначального строения, необходимая для достаточно достоверного определения генетических типов. Только на этом основании можно сделать научно-обоснованные выводы о палеогеографических условиях древних эпох почвообразования.

При этом И. П. Герасимов указывал, что на облик древних плейстоценовых почв в сильной степени мог повлиять и ряд других физико-географических процессов прошлого. Особое внимание он обратил на роль процессов криоморфизма, справедливо исходя из того, что природные условия за пределами покровных оледенений во многом могли напоминать современные условия Северо-Востока Сибири.

С момента появления указанных выше работ прошел важный для развития палеопедологии отрезок времени. Изучение ископаемых почв вступило на качественно новый уровень, открывший широкие возможности для палеогеографии и обусловивший становление палеопедологии как одного из ведущих научных методов при палеогеографических реконструкциях. И теперь, когда наблюдается бурное развитие палеопедологии, идеи И. П. Герасимова приобретают особую актуальность. Сейчас можно с полным основанием утверждать, что положения, содержащиеся в его работах, являются той базой, на которой основываются методические и фактические исследования ископаемых почв, поскольку опыт дальнейших исследований полностью подтвердил их справедливость, как и справедливость критики, предостерегающей от упрощенных подходов.

Рассмотрим некоторые общие вопросы исторического подхода в изучении погребенных и современных почв уже на основе фактических исследований.

ВОПРОСЫ МЕТОДИКИ

Изучение погребенных почв начинается с детального описания их генетического профиля на хорошо зачищенных стенках естественных обнажений. Описание керна мало пригодно, поскольку оно не дает

полного представления о ряде деталей, касающихся, например, строения контактов, связанных с мерзлотными деформациями, трещинами усыхания и т. д. При этом анализироваться могут только ископаемые почвы с полно развитым и хорошо сохранившимся генетическим профилем. Маломощные гумусовые прослои с неразвитым генетическим профилем для палеогеографических, а тем более хроно-стратиграфических построений следует привлекать с крайней осторожностью.

Неотъемлемым условием любого палеопедологического исследования является учет тех условий рельефа, в которых шло формирование ископаемых почвенных профилей (геоморфологический контроль). Как сейчас, так и в древности, в сопряженной системе элементов рельефа, включающей например, плато, склон, террасу, пойму, на каждом элементе строение почв будет значительно различаться. Поскольку наиболее стабильным по своим параметрам является плато, то для общих стратиграфических и палеопочвенных корреляций, тем более дальних, предпочтительно сравнивать ископаемые почвенные профили именно этих уровней или высоких и широких древних террас.

В склоновых ископаемых почвах в силу большого многообразия строения склонов уже изначально заложена нестабильность свойств, многовариантность строения профилей. На первый план выступает палеогеографическая интерпретация почв склонов, так как они значительно дополняют картину локальных особенностей в строении древнего почвенного покрова и, прежде всего, динамики самого склона. При повышенной седиментации может наблюдаться явление веерного пучка, связанного с разрушением верхних частей склона с одновременным разрушением почвенного покрова и переотложением почвенного материала. При изучении таких разрезов можно впасть в ошибку, выделив каждую из почвенных толщ в самостоятельный хроностратиграфический горизонт. Серьезность ошибки тем более велика, что на склонах с различной динамикой будет насчитываться различное число циклов. Возможно, что именно использование в хроностратиграфических целях таких склоновых толщ и вызвало протест некоторых исследователей, выразившийся в отрицании стратиграфического значения ископаемых почв.

Для изучения свойств ископаемых почв в настоящее время применяются практически те же аналитические методы исследования, что и для современных почв. Как правило, определяют содержание гумуса, CO_2, карбонатов, валовой и механический состав, групповой состав гумуса, физические свойства, состав водной вытяжки, иногда РН. Однако, как это и предвидел И. П. Герасимов, ввиду сильных педометаморфических преобразований в погребенных почвах сохраняются лишь некоторые, наиболее устойчивые из их первоначальных свойств, определяемых с помощью химических анализов. Нет, например, оснований рассчитывать на достоверность и пригодность таких данных для палеогеографических реконструкций, как состав солевого профиля, РН. Каждому из исследователей, знакомому со строением лёссово-почвенной толщи юга Русской равнины и северного Приазовья, в частности, приходилось обращать внимание на многочисленные «блуждающие» уровни скопления гипса и карбонатов, нередко без определенной приуроченности к какому-либо горизонту погребенной почвы. Часто отложения солей привязаны к верхнему контакту погребенных почв и к вышележащим лёссам. В приазовских разрезах многочисленные солевые трубки и карбонатные «псевдокорки» используют древние и

современные вертикальные трещины. Все эти признаки своим возникновением обязаны педометаморфическим изменениям лёссов и погребенных почв и, естественно, не могут не отразиться на химическом составе почв. Поэтому по солевой вытяжке чрезвычайно рискованно делать выводы о первоначальной, до захоронения, засоленности погребенных почв и строить на этом палеопедологические выводы.

Значительные изменения в погребенных почвах претерпевает и органическое вещество. Это касается прежде всего количества гумуса, которое уменьшается прямо пропорционально возрасту погребенных почв. Вместе с тем, сейчас уже многими исследователями подтверждены впервые высказанные И. П. Герасимовым (1946, 1961) предположения о том, что соотношение основных групп гумусовых веществ (гуминовых, фульвокислот, гуминов) в погребенных почвах отражает в общих чертах два основных направления древнего почвообразования — лесного и степного типа. В дальнейшем было установлено, что изучение оптических свойств гуминовых кислот в погребенных почвах различного генезиса предоставляет весьма важные данные о природе и сложности молекулы гуминовых кислот, которые, также как и в случае современных почв, можно использовать как диагностические (Морозова, Чичагова, 1968; Глушанкова, 1972 и др.).

Некоторые представления о закономерностях распределения по профилю почв минеральной массы можно получить при помощи таких анализов как определение механического и валового состава почвы и ила, хотя результаты не могут полностью соответствовать первоначальному строению почв из-за механических деформаций ископаемых почв: мерзлотного перемешивания, растрескивания и засыпания по трещинам материала из других горизонтов и слоев перекрывающих осадков.

Применение микроморфологического метода можно рассматривать как начало нового этапа в палеопедологических исследованиях. И. П. Герасимов был одним из первых, предложивших применять этот метод при изучении генезиса ископаемых почв и осадочных пород (Герасимов, 1962; Герасимов и др., 1966).

Эффективность микроморфологического метода определяется тем, что в отличие от вещественного состава, который трансформируется в первую очередь, микроморфологические проявления почвообразовательных процессов сохраняются длительное время. К тому же изучение микростроения почв позволяет во многих случаях отделить признаки почв, возникшие в результате педометаморфизма, от признаков, свойственных почве до ее погребения. Последние по степени устойчивости к фактору времени и педометаморфизму можно разделить на 1) устойчивые (микростроение основной массы, агрегатов, формы пор, оптически ориентированных глин, глинистые натеки), 2) слабоустойчивые (гумус), 3) неустойчивые (новообразования солей).

Сочетание устойчивых диагностических признаков микростроения в генетических горизонтах погребенных почв и по профилю позволяет выявить главные элементарные процессы древнего почвообразования и их сочетания и, таким образом, реконструировать физико-географические условия эпохи формирования почв.

Строение погребенных почв отражает конечный результат завершенной эпохи почвообразования (в отличие от современных почв). Поэтому, как правило, древние почвы являются полигенетическими образованиями, прошедшими в своем развитии ряд фаз внутри определенного

климатического цикла. Однако по строению не всегда можно различить признаки стадийности в их развитии. Обычно это удается в тех случаях, когда процессы почвообразования на отдельных этапах цикла или двух сближенных во времени циклов значительно отличались (например, стадия лесного почвообразования сменялась степной, как это было во время формирования мезинского комплекса). Вероятнее иметь более дифференцированную картину на склоне. В нижних и средних частях склонов, в условиях повышенной аккумуляции, теоретически можно надеяться получить как бы развертку сложного профиля на плато в виде серии элементарных профилей, отражающих отдельные фазы (стадии) формирования почв.

При выделении самостоятельных в хронолого-стратиграфическом отношении почвенных горизонтов в склоновых разрезах необходимо проявлять особую осторожность. Здесь следует применить все возможные контролирующие методы. В качестве примера такого контроля можно сослаться на расчленение лёссово-почвенной склоновой толщи в разрезе Молодово на Днестре (Иванова, 1966), где выделение отдельных горизонтов контролировалось данными археологии, палеонтологии, радиохронологии.

Существуют примеры и поспешного выделения почвенных стратиграфических горизонтов в подобного рода разрезах. Так без необходимого обоснования был возведен в ранг стратиграфического горизонта так называемый новохоперский горизонт (Добродеев, 1973). Этот горизонт был выделен по наблюдениям лишь в одном разрезе, близ г. Новохоперска (бассейн Дона), который находится в стороне от основного разреза плато, где хорошо выражены горизонты лёссов и ископаемых почв. Сам разрез сложен преимущественно песками и относится к другому геоморфологическому уровню, происхождение которого следовало бы установить прежде, чем использовать его в целях стратиграфии. В разрезе выходят несколько (до четырех) деформированных, не имеющих нормального профиля, сильно гумусированных образований. Без анализа палеопедологических свойств здесь была выделена межледниковая почва и отнесена к одинцовскому межледниковью. Попытка связать наблюдавшиеся гумусовые образования с разрезом плато отсутствовала. Какие-либо разрезы, имеющие нормальное геоморфологическое положение и содержащие аналогичный горизонт межледниковой почвы, не приведены. Подобные «корреляции» могут лишь внести дополнительную путаницу. Между тем, знакомство с серией разрезов как в бассейне Днепра, так и Дона показывают, что между мезинским почвенным комплексом и днепровской мореной нигде стратиграфически выраженного горизонта межледниковой почвы не прослеживается. Детальные палеопедологические исследования в бассейне Дона и Оки, проведенные В. П. Ударцевым и С. А. Сычевой, показали на ряде разрезов, что на этом уровне лишь местами встречаются остатки гидроморфных почв, возможно свидетельствующие в лучшем случае об очень слабо выраженном межстадиале. Указанные признаки ничего общего с «новохоперским» горизонтом не имеют.

Подход к выделению указанных горизонтов, пример несоблюдения необходимых условий, а именно: геоморфологического контроля, надежной корреляции с разрезами, где представлены стратиграфически выдержанные горизонты погребенных почв, содержащие зональные типы, статистики встречаемости подобного горизонта, отсутствие достаточной палеопедологической характеристики почв в разрезах, предлагаемых

в качестве стратотипа. Позже и сам автор (Добродеев, 1974) уже не рассматривает этот горизонт как межледниковую почву, правда ничем не объясняя такую переоценку. Все это должно предостеречь от поспешных стремлений ввести такие образования в стратиграфические схемы в качестве горизонтов, имеющих общее стратиграфическое значение. В этом случае следовало бы ограничиться предположительными заметками.

Детальные исследования разновозрастных горизонтов погребенных почв в лёссовой толще южной половины Русской равнины, проведенные сотрудниками Института географии АН СССР, свидетельствуют о том, что в течение плейстоцена было не менее шести межледниковых и межстадиальных эпох почвообразования. Каждая из этих эпох отличалась специфическими, не повторяющимися в другие эпохи, особенностями строения древних почв и закономерностями их географического распространения (Величко, Морозова, 1972а и др.), которые были названы морфотипическими. Так, например, брянское интерстадиальное время характеризовалось развитием так называемых дерновых надмерзлотно-глеевых почв, сильно нарушенных мерзлотными процессами и имеющих на большей части Русской равнины однотипное строение профиля. Лишь в западном направлении, начиная с окраин правобережной Украины, они сменялись глеевыми мерзлотными почвами, сильно нарушенными солифлюкцией.

Для мезинского комплекса характерно двучленное строение профиля. Нижнюю часть комплекса составляют почвы лесного генезиса с резко дифференцированным на генетические горизонты профилем. Верхнюю — почвы черноземно-дернового генезиса. В это время широтные изменения в строении почв были выражены не менее отчетливо, чем в современное время. Мощные полигенетические черноземовидные прерийные почвы были свойственны второй доднепровской эпохе почвообразования, в то время как почвы первой доднепровской эпохи приближались по своим особенностям к коричневым оглиненным средиземноморским. Два самых древних горизонта ископаемых почв представлены мощными красноцветными образованиями. Таким образом, находка в разрезе центральной части Русской равнины, например, ископаемого почвенного комплекса двучленного строения, где нижняя часть представлена резко дифференцированной лесной почвой, может говорить, ввиду вышесказанного, только о принадлежности ее к мезинскому комплексу.

Вместе с тем, при выделении самостоятельных хроностратиграфических горизонтов почв, необходимо иметь ввиду их возможные широтные и провинциальные изменения, исходя при этом из общих физико-географических закономерностей. В этом отношении большое значение имеют площадные исследования разновозрастных горизонтов ископаемых почв, которые позволяют более детально проследить закономерности пространственного распространения древних почв по поверхности Земли в различные эпохи. Эти данные, как уже отмечалось выше, необходимо иметь в виду при определении возраста древних почв.

Морфотипические особенности строения почв разных эпох почвообразования и были положены в основу стратиграфо-хронологического расчленения плейстоценовых отложений внеледниковых областей Русской равнины. Они были использованы и для целей корреляции отложений внутриконтинентальных и приморских территорий. Морфотипи-

ческие признаки погребенных почв были ведущими, но находились под обязательным геоморфологическим и литологическим контролем.

Очень большое значение для хроностратиграфии имеют данные абсолютной хронологии погребенных почв и лёссов, полученные при помощи радиокарбонового, термолюминисцентного и палеомагнитного методов. Эти методы сейчас широко внедряются в исследования. Однако сами по себе они не могут претендовать на окончательное решение проблемы. Радиокарбоновый анализ применим только для почв второй половины позднего плейстоцена. Радиоуглеродные определения по гумусу ископаемых почв (Чичагова, 1972) из-за своей трудоемкости пока немногочисленны и дают скорее верхний предел существования почв. В настоящее время проводятся исследования по применению термолюминесцентного метода для датирования горизонтов лёссов, разделяющих ископаемые почвы (Шелкопляс, 1974). Некоторые исследователи ошибочно принимают даты, полученные этим методом из горизонтов ископаемых почв, за возраст почв. На самом деле они определяют возраст материнской породы почвенного профиля, то есть лёсса. Например, глубоким заблуждением является совмещение для брянской почвы радиоуглеродных дат (около 23—25 тыс. лет назад) с термолюминесцентными (около 40 тыс. лет назад и более) и «вытекающий» вывод о том, что время существования этой почвы охватывает отрезок времени от 23—25 тыс. лет назад чуть ли не до 50 тыс. лет назад.[1] На самом же деле термолюминесцентные даты как раз и показывают, что формирование брянской почвы могло начаться только позже 40 тыс. лет назад. Скорее всего оно началось около 30 тыс. лет назад.

В последнее время проводятся успешные исследования магнитных свойств ископаемых почв («Палеомагнитный анализ при изучении осадочных пород и вулканитов», 1973; и др.). В частности исследования А. М. Певзнера (Величко, Морозова, Певзнер, 1973) совместно с авторами статьи позволили установить положение границы Брюнес—Матуяма в лёссово-почвенной толще Приазовья. Палеомагнитный метод оказывается особенно эффективным при выделении хроностратиграфических серий крупного ранга (эоплейстоцен, плейстоцен и т. п.), а также при корреляции почвенных горизонтов с отложениями другого генезиса.

Вместе с тем в настоящее время результаты абсолютного датирования почв не должны «абсолютизироваться», т. е. применяться в слепую. Необходимым условием использования методов абсолютной хронологии в палеопедологии является учет морфотипических признаков самих разновозрастных горизонтов ископаемых почв, отражающих генетические свойства профилей. Отступление от этого правила может привести к серьезным заблуждениям, которые можно проиллюстрировать следующим примером.

В статье «Ритмы почвообразования» (Добродеев, 1970) приведены описания четырех горизонтов ископаемых почв для разреза Весело-Вознесеновское в Приазовье и проблематично определен их возраст. Верхний горизонт ископаемой почвы, названный автором весело-вознесеновским, сопоставляется с брянской почвой более северных областей Русской равнины, возраст погребения которой около 25 тыс. лет назад. Более древние горизонты, соответственно их счету от поверхности, отно-

[1] Помимо всего, такое совмещение не может быть корректным без необходимой принципиальной корреляции обоих методов и оценки их точности.

сились автором к московско-валдайскому и лихвинскому межледниковья. В дальнейшем для весело-вознесеновского горизонта почвы, была получена дата в 15 тыс. лет назад, и автор стал выделять самостоятельную весело-вознесеновскую эпоху почвообразования. Соответственно механически омолодились и нижележащие почвенные горизонты. Между тем, эталон брянской почвы был описан детально с генетической точки зрения в средней части Русской равнины (Величко, Морозова, 1972б). Были высказаны представления о специфическом интерстадиальном характере этой непродолжительной холодной эпохи почвообразования, о слабо выраженном широтном изменении в строении почв. В других публикациях отмечалось также, что этот уровень почвообразования в самых южных районах Русской равнины согласно его стратотипу ввиду резкого сокращения здесь мощности валдайских лёссов, вмещающих брянскую почву, затушеван обычно более поздними процессами почвообразования.

Поэтому весьма рискованно датировать без детальных обосновывающих мотивировок ископаемую почву степного каштанового генезиса (по определению О. П. Добродеева) брянским временем. Такая корреляция игнорирует собственно свойства сопоставляемых древних почв. Последствие такого ошибочного подхода с очевидностью проявились на картосхемах, составленных упомянутым автором (Добродеев, 1972). Эти картосхемы были составлены преимущественно по материалам различных исследователей, нередко высказывавшим совершенно различные взгляды на генезис и возраст ископаемых почв. Однако необходимый критический анализ использованных литературных материалов не был предпослан составленным картосхемам, что привело к их эклектическому палеогеографическому содержанию. Так, на схеме брянского времени вся правобережная Украина в соответствии со взглядами киевских исследователей (Майская, 1972) была покрыта бурыми лесными почвами, которые в настоящее время широко распространены в условиях теплого влажного климата под широколиственными лесами западной и центральной Европы; небольшая территория в центральной части Русской равнины, в основном в бассейне р. Десны — так называемыми дерново-карбонатными (надо полагать, имеются ввиду мерзлотные дерновые почвы Величко, Морозова, 1972б). И, наконец, весь юго-восток Русской равнины занимали черноземы, очевидно согласно воззрения самого автора схем. В кратком же тексте, сопровождающем картосхему сказано, что климат в это время был более континентальным, чем в межледниковье, на значительной части Русской равнины существовала вечная мерзлота и зональность почвенного покрова того времени отличалась как от зональности современных, так и межледниковых почв. Но совершенно очевидно противоречие этого текста самой картосхеме. Как на равнине могли возникать и существовать бурые лесные почвы, которым одинаково противопоказаны и вечная мерзлота, и континентальный климат? Как ареал бурых лесных почв мог непосредственно граничить с ареалом мерзлотных дерновых почв? Еще одна существенная деталь, вскрывающая уровень рассматриваемых схем. Ареал бурых лесных почв на картосхеме почв брянского времени распространяется и на северное Приазовье, поскольку после выделения весело-вознесенской эпохи как самостоятельной, к брянскому времени механически стала относиться согласно счету от поверхности, так называемая «расклиненная» почва. Первоначально она относилась к почвам каштановых степей (Добродеев, 1970), но затем стала рассматриваться

как почва лесного генезиса. Между тем по своим морфогенетическим особенностям «расклиненная» почва соответствует почвам первой доднепровской эпохи почвообразования внутриконтинентальных областей Русской равнины. Термолюминесцентные датировки перекрывающего ее лёсса также показывают, что ее возраст более 130 тыс. лет, а никак не 30 тыс. лет назад, с которого начинается брянское время. Приведенные примеры являются хорошим подтверждением справедливости тех предостережений и критики, которые были высказаны И. П. Герасимовым еще в 40-х годах. Они не потеряли актуальность и до сих пор.

Естественно, само содержание дискутируемых вопросов с тех пор значительно усложнилось. В этот период стремительного развития палеопедологии вполне нормален частичный, а иногда и полный пересмотр некоторых выводов, которого не избежали и авторы настоящей статьи. Однако как принятие выводов, так и возможный отказ от них в дальнейшем, должны иметь определенную научную аргументацию.

ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ И ПАЛЕОПЕДОЛОГИЯ

Уже накопились и продолжают накапливаться многочисленные данные по ископаемым почвам в ряде научных учреждений: в Институте геологических наук АН СССР (Палеопедология, 1974 и др.), в МГУ (Глушанкова, 1972; Добродеев, 1972 и др.), в Институте географии АН СССР (Величко, Морозова, 1963, 1972 а, б и др.; Чичагова, 1972; и др.) и других. Приходится признать, что полученные результаты не всегда сопоставимы между собой, что во многом объясняется разными методическими подходами.

Исследования, проводимые в Институте географии АН СССР, базируются прежде всего на методологии, основы которой заложены в работах И. П. Герасимова. Они позволили реконструировать основные этапы эволюции почвенного покрова южной половины Русской равнины в плейстоцене и голоцене (Величко, 1973 и др., Морозова, 1972 и др.; Величко, Морозова, 1963, 1972 а и б и др.). Для двух же наиболее хорошо изученных эпох почвообразования верхнего плейстоцена (брянской и микулинской) предпринята попытка реконструкции состава и границ древних почвенных зон на значительной части территории Европы, которые отражают основные главные закономерности географического размещения древних почв, очевидно, определяемые общими климатическими изменениями в пределах равнинных территорий этого материка (Палеогеография Европы в позднем плейстоцене» 1973).

Это в свою очередь позволило подойти к количественным оценкам некоторых климатических показателей, которые были сделаны на основании палеопедологических данных с привлечением результатов спорово-пыльцевого и микротериологического методов. Так в микулинское межледниковье, то есть около 100 тыс. лет назад, основная часть территории Европы была покрыта почвами лесного генезиса. Крайние западные участки, приуроченные к полого-волнистым пространствам в пределах пояса средних и низких гор герцинской складчатости, были заняты древними аналогами современных бурых лесных почв. На всей остальной территории преобладали почвы с профилем в различной степени дифференцированным на генетические горизонты, но преимущественно с достаточно резко выраженными признаками проявления двух

элементарных процессов почвообразования — лессиважа и поверхностного оглеения. Лишь самые южные окраины Восточной Европы были покрыты почвами черноземного генезиса — почвами открытых пространств. Растительность также носила зональный характер. Северная половина Восточной Европы характеризовалась сплошным распространением лесов, которые к югу сменялись лесостепью и степью. Палеогеографический анализ позволяет предполагать значительное выравнивание климата в широтном направлении за счет глубокого проникновения на восток атлантических условий. Основные изменения касались зимнего сезона и сводились к значительному повышению зимних температур, приближавшихся к 0°С, и почти полной редукции морозного периода. Средние температуры июля были сходными с современными, среднегодовое количество осадков возможно несколько возрастало, но характер распределения их по сезонам мог оставаться близким к современному. Следующая эпоха почвообразования в интерстадиале раннего валдая, соответствующая второй фазе почвообразования мезинского комплекса, напротив отличалась широким распространением почв дернового генезиса на широких открытых пространствах всей территории Европы. В это время уже нельзя проследить широтные изменения почв. Принципиальное отличие этой эпохи заключалось в иной зональной структуре по сравнению с микулинским временем и современностью. Она характеризовалась преобладанием континентальных условий на всем материке, в том числе в его западном секторе, где количество осадков должно было сократиться в это время на 300 *мм*, а их летний максимум проявлялся более отчетливо. Изменения касались в основном зимних периодов, когда в западных районах Европы январские температуры могли достигнуть —2 —4°С.

В поздневалдайскую — брянскую эпоху почвообразования (около 25 тыс. лет назад) почвенный покров отличался большим своеобразием. На всей территории Европы преобладали почвы мерзлотно-глеевого генезиса, сходные на больших территориях за счет расширения природных зон. Как специфическую особенность природных условий, следует отметить полное исчезновение почв лесного генезиса как зонального элемента. Растительность имела лесотундровый характер. По данным изучения ископаемых мелких млекопитающих в это время преобладали степные виды, которые составляли 95% от общего количества и тундровая леминговая фауна. Это было время суровых континентальных условий, с холодными зимами (—16 —18°С) и небольшим количеством осадков — 100—300 *мм*.

Опыт, накопленный при изучении ископаемых почв, взятых в системе всего комплекса палеогеографических процессов и его динамике, оказывается приложимым и к современному почвоведению, в котором сейчас особенно усилились тенденции историзма (Gerasimov, 1974, Александровский, 1972; Таргульян и др. 1974).

В частности исследования современных почв, проводимые авторами статьи в средней части Русской равнины позволили им предложить решения некоторым проблемам формирования современного почвенного покрова и наметить более сложную и длительную историю его формирования, по сравнению с предлагавшимися схемами. Краткое изложение результатов этих исследований сводится к следующему.

В настоящее время для ряда районов Европейской части СССР установлено очень широкое распространение сложно построенного комплекса остаточно-мерзлотного микрорельефа, сходного с тем, который

сейчас формируется в суровом климате северо-востока Сибири и северной Якутии и возникшего здесь около 20—15 тыс. лет назад (Величко, 1973). От западных окраин Европейского континента до Тихого океана в это время существовала единая область многолетней мерзлоты, южная граница которой проходила на 48° — 46° с. ш. В начале голоцена со сменой климатических условий наступает этап деградации мерзлоты и общей трансформации мерзлотного микрорельефа, которая в конечном счете привела к формированию реликтового криогенного микрорельефа (морфоскульптуры).

Рассматриваемый микрорельеф является геоморфологическим отражением геологических структур и прежде всего систем псевдоморфоз по повторно-жильным льдам и морозобойных трещин (Величко, Бердников, 1973).

Материалы исследования четырех разрезов, заложенных на разных элементах микрорельефа на правобережье р. Десны в районе Брянска показывают наличие четкой взаимосвязи между строением современного почвенного покрова и древними криогенными структурами.

Для почвы в разрезе, расположенном на склоне блока («плече» мерзлотной трещинной структуры), характерно резко дифференцированное строение генетического профиля: ниже гумусового пахотного горизонта залегает светлый белесый горизонт A_2 с серией горизонтальных бурых прожилок толщиной 0,5—1 *см*. Горизонт В состоит также преимущественно из горизонтально разветвляющихся прослоев коричневато-бурого суглинка и линз белесого материала с включениями железистых конкреций. Мощность его не превышает 0,4 *м*. В разрезах, заложенных на дне ложбин, строение почв становится более сложным и несколько отличается в зависимости от того, насколько близко к центру мерзлотной структуры располагается почвенный разрез. Здесь ниже гумусового пахотного горизонта виден очень темноокрашенный — темносерый до черного второй гумусовый горизонт.

Наибольшая мощность реликтового гумусового горизонта наблюдается там, где разрез максимально приближен к центру мерзлотной структуры. В направлении «плечей» она постепенно сокращается. Ниже располагается бурый горизонт В неоднородный по строению. В разрезе в центре мерзлотной структуры в верхней части этот горизонт насыщен гумусированными пятнами неопределенных очертаний. На бортах мерзлотных структур более интенсивно проявляется своеобразная полосчатость горизонта В (чередование серии белесых линз и прослоек с темно-бурыми горизонтально волнистыми прослоями), которая не проявляется в осевой части мерзлотных структур. Слабо дифференцированное строение, без признаков «полосчатой» текстуры в горизонте В имеет почвенный профиль в разрезе, заложенном на блоке и никак не связанным с древними криогенными структурами.

Как можно видеть, строение почв во многом обязано тому, какой элемент криогенной структуры попадает в сферу почвообразования. Есть основание полагать, что некоторые признаки в строении почв были предопределены еще во время позднеплейстоценового криогенного этапа, то есть до начала голоцена (до 10 тыс. лет назад). В первую очередь это может относиться к различного рода структурным и текстурным особенностям, и прежде всего к так называемой полосчатой текстуре горизонтов A_2 и В, то есть к почвенным профилям, приуроченным к боковым участкам мерзлотных структур.

Подобные текстуры были выражены вблизи древней (реконструируемой) поверхности древнего мерзлотного полигонального рельефа. Наиболее полно и отчетливо она проявляется вблизи крыльев (верхней части бортов) псевдоморфоз, в осевых же частях (внутри) самих псевдоморфоз она не проявляется или проявляется рудиментарно. Эти наблюдения позволяют выдвинуть предположение о том, что «полосчатость» является частью остаточно мерзлотного комплекса. Ее образование объясняется механизмом льдообразования в промерзающих породах (Втюрина, Втюрин, 1970), когда в результате систематически повторяющихся процессов промерзания и оттаивания в сезонно-талом слое и возникает передование линз и горизонтально-волнистых прослоев, сильно дифференцированных по механическому составу. На этой стадии (протогенетической) возникают предпосылки, обусловливающие «полосчатую» текстуру иллювиальных горизонтов голоценовых почв и предопределившую неравномерность в распределении продуктов иллювиирования на более поздних этапах. В итоге основная часть горизонтов A_2 и В будет состоять из чередования бурых, обогащенных тонкодисперсным материалом на месте ледяных шлиров и осветленных линз и прослоек. Определение возраста по C^{14}, проведенное Е. И. Куренковой и Х. Х. Арслановым, культурного слоя на стоянке Тимоновка близ Брянска, приуроченного к горизонту В с «полосчатой» текстурой (здесь он также расположен на древнем склоне псевдоморфозы по повторножильному льду), показывает, что древнейшие протогенетические признаки современных почв возникли не позднее 14 тыс. лет назад. За это время сформировались почвы, строение которых свидетельствует о сложной истории их развития.

О полигенетичности современных почв уже говорилось в недавних работах. В строении исследованных нами почв можно выделить три гетерогенных компонента: 1) в нижней части почв — признаки почв с резко дифференцированным профилем ($A_2 + B$); 2) темносерый гумусовый горизонт, по микроморфологическим данным, не являющийся гумусо-иллювиальным и резко отличающийся от современного (поверхностного) гумусового горизонта; 3) современный гумусовый горизонт, в нижней части которого в некоторых разрезах имеются признаки выноса тонкодисперсного материала.

Однако нельзя проводить знак равенства между этими компонентами и стадиями развития, через которые прошло формирование почвенного профиля. Комплексное исследование зоны современных почв в районе Брянска на Тимоновской палеолитической стоянке с применением палеопедологического, палеоботанического, палеокриогенного и радиоуглеродного методов показывают, что наиболее древние признаки в строении почв начали формироваться еще в конце плейстоцена, а не в начале голоцена (Величко и др., 1974). Этот вывод согласуется с наиболее древними радиоуглеродными датировками для современных черноземов (Герасимов, Чичагова, 1971; Рубилин и др., 1974). Полученные результаты позволяют построить приведенную ниже схему стадийности развития актуально-голоценовых почв и сопоставить ее с основными фазами развития растительности в позднеледниковье и голоцене (Нейштадт, 1965; Хотинский, 1972). Более детально вопрос о стадийности в формировании указанных почв рассмотрен в другой нашей статье.

Таблица 1

СТАДИЙНОСТЬ РАЗВИТИЯ СОВРЕМЕННЫХ (АКТУАЛЬНО-ГОЛОЦЕНОВЫХ) ПОЧВ

Абсолютный возраст	Стадии	Педо-литологические процессы	Природно-хронологическая периодизация
Н. В. 1000	VI	Формирование современного гумусового горизонта (преимущественно распахан), процессы дифференциации почвенного профиля по иллювиальному типу	Субатлантический (лесные и лесостепные сообщества в условиях увлажнения и некоторого похолодания)
2000 3000 4000	V	Формирование реликтовых гумусовых горизонтов в пределах микропонижений	Суббореальный (резкое иссушение)
5000 6000 7000 8000 9000	IV	Основная фаза и завершение формирования почв с резко дифференцированным профилем	Атлантический, бореальный, предбореальный (господство лесных формаций, в начале березовых и сосновых затем хвойно-широколиственных)
10000	III	Рецидив криогенных текстур, накопление мелкозема на уровне верхней части современных гориз. В, перераспределение материала в ходе окончательной деградации мерзлоты	Верхний дриас (перигляциальные степи и тундро-степи)
11000 12000	II	Литологическая трансформация отложений на уровне гориз. В, в процессе деградации мерзлоты, инициальные процессы иллювиирования (подлесные почвы, верхн. часть которых разруш. в ст. III)	Аллеред, средн. дриас, беллинг (колебания климата, существование березовых, сосновых и еловых лесов)
13000 14000	I	Формирование криогенных текстур и структур, нашедших отражение в горизонте В (полосчатость)	Нижн. дриас и древнее (перигляциальные тундростепи с участием лесных сообществ)

Опыт, накопленный в палеопедологии, с полной определенностью подтверждает решающее значение принципа историзма в почвообразовании, принципа, который последовательно проводит и развивает в своих трудах И. П. Герасимов.

Комплексный палеогеографический подход показывает, насколько сложной и многофазной является история развития почв, в которых оказались закрепленными признаки гетерохронных процессов, отражающих значительную смену природной обстановки не только в ходе формирования древних, но и современных почв.

ЛИТЕРАТУРА

Величко А. А. Основные особенности реликтовой криогенной морфоскульптуры и общие принципы ее картирования. — В кн.: Палеокриология в четвертичной стратиграфии и палеогеографии. М., «Наука», 1973.

Величко А. А. Природный процесс в плейстоцене. М., «Наука», 1973.

Величко А. А., Бердников В. В. Формы и фазы древнего криогенеза. — В кн.: Палеогеография Европы в позднем плейстоцене. М., 1974.

Величко А. А., Морозова Т. Д. Микулинская почва, ее особенности и стратиграфическое значение. — В кн.: Антропоген Русской равнины и его стратиграфические компоненты. М., Изд. АН СССР, 1963.

Величко А. А., Морозова Т. Д. Основные горизонты лёссов и ископаемых почв Русской равнины. — В кн.: Лёссы, погребенные почвы и криогенные явления на Русской равнине М., «Наука», 1972 а.

Величко А. А., Морозова Т. Д. Брянская ископаемая почва, ее стратиграфическое значение и природные условия формирования. — В кн.: Лёссы, погребенные почвы и криогенные явления на Русской равнине. М., «Наука», 1972б.

Величко А. А., Морозова Т. Д. Стадийность развития и палеогеографическая унаследованность признаков современных почв центра Русской равнины. — Сб.. Проблемы региональной и общей палеогеографии лёссовых и перигляциальных областей (в печати).

Величко А. А., Морозова Т. Д., Певзнер А. А. Строение и возраст горизонтов лёссов и ископаемых почв на главных террасовых уровнях Северного Приазовья. — В кн.: Палеомагнитный анализ при изучении четвертичных отложений и вулканитов. М., «Наука», 1973.

Величко А. А., Бердников В. В., Грехова Л. В., Губонина З. П., Маркова А. К., Ударцев В. П., Халчева Т. А. Палеогеография верхнепалеолитической стоянки Тимоновка-II. — В сб.: Природная среда и первобытный человек. М., Вильнюс, 1974.

Втюрина Е. А., Втюрин Б. И. Льдообразование в горных породах. М., «Наука», 1970.

Герасимов И. П. Древние почвенные и элювиальные образования и их значение для палеогеографии четвертичного периода. — Тр. Ин-та географии, вып. 37. М.-Л., Изд-во АН СССР, 1946.

Герасимов И. П. Погребенные почвы и их палеогеографическое значение. Материалы Всес. Совещ. по изучению четвертичного периода. Т. 1, М., Изд-во АН СССР, 1961.

Герасимов И. П. Лёссообразование и почвообразование. — Изв. АН СССР, сер. геогр., 1962, № 2.

Герасимов И. П. Природа и сущность древних почв. — Почвоведение, № 1, 1971.

Герасимов И. П., Величко А. А., Морозова Т. Д., Фаустова М. А. Микроморфологический метод в изучении лёссовых образований и первые результаты его применения. — В кн.: Современный и четвертичный континентальный литогенез. М., «Наука», 1966.

Герасимов И. П., Чичагова О. А. Некоторые вопросы радиоуглеродного датирования почвенного гумуса. — Почвоведение, № 10, 1971.

Глазовская М. А. Погребенные почвы, методы их изучения и их палеогеографическое значение. — В кн.: Вопросы географии. Сб. статей для XVIII Международного геогр. конгресса. М.-Л., Изд-во АН СССР, 1956.

Глинка К. Д. Задачи исторического почвоведения. — Зап. Н. Александровского Института, 1904.

Добродеев О. П. Ритмы почвообразования на территории Приазовья в плейстоцене. — В кн.: Ритмы и цикличность в природе. М., «Мысль», 1970.

Добродеев О. П. Ископаемые почвы — летопись природы. — Природа, № 10, 1972.

Добродеев О. П. Ископаемые почвы в разрезе плейстоценовых отложений у г. Новохоперска. — В кн.: Новейшая тектоника, новейшие отложения и человек. Изд. МГУ, 1973.

Иванова И. К. Стратиграфия верхнего плейстоцена Средней и Восточной Европы по данным изучения лёссов. — В кн.: Верхний плейстоцен. Стратиграфия и абсолютная геохронология. М., «Наука», 1966.

Морозова Т. Д. Об эволюции процессов почвообразования на Русской равнине в четвертичное время. — Почвоведение, 1972, № 7.

Морозова Т. Д., Чичагова О. А. Об изучении гумуса ископаемых почв и его значение для палеогеографических реконструкций. — Почвоведение, 1968, № 6.

Нейштадт М. И. Некоторые итоги изучения голоцена. — В сб.: Палеогеография и геохронология верхнего плейстоцена и голоцена. М., «Наука», 1965.
Палеогеография Европы в позднем плейстоцене. М., «Наука», 1973.
Палеопедология. Киев, «Наукова думка», 1974.
Палеомагнитный анализ при изучении четвертичных отложений и вулканитов. М., «Наука», 1973.
Рубилин Е. В., Козырева М. Г., Зубков А. И. О возрасте гумуса черноземов Европейской части СССР. — Труды X Международного конгресса почвоведов, VI (II). М., «Наука», 1974.
Таргульян В. О., Соколова Т. А., Бирина А. Г., Куликов А. В., Целищева Л. К. Организация, состав и генезис дерново-палевоподзолистой почвы на покровных суглинках. Аналитическое исследование. М., 1974.
Чичагова О. А. Возраст верхнеплейстоценовых ископаемых почв по радиоуглеродным данным. — В кн.: Лёссы, погребенные почвы и криогенные явления на Русской равнине. М., «Наука», 1972.
Gerasimov I. P. Chernozems, buried soils and loesses of the Russian plain: their aga and genesis. — Soil Sci, 1973, 116, N 3.

С. В. Зонн
(при участии Г. П. Мусорок и А. П. Сапожникова)

ОСОБЕННОСТИ АЛЛИТНОГО ВЫВЕТРИВАНИЯ И ПОЧВООБРАЗОВАНИЯ НА ОСТРОВАХ ПРИМОРЬЯ И ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА

В литературе неоднократно отмечалось, что во влажно-приморских условиях выветривание пород и почвообразование на них имеет ряд отличительных черт. Эти отличия обусловливаются не столько атмосферным, сколько прибойным и капельно-импульверизационным увлажнением. С этими последними и связан ряд существенных особенностей в выветривании и почвообразовании. Одна из них — слабокислая, а иногда нейтральная и слабощелочная реакция почв, обусловленная воздействием морских вод; другая — вероятное усиление подвижности железа вследствие перевода его в закисные и сульфатные формы. Эти особенности часто протекают на фоне повышенного гумусонакопления. Все это способствует усилению каолинизации и частичному выносу или перераспределению железа в верхних горизонтах и формированию дифференцированных профилей почв.

Особенности почвообразования в приморской полосе юга Дальнего Востока отмечались Ливеровским (1967) и Ивановым (1964, 1969). Они указывали на глубокую оподзоленность почв этой полосы, при более яркой красновато-желтой окраске почвенной массы, но не отделяли их от буро-подзолистых почв лесов Южного Приморья.

В дальнейшем Зонн и др. (1969) также подтвердили отличия этих почв от бурых лесных, но осветленность верхних горизонтов рассматривали как признак, обусловленный лессивированием и псевдооподзоливанием. Подобные почвы ими выделены в особый тип желто-бурых псевдооподзоленных.

Близкие к подобным почвам были описаны Глазовской (1964) в приморской полосе Северной Норвегии.

На нейтрализующее действие импульверизационного переноса морских вод на кислотность почв Кубы указывал Зонн (1968). Однако эти вопросы не получили дальнейшего развития в литературе. Чаще, например, в субтропиках Западной Грузии, такие особенности почвообразования, как желтоцветность, лессивированность и псевдооподзоленность (подзолистость) рассматриваются (Ромашкевич, 1974) в качестве закономерных зональных явлений. В свете вышесказанного есть осно-

вания предполагать, что проявление этих признаков и свойств в известной мере зависит и от приморского положения, обусловливающего дополнительное импульверизационное и капельное (горизонтальные осадки) увлажнение.

Наконец, повышенное гумусонакопление, характерное или близкое к прерийному-бруниземному, в подобных условиях отмечалось Ливеровским и Колесниковым (1949), Рубилиным (1962), а в последнее время и нами (Зонн и др., 1972). Затронутые вопросы послужили предметом рассмотрения на примере двух разрезов, заложенных на небольшом острове Рикарда, находящемся в заливе Петра Великого близ Владивостока.

ОБЪЕКТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Остров Рикарда оказался типичным объектом для проведения исследований по выяснению особенностей выветривания и почвообразования. Здесь оно происходит в условиях постоянно высокой влажности воздуха, заплески волн смачивают обнажения прибрежных пород и коры выветривания формируются под их непосредственным воздействием. В прибрежной части острова импульверизационное и капельное увлажнение охватывает всю толщу обнажающихся почв и коры выветривания. Климат острова близок к климату Владивостока (1949), отличаясь от него большим увлажнением, особенно горизонтальными осадками (туманы, капельная влага морских вод).

Остров сложен эффузивными породами, в наиболее высоких частях перекрытых кварцевыми порфирами (?). Почвообразование происходит под пологом дубовых (разреженных) лесов (из дуба монгольского) с мощным травяным покровом. Характер выветривания и почвообразования изучен на примере двух контрастных разрезов. Первый (№ 9) представляет собой обнажение в прибрежной части острова. Эта часть острова слабо дренируется ручьем с небольшим водосбором, сложенным эффузивными породами с содержанием SiO_2 до 46—47% и преобладанием в их составе Al_2O_3 и Fe_2O_3 (табл. 1, глубина 500 *см*). Строение профиля следующее:

A_1 О—10—11 *см* Серый, сухой, задернен, зернисто-пороховидный, рыхлый, встречаются обломки породы. Переход постепенный, но ясный.

A_2l 10—20 *см* Серо-палевый, светлый, хорошо отделяется по цвету от гор. A_1; суглинисто-каменисто-хрящеватый, структура комковатая.

B_1l 20—46 *см* Желтый с палевым оттенком, с глубиной более желтый; призмовидно-комковатый, пронизан мелкими корнями; встречаются красные железистые пятна более тяжелого механического состава. Переход постепенный.

B_2 46—99 *см* Палево-желтый, яркий, уплотненный, глинистый, неясно глыбисто-призмовидный, с редкими примазками и гумус-железистыми налетами по граням структурных отдельностей. Переход ясный.

СД 99—150 *см* Желтый неравномерно окрашенный с более светлыми пятнами, по б. обломкам пород; оглинен, значительно больше гумус-железистых и белесых (као-

линит) примазок. В нижней части появляются более темные глинистые пятна — продукты выветривания пород; глинистый, вязкий, еще более влажный. Переход ясный.

150—204 *см* Желто-палевый с еще большим количеством желтых, глинистых пятен, ясно сохранивших структуру породы, встречаются белесые пятна и прожилки каолинита. Переход ясный.

204—380—500 *см* Палево-желтый с яснными слоями темной глинистой массы. Вся толща с большим количеством белесых пятен и прожилок. Сохраняется структура породы; еще более влажный и глинистый.

500 *см* и ниже Выветрелая каменисто-рыхлая влажная порода — литомарж.

Вся толща четко делится на три слоя.

I — современная почва до глубины 100—110 *см*.

II — кора выветривания от 100—110 до 500 см, вероятно, современная и более древняя.[1]

III — слой литомаржа ниже 500 *см*.

Из особенностей строения всей толщи подчеркнем неравномерность ее выветривания, на что указывают резкие различия механического состава. При общем нарастании хрящеватости и каменистости с глубиной, выделяются пятна и линзы более тяжелого механического состава, происходит нарастание желтых тонов окраски и белесой пятнистости, обусловленной отмывкой железа и образованием каолинизированной массы, с выделением железа в виде пунктаций и мягких конкреций. На единство толщи указывает связь ее с исходной породой через литомаржевый слой. Отмеченная мощность и другие отличия обусловлены усилением выветривания под влиянием морских вод.

Все это, по всей вероятности, существенно влияет на усиление желтых тонов окраски, вследствие гидратации окисных соединений железа.

В почвенном профиле обращает на себя внимание выраженность осветленного лёссивированного горизонта A_2l мощностью до 10 *см* и с глубины 40—50 *см* наличие по граням структурных отдельностей, гумусово-железистого-глинистых натеков.

Второй разрез (№ 10) заложен в центральной, наиболее повышенной части острова (превышение над разрезом № 9 15—20 *м*) на пологом склоне северной экспозиции, сложенном кварцевыми порфирами, с мощностью почвенной толщи на них до 60 *см*. Почва формируется под разреженным лесом из дуба монгольского с мощным травяным покровом. Строение профиля такое:

A_0 0—2 *см* Слаборазложившаяся, бурая, рыхлая подстилка.

A_1 2—9 *см* Серо-черный, сильно пронизан корнями, больше органической, чем минеральной массы; пороховидный, суглинистый, переход ясный.

A_1'' 9—21 *см* Черный, сухой, пылеватый, меньше корней с обломками пород, песчанистый суглинок. Переход ясный.

BC 21—55 *см* Сильно каменистый, серо-черный, пороховидный суглинок, песчанистый, сухой, камней до 60—70%.

---

[1] Обнажение вскрывает толщу, образовавшуюся in situ. Только с поверхности до 10—12 *см* допустим эрозионный привнос обломков пород.

Профиль совмещается с корой выветривания. Наличие в породе повышенного количества кварца определяет песчанисто-суглинистый характер мелкозема и значительное накопление гумуса в условиях хорошей дренированности.

Оба профиля контрастны по мощности выветрелой и почвообразующей толщи, что связано не столько с различиями пород, сколько с источниками и степенью увлажнения, а также с различиями дренированности.

Первый профиль, как отмечалось, формируется под влиянием атмосферного и прибойно-импульверизационного увлажнения в условиях меньшей дренированности и с сезонным переувлажнением нижней и верхней толщи. Второй профиль имеет преимущественно атмосферное увлажнение при хорошем естественном дренаже. Этими факторами и определяются существенные различия почв и процессов, формирующих их.

ИЗМЕНЕНИЕ МИНЕРАЛЬНОГО СОСТАВА ПОЧВООБРАЗУЮЩЕЙ ТОЛЩИ

По валовому химическому составу (табл. 1) оба профиля имеют четкие различия, обусловленные а) первоначальным составом коренных пород и б) различиями в увлажнении.

Состав пород определяет содержание отдельных окислов и соотношение $SiO_2 : Al_2O_3$.

В профиле 9 содержание в породе SiO_2 до 39—40%, что характерно для состава основных эффузивных пород.

В профиле 10 содержание в породе SiO_2 возрастает до 66%, а R_2O_3 снижается до 28%, при повышении количества CaO.[1]

В профиле 9 четко выделяется три толщи:

А) **современного почвообразования** (0 — 110 см) с относительным накоплением SiO_2, снижением Al_2O_3 и Fe_2O_3 и распределением их, обусловленным лёссиважем, а также аккумуляцией CaO. Отношение $SiO_2 : Al_2O_3 > 2$; характерен современный элементарный почвенный процесс сиаллитизации;

Б) **каолинизации** in situ (от 110 до 200—300 *см*) с незначительным притоком веществ из верхней толщи. Характерно пониженное содержание SiO_2, возрастание Al_2O_3 при стабильно низком (по сравнению с верхней толщей) содержании Fe_2O_3, отсутствии аккумуляции CaO, MgO и P_2O_5 и накоплении в отдельных слоях CO_3. Отношение $SiO_2 : Al_2O_3 < 2$, что указывает на каолинизацию минеральной массы.

В) **литомаржевого преобразования породы** (с 300 до 500 *см* и ниже) с меньшим содержанием Al_2O_3 и большим всех остальных окислов по сравнению с вышележащей толщей. Отношение $SiO_2 : Al_2O_3 > 2$, соответствующее также процессу сиаллитизации.

Сопоставляя все три толщи можно констатировать, что распределение окислов в почвообразующей толще контролируется двумя процессами — лёссиважем Al и Fe, по всей вероятности, в форме комплексных с гумусовыми веществами соединений, а также в составе ила и биологической аккумуляции CaO и P_2O_5. Повышение содержания MgO и

[1] Возможно, что его увеличение обусловлено иллювиальным накоплением, а не первоначальным содержанием.

SO_3 скорее обусловлено импульверизационным привносом из морских вод.

Происходящая в толще II каолинизация усиливается как воздействием воднорастворимых гумусовых соединений, просачивающихся из толщи I, так и повышением увлажнения морскими водами. Это подтверждается наиболее высоким содержанием в отдельных слоях MgO и CaO. Распределение Fe_2O_3 при этом сохраняется стабильным.

В толще III преобладает механическая дезинтеграция породы с возможным сохранением постоянства состава и даже обогащением ее MgO и SO_3 за счет морских вод.

Остается неясным — тождественен ли процесс каолинизации толщи II процессу аллитизации или ее состав отражает особенности состава исходной породы и ее изменения под воздействием морских вод. Мы склонны предполагать последнее и считать, что подобный тип аллитизации характерен для морского импульверизационного увлажнения пород.

Профиль 10 отличается более высоким содержанием и равномерным распределением SiO_2 с тенденцией ее увеличения с глубиной, что характерно и для распределения Al_2O_3 и CaO. Количество Fe_2O_3, MgO, P_2O_5, наоборот, понижается с глубиной, что отражает биогенную аккумуляцию их. Содержание SO_3 более высокое, чем в профиле 9, вероятно, обусловленное ее импульверизационным привносом с морской акватории. Степень выветрелости минеральной массы значительно меньшая, чем в первом профиле; молекулярные отношения $SiO_2 : Al_2O_3$ указывают на сиаллитный состав всей толщи.

Таблица 1

Валовой химический состав (в % на прокаленное в-во)

Горизонты глубины в *см*	SiO_2	Fe_2O_3	Al_2O_3	CaO	MgO	P_2O_5	SO_3	Молекулярные отношения		
								$SiO_2 : R_2O_5$	$SiO_2 : Al_2O_3$	$SiO_2 : Fe_2O_3$
На элювии эффузивных пород (р. 9)										
1— 10	59.17	7.44	27.41	1.64	1.30	1.08	0.98	3.1	3.7	21.5
10— 20	60.64	6.65	27.19	1.49	1.57	0 77	0.66	3.2	3.7	24.0
30— 40	49.27	7.68	39.97	1.39	1.25	0.76	0.52	1.9	2.2	17.1
70— 80	50.04	10.09	35.81	2.49	2.38	0.58	0.30	2.1	2.4	17.3
100—110	49.34	10.09	40,99	1.12	1.22	0.62	0.20	1.9	2.1	21.0
140—150	47.67	7.79	41.21	1.36	1.86	0.68	0.49	1.8	2.0	19.8
160—170	47.44	6.52	42.03	0.91	0.89	0.77	1.03	1.7	1.9	18.8
190—200	46.17	7.80	40.96	1.28	1.75	0,83	0.68	1.7	1.9	15,7
300—320	47.27	7.43	38.96	1.61	2.21	1.06	1.06	1.8	2.1	17.2
500	46.54	7.43	32.79	1.47	1.93	0.75	0.88	2.1	2.4	18.1
На элювии кварцевых порфиритов (р. 10)										
2— 8	64.64	7.10	21.70	2'06	1.96	0.79	0.74	4.2	5.4	24.5
12— 20	64.53	6.16	22.33	2.23	1.87	0,75	1.09	4.1	5.1	27.7
ВС40—50	66.37	5.58	22.39	2.18	1.39	0,68	1.03	4.3	5.0	32.6

ИЗМЕНЕНИЕ МЕХАНИЧЕСКОГО СОСТАВА

Результаты анализов механического состава показывают, что для всей толщи характерна ясная тенденция снижения с глубиной содержания частиц < 0.001 *мм* и увеличения фракции 0.05—0.01 *мм*. На этом общем фоне довольно четко выделяются своими особенностями распределения отдельных фракций, ранее выделенные по химическому составу толщи. Так, для толщи I показательно снижение с глубиной (до 110 *см*) фракции от 0.05 до 0.01 *мм* и увеличение частиц < 0.001 *мм*, а также суммы фракций < 0.01 *мм*. Ясное лёссивирование по фракции < 0.001 *мм* наблюдается до глубины 80 *см*, по фракции 0.05—0.001 *мм*— до 40 *см*. Такое распределение согласуется с ранее установленным увеличением в этой толще с глубиной Al_2O_3 и Fe_2O_3.

Толща II менее однородна: на глубине 140—170 *см* преобладает фракция от 0.05 до 0.01 *мм*, а от 170 до 200 *см* частицы от 0.01 до 0.05 *мм*. Для всей толщи закономерно постепенное увеличение суммарной фракции < 0.01 *мм*. Эта толща выделяется лёссивированием, а преобладание более крупных фракций может указывать на некоторое ослабление дезинтеграции породы, ограниченное накоплением частиц размером от 0.01 до 0.001 *мм*.

Для толщи III характерно накопление фракций от 0.25 до 0.01 *мм* и резкое снижение содержания частиц < 0.01 *мм*, и особенно < 0.001 *мм*.

Таким образом, основные различия между тремя толщами сводятся к увеличению с глубиной более крупных фракций; наиболее интенсивное (почвообразовательное) перераспределение фракций < 0.005 *мм* в верхней 110 *см* толще и существенное накопление частиц размером 0.05—0.005 *мм* в толще II.

Отмеченное распределение фракций согласуется и с изменениями соотношений в этих же толщах SiO_2, Al_2O_3 и Fe_2O_3. Они сводятся к тому, что в толще I по сравнению с породой происходит убыль Al_2O_3 и некоторое относительное накопление Fe_2O_3 и SiO_2, что характерно для сиаллитизации.

Толща II выделяется большим содержанием Al_2O_3 и обеднением Fe_2O_3 по сравнению с породой и толщей I, что приближает ее состав к аллитному типу.

Такое распределение Al_2O_3 коррелирует с увеличением в ней фракции размером от 0.05 до 0.001 *мм*, возможно, представленной каолинитом. Из толщи I Al_2O_3 скорее выносится за пределы толщи, чем вмывается в толщу II. Если бы было последнее, то должно было произойти снижение содержания SiO_2, а оно сохраняется в общем на постоянном уровне, близком к содержанию в породе.

В целом можно полагать, что в почвенной толще (0—100 *см*) при преобладании тех же фракций, что и в коре выветривания, под влиянием почвообразования снижается содержание частиц того же размера с глубиной и повышается количество ила. Его распределение отражает процесс лёссиваж, а также и образование in situ за счет дезагрегации частиц размером от 0.05 до 0.001 *см*, количество которых в толще 70—110 *см* убывает, а ила возрастает. Таким образом, почвообразование способствует большему образованию ила и его перераспределению, чем выветривание, при котором в данных условиях накопление ила значительно меньшее и не показывающее его перераспределения.

В профиле 10 при совмещенном воздействии выветривания и почвообразования происходит наибольшее накопление фракции 0.05—0.01 *мм*,

вероятно, сбогащенной минералами коалинитовой группы. В связи с этим накопление фракции < 0.01 *мм* меньшее, но интенсивность ее лёссивирования бо́льшая, чем в профиле 9.

Таблица 2

Механический состав

№ разреза; глубина в *см*	Потеря при обработке в %	Размер фракций в *мм*; содержание в %						
		1 — 0.25	0.25 — 0.05	0.05 — 0.01	0.01 — 0.005	0.005 — 0.001	< 0.001	< 0.01
9. 1— 10	4.1	3.9	14.7	25.0	24.1	17.8	10.2	52.2
10— 20	4.6	4.0	12.0	29.8	16.0	22.1	11.4	49.5
30— 40	3.9	4.4	1.2	29.0	17.0	23.0	21.4	61.4
70— 80	4.1	2.6	1.8	16.7	27.0	12.5	32.5	74.8
100—110	3.6	4.8	20.5	14.1	13.7	16.6	26.7	57.0
140—150	2.7	0.4	11.3	43.8	11.4	18.1	23.3	41.8
160—170	3.9	2.3	5.5	37.9	8.4	22.3	19.1	50.4
190—200	4.0	2.0	5.7	19.9	28.5	20.4	19.3	68.2
300—320	5.0	3.9	29.5	32.4	11.7	12.7	4.8	29.1
10. 2— 8	4.1	0.8	29.5	38.0	11.5	9.7	6.4	27.6
12— 20	2.8	1.9	19.6	45.0	12.2	15.8	8.6	35.7
40— 50	3.2	6.0	4.8	31.5	22.4	21.5	10 6	54.5

Это последнее находится в прямой связи с более крупной пористостью, большей дренированностью и меньшей мощностью почвенной толщи, в которой происходит перераспределение механических фракций. Рассмотренные особенности и закономерности формирования и перераспределения фракций механического состава коррелируют с составом ила и его распределением.

ОСОБЕННОСТИ СОСТАВА ИЛА

Содержание в иле SiO_2 Al_2O_3 и Fe_2O_3 оказалось не отвечающим стандартам, установленным для илов большинства почв. Несоответствие заключается в том, что содержание Al_2O_3 в иле меньше, чем в почве в целом, в то время как стандартом предусматривается более высокое его содержание в иле, чем в почве. В некоторых случаях (р. 9 — глубина 190—200 и 300—320 *см*) содержание SiO_2 в иле несколько больше, чем в почве, хотя обычно имеет место противоположное соотношение. В двух случаях (р. 9 — глубина 10—20 *см* и р. 10 — 10—28 *см*) содержание железа в иле меньше, чем в почве. Подобные отклонения сказались и на молекулярных отношениях SiO_2 к R_2O_3, SiO_2 к Al_2O_3. Они оказались более высокими, чем в почвах. Эта необычность состава ила крайне настораживает и прежде всего ставит вопрос, а не вызваны ли они ошибками анализов? Вряд ли, так как ранее были зафиксированы аналогичные отношения более чем по 60 образцам почв приморской полосы от г. Находки до границы с КНДР, но на них не обращалось должного внимания. Тем не менее, мы не счи-

таем возможным безоговорочно признавать бесспорность рассматриваемых анализов. В силу сказанного и предлагаемая их интерпретация требует дальнейшей проверки и уточнения.

Наиболее вероятное объяснение снижения содержания Al_2O_3 в иле по сравнению с почвой сводится к допущению преобладания в составе глинистых минералов каолинита с размером частиц >0.001 *мм*. Косвенным подтверждением этому служит корреляция содержания Al_2O_3 с количеством частиц размером от 0.05 до 0.001 *мм*, на что указывалось выше. Далее следует подчеркнуть, что профиль почвы испещрен мелкими белесыми пятнышками, состоящими из «жирного» пылеватого материала, соответствующего текстуре каолинита, особенно на глубине 80—200 *см*. При выделении ила каолинит мог осаждаться, и поэтому ил оказывался обедненным Al_2O_3 и по составу соответствующим минералам типа иллита, монтмориллонита, хлорита и др., поскольку отношения $SiO_2 : Al_2O_3$ в иле колеблются в пределах 3.2—8.1 (табл. 3).

В общем вскрывается два противоположно действующих начала морских вод как фактора выветривания: первое — усиление каолинитизационного эффекта, особенно в толще от 100 до 200 *см*, а второе — обогащение минеральной массы Mg, Ca, SO_4. При этом происходит дифференциация ее на каолинитовую и иллит-хлорит-монтмориллонитовые части. Каолинитовая концентрируется в пылеватых фракциях, а иллит-монтмориллонитовая — в илистой.

Таблица 3

Содержание SiO_2, Fe_2O_3 и Al_2O_3 в иле (в % на прокал. в-во)

№ разреза; глубины в *см*	Потеря при прокал.	SiO_2	Fe_2O_3	Al_2O_3	Молекулярное отнош.	
					SiO_2: R_2O_3	SiO_2: Al_2O_3
9. 1— 10	19.70	57.64	9.62	16.04	15.9	6.1
10— 20	9.55	53.61	6.38	13.12	22.3	6.9
30— 40	13.15	49.26	12.98	21.21	10.1	3.9
70— 80	10.89	48.20	13.95	22.12	9.2	3.6
100—110	10.22	48.58	13.77	18.88	9.4	4.4
190—200	10.64	47.12	16.00	20.83	7.8	3.8
300—320	11.84	48.90	16.23	23.21	7.9	3.7
500	12.58	41.15	10.15	22.06	10.7	3.2
10. 2— 8	17.75	64.58	6.43	13.44	26.8	8.1
12— 20	25.78	58.86	8.69	18.16	17.9	5.4
40— 50	15.05	55.45	9.70	15.64	15.1	6.0

Весьма показательны величины разности содержания Al_2O_3 и Fe_2O_3 в почвах и иле из них (табл. 4).

Они весьма четко показывают, что Al_2O_3 в наибольшей степени накапливается в почвах, причем в почве 9 его максимальное накопление приурочено к толще от 30 до 200 *см*, выше и ниже оно резко снижается. В верхней 30-*см* толще снижение скорее всего связано с лёссиважем, а в нижней (ниже 300 *см*) — с меньшей выветрелостью породы.

Таблица 4

Разность содержания Al_2O_3 и Fe_2O_3 между почвами и илом из них (— преобладание в почве; + преобладание в иле)

№ разреза	Глубина (*см*)	Al_2O_3	Fe_2O_3
9	1— 10	— 10.37	+ 2.18
	10— 20	— 14.07	— 0.27
	30— 40	— 18.76	+ 5.30
	70— 80	— 13.69	+ 6.32
	100—110	— 22.11	+ 7.64
	190—200	— 20.13	+ 8.20
	300—320	— 15.75	+ 8.80
	500	— 10.73	+ 2.72
10	2— 8	— 8.26	+ 0.67
	12— 20	— 4.17	+ 2.52
	40— 50	— 6.75	+ 4.12

В почве 10 перераспределение также обусловлено лёссиважем. С ним связано и обеднение ила Fe_2O_3 в почве 9 на глубине 10—20 *см*, а в почве 10 — на 2—8 *см*. Во всех остальных случаях в иле происходит накопление железа. Однако механизм его остается неясным. Возможно, накопление обусловлено как передвижением Fe в закисных и гидроокисных формах в периоды переувлажнения и анаэробиоза, так и in situ при выветривании и почвообразовании. И наконец, нельзя исключать и бокового притока его с водами внутрипочвенного стока, особенно на глубине 190—320 *см*.

Не вдаваясь в более глубокие и детальные обсуждения полученных данных, так как они могут иметь только домысловый характер, подчеркнем лишь следующее:

1. Для описываемых условий характерно интенсивное каолинообразование, сочетающееся с иллит-хлорит-монтмориллонитовым комплексом глинистых минералов. Первое связано с пылеватыми, а второе — с илистыми фракциями.

2. При этом безгумусовая минеральная часть приобретает черты аллитизации во влажно-холодных муссонных условиях, а илистая часть продолжает сохранять типичные черты сиаллитного состава.

3. Поведение Al и Fe в этих условиях диаметрально противоположно: первый накапливается во фракциях < 0.001 *мм*, а второй — во фракциях < 0.005 *мм* с различными соотношениями его форм.

РЕАКЦИЯ (pH) И ГУМУСООБРАЗОВАНИЕ

Несмотря на высокое увлажнение и, вероятно, промывной водный режим, реакция почв сохраняется на относительно высоком уровне. Данные (табл. 5) показывают, что pH зависит прежде всего от состава пород (р. 9). Почва и кора выветривания элювия эффузивных пород характеризуется слабокислой, близкой к нейтральной реакцией. Выяв-

ляется относительно наибольшее подкисление толщи от 100 до 300 *см*, что, вероятно, обусловливается вмыванием до этой глубины фульвокислот и вообще относительно максимальным промыванием.

Литомаржевые продукты выветривания имеют pH — 6.2 (500 *см*), как и верхняя почвенная толща. Повышение pH в последней обусловливается особенностями биологического круговорота и импульверизационным поступлением морских вод.

Таблица 5

Величины pH (H_2O)

№ разреза	Глубина в сантиметрах									
	1—10	10—20	30—40	40—50	70—80	100—110	140—150	190—200	300—320	500
9	5.9	6.1	6.2	—	5.6	5.4	5.2	5.4	5 5	6.2
10	5.4	5.2	—	5.8	—	—	—	—	—	—

Почва на кварцевых порфирах (р. 10) выделяется более кислой реакцией в гумусовой толще (0—40 *см*) и повышением ее на контакте с породой до 5.8, что может указывать на вмывание щелочноземельных продуктов. В общем, в обеих почвах реакция среды не обеспечивает растворимости соединений Fe, определяет возможную слабую растворимость Al и обеспечивает достаточно благоприятные условия для гумусонакопления. Оно достаточно высокое в обеих почвах.

Почвы существенно различаются по распределению гумуса (табл. 6). В почве № 9 оно соответствует лесному типу: максимум в гор. A и резкое падение с глубиной. Почва № 10 при большей гумусированности (до 14,2%) отличается постепенным падением гумуса с глубиной. Эти различия достаточно четко отражаются и в составе гумуса (табл. 6). Гумус почвы № 9 характеризуется более высоким содержанием углерода — воско-смол и декальцината; преобладание гуминовых кислот отмечено только в гор. A_1. В почве № 10 они превалируют по всему профилю. Поэтому по отношению $C_{гк} : C_{фк}$ первая почва (№ 9, колебания от 0.68 до 1.63) относится к фульватно-гуматной, а вторая (№ 10, колебания от 0.97 до 1.55) к гуматной. В почвах подзолистого типа это отношение не выше 0.5—0.3. Из других отличий отметим отсутствие или ничтожное содержание I и III фракций гуминовых кислот и I и II фракций фульвокислот с глубины 20 *см* в почве № 9. Такое распределение, вероятно, связано с адсорбцией их вышележащими горизонтами. В этой почве преобладают гуматы Ca, а среди фульвокислот Ia, I и II фракции, наиболее вероятно связанные с Fe. Обращает на себя внимание резкое увеличение фракции гуминов с глубины 30 *см* и ниже, что, возможно, обусловлено особенностями не современного, а прошлого гумусообразования. Повышенными величинами характеризуется и содержание углерода растворимого в 0.5—1.0 и H_2SO_4.

Почва № 10 отличается пониженными величинами C-воско-смол и C-декальцината. Среди гуминовых кислот преобладают связанные с Fe (I и III) с тенденцией миграции их по профилю, что характерно и для преобладающих (Ia и I) фракций фульвокислот. Содержание гуминов менее высокое, повышающееся с глубиной.

Таблица 6

Групповой и фракционный состав гумуса (в % от общего С, принятого за 100)

№ разреза, глубина в *см*	С, %	Гумус, %	С-воско-смол	С-декальцината	С-гуминовых кислот				С-фульвокислот					$C_{гк}:C_{фк}$	С гуминов	С раств. в 0,5 1.0 H_2SO_4
					I	II	III	Сумма	Ia	I	II	III	Сумма			
9. 1—10	4.00	6.90	8.2	1.8	14.3	3.2	11.5	29.0	3.7	12.3	1.5	0.2	17.7	1.63	41.3	2.0
10—20	1.46	2.52	12.0	2.7	6.8	13.2	6.8	26.8	7.5	8.9	3.4	17.8	37.6	0.71	18.0	2.7
30—40	1.17	2.02	5.1	1.5	0	14.5	0	14.5	8.5	3.6	2.4	6.8	21.3	0.68	55.7	1.7
70—80	0.77	1.33	3.5	1.3	0	10.4	0	10.4	9.1	1.3	0	1.3	11.7	0.89	70.5	2.6
10. 2— 8	8.24	14.20	5.4	1.1	17.5	12.4	7.5	37.4	5.0	12.7	5.2	1.1	24.0	1.55	30.8	1.3
12—20	5.60	9.65	3.0	0.9	17.7	0.5	7.1	24.3	6.1	6.6	1.1	2.1	26.1	0.97	44.6	1.1
40—50	1.80	3.10	3.0	0.6	22.2	2.8	5.6	30.6	7.8	3,9	5.6	2.8	20.1	1.53	44.6	1.1

Выявленные различия в гумусообразовании настолько значительны и контрастны, что позволяют рассматривать эти почвы на уровне различных типов. Почва р. 9 отражает черты лесного-буроземного процесса, осложненного местными особенностями гумусообразования. Наибольшее значение среди них имеют: участие в увлажнении морских вод, что сказывается на увеличении С-воско-смол, декальцината, а также гуминовых кислот II фракции. Почва № 10 отражает черты бруниземного (прерийного) почвообразования (Зонн С. В. и др., 1972) с накоплением гуминовых кислот (I и II фр.) и фульвокислот (I и II фр.). Как видно, ослабление увлажнения морскими водами усиливает накопление гуминовых кислот, связанных с Fe и Al, и их миграцию в нижнюю часть гумусового горизонта. Известная роль в гумусообразовании принадлежит почвообразующим породам, а также и степени дренированности почв. Почва на кварцевом порфире менее обогащена щелочноземельными основаниями, их привнос с водами минимальный, а в эффузивных породах имеет место привнос щелочных и щелочноземельных оснований.

Это последнее особенно ярко проявляется в составе обменных катионов.

ОСОБЕННОСТИ СОСТАВА ОБМЕННЫХ КАТИОНОВ

Обращает на себя внимание высокое, а в верхней толще (до глубины 140 см) преобладание обменного Mg над Ca (табл. 7). В толще от 140 до 500 *см* величины Ca и Mg очень близкие, а в литомарже породы (500 см) Ca больше, чем Mg. Величины обменного H незначительны и не указывают на возможность интенсивной замены им Ca.

Наиболее характерным является возрастание удельного веса обменного Mg, что подтверждает возможность поступления его из морских вод. В большей степени этот вывод относится к почве № 9 и в меньшей к почве № 10. В последней поступление Mg указанным путем минимально и преобладающим оказывается H. Кроме того, содержание обменных катионов коррелирует с распределением илистой фракции;

наибольшему обеднению ею профиля № 9 на глубине 10—20 *см* и снижению с глубиной в профиле № 10 соответствует падение количества обменных катионов. Почвы резко различаются и по степени насыщенности. Первая — слабонасыщенная (V—76—86%), и насыщенность возрастает с глубиной; вторая (р. 10) — ненасыщенная (V—47—53%) относительно равномерно по всему профилю.

Почва разреза 9 относится к буро-подзолистым (Иванов, 1969). Однако приведенные данные не показывают наличия в ней элементов, характерных для подзолообразования.

Весьма показательно для бруниземообразования накопление гумуса в условиях кислой и достаточно ненасыщенной основаниями минеральной части почвы (р. 10).

Таблица 7

Состав обменных катионов (в % на сухую почву)

№ разреза глубина в *см*	Обменные катионы				В % от суммы			V, %
	Ca	Mg	H	сумма	Ca	Mg	H	
9. 1— 10	3.4	20.0	7.2	30.6	11.1	65.3	23.6	76.4
10— 20	7.2	6.6	4.6	18.4	39.6	36.4	24.0	76.0
30— 40	10.3	12.2	3.5	26.0	35.4	46.9	17.7	82.3
70— 80	8.7	10.9	3.9	23.5	37.0	46.3	16.7	83.3
100—110	8.4	10.0	4.4	22.8	36.7	43.8	19.5	80.5
140—150	11.2	10.0	4.4	25.6	43.7	39.0	17.3	82.7
190—200	13.1	11.6	4.0	28.7	45.6	40.4	15.0	85.0
300—320	14.0	13.8	4.4	32.2	43.4	42.8	13.8	86.2
500	5.8	4.8	2.0	12.6	46.0	38.0	16.0	84.0
10. 1— 10	13.0	7.8	17.8	38.6	33.6	20.2	46.2	53.8
12— 20	7.3	8.7	17.4	33.4	21.2	26.0	52.8	47.2
40— 50	4.9	4.2	8.0	17.1	28.7	24.5	46.8	53.2

О ФОРМАХ И ПОДВИЖНОСТИ ЖЕЛЕЗА

Свободное железо представлено двумя основными формами — окристаллизованными и подвижными — аморфными. Окристаллизованные формы находятся в виде пленок на поверхности частиц, конкреций, а также частично входят в состав глинистых минералов, наиболее рыхло связанные с их каркасом. Образуясь из первичных и вторичных глинистых минералов, а также приносимые почвенными и грунтовыми водами, они через стадию подвижных — аморфных соединений переходят в окристаллизованные формы и приобретают важное диагностическое значение. По их распределению представляется возможным судить о проявлении в почвах таких процессов, как лёссиваж, оподзоливание, псевдооподзоливание. Такое же значение имеет содержание и распределение подвижных-аморфных форм железа. Кроме того, по соотношению подвижных и окристаллизованных форм железа представляется возможным судить о скорости перехода первых во вторые.

Содержание и распределение свободного (Мера-Джексон), подвижного (Тамм) и собственно окристаллизованного (Мера—Джексон—Тамм) железа показало (табл. 8) сложную и многофакторную зависимость, существенно различную в изученных почвах. Основное различие заключается в том, что из толщи элювия эффузивных пород и почвы на нем железо довольно быстро и почти полностью переходит в окристаллизованные и подвижные формы, а на кварцевых порфиритах его значительно меньше, и оно находится преимущественно в подвижной-аморфной форме.

Таблица 8

Содержание свободных форм железа

№ разреза, глубина в *см*	Свободное (Мера и Джексон)		Подвижное (Тамм)		Окристаллизованное (Мера—Джексон—Тамм)		
	%	% от валового содержания в почве	%	% от валового содержания в почве	%	% от валового содержания в почве	% от валового содержания в иле
9. 1— 10	3.40	52.9	1.06	16.5	2.34	31.3	24.3
10— 20	3.0	49.2	0 81	13.2	2.19	32.9	34.3
30— 40	6 89	75.7	1.12	12.3	5.75	74.8	44.2
70— 80	7.87	83.4	0 70	7.4	7 17	71.0	51.2
100—110	7.35	78.7	0.64	6.8	6.71	66.5	48.7
190—200	7.69	98.5	1.19	15.2	6.50	80.3	40.6
300—320	6.98	81.6	0.65	7.6	6 33	85.1	39.0
500	2.56	37.5	0 16	2.3	2.40	32.3	23.6
10. 2— 8	2.16	30.4	1.43	20.1	0.73	10.2	11.3
12— 20	2.28	37.0	1.26	20.4	1.02	16.5	11.7
40— 50	1.90	34.0	0.79	14.1	1.11	19.9	11.4

В почве р. 9 по сравнению с породой происходит активное относительное увеличение содержания свободных форм железа, особенно в толще 40—320 *см*. В верхней 40-*см* толще в соответствии со снижением ила происходит коррелирующее уменьшение свободного железа, подтверждающее наличие лёссиважа. Содержание подвижных форм железа незначительно, вероятно, оно быстро переходит в окристиллизованные формы, не подвергаясь существенным перемещениям. Собственно окристаллизованные формы повторяют распределение свободных, но количество их меньше на величину подвижных форм.

Окристаллизованные формы составляют 66—85% валового содержания Fe в почве и 34—51% в иле из нее на глубине от 30 до 320 *см*. Железо обволакивает не только частицы ила, но и частицы более крупные. Лишь в верхней 20-*см* толще Fe почти полностью связано с илистой фракцией, что, вероятно, характерно и для глубины 500 *см*. В общем явлений иллювиирования Fe не отмечается, что подтверждает диагностику почвы, данную выше.

Почва р. 10 отличается бо́льшим содержанием подвижных форм, чем окристаллизованных в верхней 20-*см* толще, что, очевидно, связано с преобладанием органо-минеральных соединений. Они и подвержены некоторому перемещению на глубину 40—50 *см*, где и переходят в окристаллизованные формы.

Механизм образования и накопления рассмотренных форм железа не связан с реакцией среды (pH — 5.2—6.2).

Наиболее вероятен переход Fe в свободные формы в результате образования гумусово-железистых подвижных соединений, частичного перехода в закисные соединения при переувлажнении и, наконец, образования сернокислых и сернистых соединений железа за счет анионов SO_3, содержащихся в морских водах. В почве р. 9 этому способствует наличие железа в первичных минералах, а возможно, и в виде первично окристаллизованных.

Следует полагать, что принципиальных различий в путях образования свободных форм железа при выветривании и почвообразовании нет. При почвообразовании только в толщах, охватываемых действием элементарных процессов, связанных с гумусовыми соединениями, происходит дополнительное перераспределение подвижных форм, чем, в свою очередь, определяются различия в распределении его окристаллизованных форм.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Рассмотренные материалы и данные показали, что в условиях островного увлажнения — атмосферного и прибойно-импульверизационного — происходит интенсивная аллитизация минералов эффузивных пород, сопровождающаяся пятнистой каолинизацией in situ, связанной с частицами размером от 0.05 до 0.001 *мм*.

Формирование илистой фракции происходит независимо от аллитизации и с характерным феррсиаллитным составом и вторичным насыщением ее Mg из морских вод.

На этом фоне в верхней 20—40-*см* толще происходят процессы лёссивирования и псевдооподзоливания в условиях слабокислой среды, чем и определяется формирование желто-бурых или красно-бурых лёссивированных и псевдооподзоленных, а не буро-подзолистых почв. Накопление железа преимущественно в окристаллизованных формах обусловливает желтые или красные тона окраски, проявление которых связано со степенью дренированности. При слабой дренированности — желтая ($Fe(OH)_3$) и при достаточной дренированности — красная (Fe_2O_3) окраска. Подобные процессы наиболее ярко выражены при формировании почв на корах выветривания эффузивных пород.

На кварцевых порфирах, вне активного влияния импульверизационного увлажнения, ведущее значение приобретает гумусонакопление, под защитой которого лёссиваж проявляется в ослабленной степени. Гумусонакопление в слабокислой среде в наибольшей степени соответствует прерийно-бруниземному типу почвообразования.

Изученные объекты являются типичными для островной фации дальневосточного Приморья. Дальнейшее изучение их природы и особенно выветривания может расширить и углубить наши познания о почвообразовании и об образовании глинистых минералов особенно.

ЛИТЕРАТУРА

Глазовская М. А. Североскандинавская почвенно-географическая и ландшафтно-геохимическая провинция. — В кн.: Почвенно-географические и ландшафтно-геохимические исследования». МГУ, 1964.

Зонн С. В. Особенности почвообразования и главные типы почв Кубы. — В кн.: «Генезис и география почв зарубежных стран по исследованиям советских географов». М., «Наука», 1968.

Зонн С. В., Нечаева Е. Г., Сапожников А. П. Процессы псевдооподзоливания и лёссивирования в лесных почвах Южного Приморья. — «Почвоведение», 1969, № 7.

Зонн С. В., Нечаева Е. Г., Сапожников А. П. О контрастности почвообразования в юго-восточной части Дальневосточного Приморья. — В кн.: «Проблемы типологии и классификации лесов». Тр. Ин-та экологии растений и животных УНЦ АН СССР, вып. 84, Свердловск, 1972.

Иванов Г. И. Почвы Приморского края. Владивосток, 1964.

Иванов Г. И. Классификация почв равнин Приморья и Приамурья. Владивосток, 1969.

Ливеровский Ю. А., Колесников Б. П. Природа южной половины советского Дальнего Востока. М., Гос. изд-во географической литературы, 1949.

Ливеровский Ю. А. Основные особенности географии и генезиса почв южной половины Дальнего Востока. — В кн.: «Особенности почвообразования в зоне бурых лесных почв». Владивосток, 1967.

Ромашкевич А. И. Почвы и коры выветривания влажных субтропиков Западной Грузии. М., «Наука», 1974.

Рубилин Е. В. О почвах североамериканских прерий. — «Почвоведение», 1962, № 6.

В. М. Фридланд

О НЕКОТОРЫХ ОСНОВНЫХ ВОПРОСАХ ГЕОГРАФИИ ПОЧВ

Закономерности любой науки географического цикла в значительной степени обусловлены определением ее объекта. Особенно отчетливо это выявляется в географии почв.

Карты, составленные на основе классификации почв Фаллу, Зенфта, Лоренца и других почвоведов, систематизировавших почвы по характеру почвообразующих пород, обнаруживали почвенно-географические закономерности, не отличающиеся от пространственных закономерностей геологии. Карты, составленные на принципах классификации почв Кнопа, основанной на химическом составе почв, выявляют закономерности, которые бы мы теперь назвали геохимическими. Анализ карт, построенных на генетических классификациях почв, первые из которых были созданы В. В. Докучаевым, выявляет иные географические закономерности, наиболее близкие к географии ландшафтов.

Таким образом, суть географии почв, закономерности, выявляемые ею, определяются самим содержанием понятия «почва», классификациями, которые используются при изучении почв. Можно говорить о множественности географий почв, соответствующей множественности определений понятия «почва», и основанных на их классификаций почв.

Генетические классификации также далеко не идентичны, и их развитие, их обогащение представляет собой один из существенных источников развития географии почв.

Важный вклад в развитие классификации почв, а через нее и в географию почв, внесли труды И. П. Герасимова. Так, география почв лесостепных, степных, полупустынных и пустынных зон существенно обогатилась, приобрела ряд новых закономерностей после введения в классификацию почв этих зон полугидроморфных типов (Герасимов, Завалишин, Иванова, 1939).

Не менее важный вклад в географию почв внесли работы И. П. Герасимова, посвященные генезису и классификации почв гумидных областей суббореального, субтропического и тропического поясов, полусухих субтропиков, мерзлотных областей и ряду других. Эти работы не только выделили новые объекты географии почв, но и обогатили систему ее закономерностей.

Вместе с тем, И. П. Герасимов в ряде работ, посвященных специально вопросам географии почв, создал в этой науке новые разделы и направления.

В 1933 г. в работе «О почвенно-климатических фациях равнин СССР» И. П. Герасимов впервые показал, что климат обусловливает географические смены почв не только степенью увлажнения и термическими условиями, но и степенью континентальности климата. Эта работа ввела в географию почв раздел, получивший название учения о почвенных фациях и провинциях. Часто возникновение этого раздела географии почв связывают с опубликованной в 1916 г. работой Л. И. Прасолова «О черноземе приазовских степей (к вопросу о почвенно-географических провинциях)». В этой работе была выделена провинция приазовских черноземов — наряду с уже установленными почвенно-географическими понятиями зон и подзон появилось понятие «провинция». Л. И. Прасолов связывал обособление приазовской провинции с историей развития территории, с ее гидроморфизмом в прошлом, с ее геоморфологическими особенностями. Вполне отчетливо это содержание понятий «фация» и «провинция» было изложена Л. И. Прасоловым в более поздней работе: «Таким образом в почвенной географии мы можем и должны искать закономерности не только по принципу зон или подзон горизонтально-широтных (или вертикальных им аналогичных в горных странах), но и по принципу фаций, или провинций, т. е. более или менее крупных областей, разделяющих зоны на части различных очертаний, в зависимости от местных геоморфологических и других явлений» (1922, стр. 6). В современной терминологии географии почв такие территориальные единицы наиболее близки к округам (Иванова и др., 1958, Глазовская, 1973).

Вместе с тем, под терминами «почвенная фация» и «почвенная провинция» в современной географии и классификации почв понимается обособление регионов внутри крупных почвенных областей или почвенных зон по специфическим особенностям почв, обусловленным климатическими причинами (Иванова и др., 1958, Виленский, 1961, Димо и Розов, 1974). Таким образом, исходя из современного содержания терминов «провинция» и «фация», их историю следует вести от указанной работы И. П. Герасимова (1933).

Значимость этого вклада в географию почв трудно переоценить. Действительно, провинциальные различия свойств и режимов в пределах почвенных типов оказались примерно такого же порядка, как подзональные, что позволило выделить наряду с давно установленными подтипами почв, характерными для подзон, также и провинциальные подтипы (Розов, Иванова, 1967). Своеобразие провинциальных особенностей свойств и режимов почв оказывается столь значимым, что сейчас становится вполне правомерной постановка вопроса о выделении некоторых групп провинциальных подтипов почв в качестве особых типов. В первую очередь это касается группы подтипов мицелярно-карбонатных (глубоких) черноземов, развивающихся в Предкавказье, в Крыму и в Молдавии, которые по своеобразию своего строения и режимов следовало бы рассматривать как особый тип. Столь же своеобразны черноземы Забайкалья, называемые «мучнистокарбонатными» или «промытыми».

Значимость провинциального (и фациального — объединяющего группу сходных провинций) разделения как в почвенной классификации, так и в почвенном районировании — разделении почвенных обла-

стей, зон и подзон, ясно видна и при производственном подходе к почвам. Возможности сельскохозяйственного, особенно земледельческого использования почв, а также необходимых агротехнических приемов и даже всего типа земледелия существенно различны в разных провинциях одной зоны.

В работе, обосновавшей выделение почвенно-климатических фаций, И. П. Герасимов для выяснения связи почв с климатическими условиями использовал коэффициент континентальности Цункера, применяя статистико-климатологический подход. Вместе с тем, для объяснения причин пространственных изменений этого показателя им были привлечены и данные о циркуляции атмосферы.

В последующем он провел сопряженный анализ почвенной карты мира и схемы общей циркуляции атмосферы (Герасимов, 1945), показав тесную зависимость географии почв континентов от атмосферно-циркуляционных факторов.

И. П. Герасимовым внесен большой вклад в разработку проблемы структуры почвенного покрова. Исследуя почвы Устюрта (1930), он установил четкие связи почвенных комбинаций с элементами рельефа. Весьма важное значение в развитии представлений о структуре почвенного покрова имели исследования генезиса микрорельефа, предложения по классификации его форм.

Им впервые была в широком масштабе реализована идея о почвенном районировании на основе структуры почвенного покрова — проведено разделение Европейской части СССР на почвенные области и районы (Герасимов, 1938), в основу которого были положены «степень неоднородности почвенного покрова и типа почвенных сочетаний» (стр. 20). Эта работа развивала идеи Л. И. Прасолова (1922) о разделении почвенных зон на регионы, обособляющиеся геоморфологическими условиями, и идеи С. С. Неуструева (1922) о связях характера почвенного покрова с эволюцией рельефа.

Определяя содержание полевых почвенно-географических исследований, И. П. Герасимов (1948) поставил в их центре «профильное изучение почв как основу полевой диагностики... и типизацию почвенных комплексов и комбинаций (сочетаний) при помощи сравнительно-географического метода» (стр. 41). В дальнейшем этот взгляд был распространен и на задачи географии почв вообще. В обзоре состояния этой науки в нашей стране И. П. Герасимов (1960) писал: «Детальное изучение и сопоставление всех типов почвенных комплексов и сочетаний представляет важную перспективную научную задачу. Ее разрешение приведет к выявлению определенных естественных типов почвенных комплексов, свойственных тому или иному сочетанию природных условий почвообразования» (стр. 188). Во второй половине шестидесятых и в начале семидесятых годов исследования структуры почвенного покрова резко расширились. Их теоретическое значение в развитии географии почв стало очевидным. В это время И. П. Герасимов обращает внимание (1972, стр. 13) на практическое значение учения о структуре почвенного покрова, утверждая в своем докладе на IV делегатском съезде почвоведов следующее: «Таким образом, под понятием «структура почвенного покрова» объединяется ряд важных задач почвоведения, тесно связанных с изучением и практическим использованием почвенного покрова (земельных ресурсов) той или другой территории (т. е. основной круг задач географии и картографии почв)».

О ГРАНИЦАХ ПОНЯТИЯ «СТРУКТУРА ПОЧВЕННОГО ПОКРОВА»

Широкое развитие работ по структуре почвенного покрова, имеющих как теоретическое, так и прикладное направление, привело к предложениям о существенном расширении содержания термина «структура почвенного покрова». И. А. Крупеников (1974) утверждает, что «зонально-провинциальное строение почвенного покрова по существу представляет собой верхние ступени иерархии таксонов структуры почвенного покрова» (стр. 127). На этой же точке зрения стоит и М. А. Глазовская. В своей монографии «Почвы Мира» (1973) она различает четыре уровня структур почвенного покрова. Под мегаструктурой понимаются почвенно-геохимические поля, почвенные секторы и почвенные области мира. Две высшие региональные единицы (или почвенно-географические единства) определяются через состав почвенного покрова. Для каждого из почвенно-геохимических полей характерны почвы, относящиеся к определенной почвенно-геохимической ассоциации субаэральных почв. Почвенно-геохимические поля, как отмечает М. А. Глазовская (стр. 24, 25), совпадают с зонами увлажнения Н. Н. Иванова и гидрозонами В. Р. Волобуева.

Для почвенных секторов характерны специфические семейства субаэральных почв (стр. 39).

Качественно иное содержание вкладывается в понятие «почвенная область». В области своеобразен не только состав почв, но и характер пространственных смен семейств и типов почв. Эти смены могут быть обусловлены разными причинами, но в основе их лежат «прежде всего определенные типы горизонтальной или равнинной и вертикальной или горной зональности почв, связанные с биоклиматической зональностью» (стр. 94).

Таким образом, главными компонентами областей являются почвенные зоны, каждая из которых в пределах области является уникальной, неповторяющейся. Зоны, как известно, делятся на подзоны и провинции. Внутреннее единство зон (также как и подзон и провинций) определяется составом их почвенного покрова, независимо от того, в каких соотношениях находятся эти почвы.

Почвенно-геохимические поля, секторы, области и зоны индивидуальны, уникальны, или повторяются на поверхности всей суши в количестве нескольких единиц. В то же время каждый из этих регионов не обладает единством развития и эволюции. Это утверждение в равной степени относится и к высшим территориальным единицам, используемым в других системах (например, к поясам, выделявшимся в Почвенно-географическом районировании СССР (1962). Для всех этих территориальных единиц характерно **единство состава почв,** никакого другого единства в них нет.

Когда мы переходим к более низким территориальным единицам — округам и районам, то их обособление определяется уже не только составом почвенного покрова. Решающее значение имеет характер пространственных смен различных почв, их генетические связи, история их развития и направление их современной эволюции. Как для округа, так и для района характерны множественность слагающих их компонентов (почвенных комбинаций, элементарных почвенных ареалов), многократно повторяющихся в пространстве. Между компонентами почвенного покрова, т. е. между звеньями рассматриваемых территориальных

единств, существуют генетические связи, обмен веществом и энергией, обусловливающие в значительной степени их особенности, их содержание.

Таким образом, среди территориальных единиц географии почв выделяются две группы.

Целостность каждой территориальной единицы первой группы определяется классификационным составом образующих их почв.

Целостность каждой территориальной единицы второй группы, кроме единства классификационного состава образующих их почв, определяется также единством истории развития и современной эволюции, вполне определенным характером многократного пространственного повторения входящих в них компонентов, находящихся обычно в тесной генетической связи и создающих определенный рисунок почвенного покрова.

Не идентичны эти две группы территориальных единиц и по методам, применяемым для их исследования. Если для обеих групп успешно применяется сравнительно-географический метод, то статистические, информационно-логические и стационарные методы, как средства исследования географии почв, применимы лишь ко второй группе территориальных единиц и связанным с нею географическим закономерностям.

Изложенное дает основание разделять пространственные закономерности и территориальные единицы на две группы, сохранив за первой группой наименование «строение почвенного покрова», а за второй «структура почвенного покрова».

Под строением почвенного покрова мы будем понимать различные формы пространственных смен единичных крупных почвенно-географических образований.

Целостность этих выделов обусловлена лишь компонентным составом образующих их почв, а пространственные смены — лишь пространственными сменами определенных факторов почвообразования; для таких образований эволюционное единство почвенного покрова отнюдь не обязательно, напротив, их почвенный покров часто полигенетичен. Примерами подобных образований служат зоны, подзоны, провинции и т. п.

В качестве наиболее известных форм строения почвенного покрова можно указать на зонально-провинциальные спектры почвенного покрова равнин, или вертикально-зональные ряды почв гор.

М. А. Глазовская (1973, стр. 94—95) указывает на некоторые специфические формы упорядоченного почвенного покрова, связанные с ландшафтно-геохимической и механической дифференциацией вещества, определяющего различия почвообразующих пород. В качестве примеров приводятся закономерные смены почв на подгорных равнинах, в областях смены остаточных и аккумулятивных кор выветривания и т. п.

Такие пространственные смены различных форм почвенного покрова, по-видимому, относятся к сфере структур почвенного покрова. Основания к этому следующие:

1) каждая из форм представляет собой генетическое и эволюционное единство;

2) пространственно сменяющиеся формы связаны между собой генетически;

3) элементы таких рядов не единичны, число их достаточно велико и они могут быть типизированы;

4) для каждого из элементов этих рядов (например, эрозионные предгорья, эрозионно-аккумулятивные конусы выноса, предгорная аккумулятивная равнина) характерен свой определенный генетико-геометрический рисунок почвенного покрова.

Изложенные доводы дают достаточно оснований, чтобы рассматривать эту группу пространственных закономерностей географии почв в сфере структуры почвенного покрова.

О ПОЧВЕННЫХ ЗОНАХ И ЗОНАЛЬНЫХ ПОЧВАХ

Одним из важнейших понятий географии почв является представление о почвенных зонах. Оно было введено в почвоведение В. В. Докучаевым. Н. М. Сибирцев, опираясь на это понятие, ввел в классификацию почв представление о зональных почвах (1895), которые он называет основными, а затем, указывая на их «в общем **зональное** или полосчатое распределение на поверхности материков, отвечающее физико-географическим территориальным зонам этих последних» (Н. М. Сибирцев, 1900, цит. по изд. 1951, стр. 308), объединяет под названием зональных. Таким образом Н. М. Сибирцев определяет зональные почвы через форму их ареала-полосчатую, отвечающую физико-географическим полосам на материках. Вместе с тем, он дал этому понятию и генетическое обоснование. Он писал: «Почвы, отвечающие определенному характеру динамических явлений почвообразования, развиваются наиболее полно и законченно в тех случаях, когда общие физико-химические и биологические процессы, происходящие в поверхностной зоне земной коры, устанавливаются согласно и однородно, по цельному физико-географическому типу данной полосы или территории (чернозем, подзол)» (там же, стр. 307). Однородность и согласность он видел в выветрелости пород по типу, характерному для данных условий, в биологических элементах, также действующих по этому типу. Одновременно он подчеркивал, что «элементы почвенного генезиса вообще сложны и разнородны, причем одни из них, например, материнские породы, могут до известной степени о б о с о б л я т ь с я от остальных, сохраняя, при прочих равных условиях свои с п е ц и ф и ч е с к и е черты, то отсюда получаются другие категории почв, либо имеющие значение подтипов и подгрупп, либо даже заслуживающих возведения их на степень самостоятельных типов» (там же, стр. 307).

Таким образом, уже Н. М. Сибирцев, создатель понятия «зональная почва», подчеркивал неоднородность почвенного покрова зон, связывая его в первую очередь с различиями почвообразующих пород.

Понятие «почвенная зона» широко используется в учебниках почвоведения и географии почв, во многих исследованиях, однако строгое определение этому понятию не дается, оно считалось достаточно ясным и без определения, как и ряд других понятий науки.

Определение понятия «почвенная зона» вместе с определениями других почвенно-географических единиц было дано при разработке почвенно-географического районирования СССР (Е. Н. Иванова и др., 1958). Почвенная зона была определена как «ареал распространения зонального почвенного типа и сопутствующих ему интразональных почв» (стр. 3). Таким образом, определение почвенной зоны основыва-

лось на определении зонального типа почв, причем постулировалось, что в каждой зоне имеется лишь один зональный тип.

Однако с начала шестидесятых годов все более широко начало распространяться представление, что для каждой зоны характерно несколько зональных типов почв (Соколов и Соколова, 1962; Ливеровский, 1964; Глазовская, 1973).

Особенно расширено понятие «зональные почвы» в работе Ю. А. Ливеровского (1964), где оно было отождествлено с понятием «автономные почвы». При этом автор неточно, как было отмечено И. А. Соколовым (1967), использовал термин Г. Н. Высоцкого (1906) «плакорные почвы», который объединяет лишь часть автономных почв, а именно те, которые находятся в условиях дренированного рельефа и не имеют ясного переувлажнения профиля.

Отождествив зональные почвы с автономными, Ю. А. Ливеровский (1964), а вслед за ним и И. А. Соколов (1968) резко расширили число зональных типов, отнеся к ним и автономные болотные почвы верховых болот, и дерново-карбонатные почвы, и торфянисто-глеевые почвы на тяжелых породах недренированных водоразделов и многие другие. Они пришли к выводу, что «зональными (плакорными) могут быть не один, а два или больше почвенных типа в пределах одной и той же зоны», и что «один и тот же почвенный тип может быть зональным в двух зонах» (Ливеровский, 1964, стр. 10). В таком определении понятие «зональная почва» полностью потеряло свое географическое содержание, так как зональная почва не определяет почвенную зону, и даже более того — остается зональной в двух (а точнее и в большем числе зон, как, например, торфяно-болотные верховые почвы). Оно потеряло и генетико-экологическое значение, так как не соответствовало представлению Н. М. Сибирцева о формировании зональных почв под влиянием факторов, действующих «согласно и однородно, по цельному физико-географическому типу данной полосы» (1900, изд. 1951, стр. 307). Ощущая эти сложности, возникающие из резкого расширения понятия «зональные почвы», И. А. Соколов после утверждения об идентичности понятий «зональная почва» и «автономная почва», сразу же подчеркивает, что вопрос о понятии «зональный почвенный тип» во многом остается открытым и еще не решенным (1968, стр. 21).

Исходя из своего определения понятия зональных почв, Ю. А. Ливеровский утверждает, что «почвенная зона должна определяться как ареал определенного типа почвенных сочетаний, в состав которых, наряду с одними или несколькими типами плакорных почв, входят также типы почв, развивающихся в интразональных условиях (там же, стр. 14). Близкое определение зоны (называемой не почвенной, а почвенно-климатической) дает И. А. Соколов (1968).

Нами уже были отмечены недостатки этого определения (Фридланд, 1972), здесь мы отметим лишь главное из них — отсутствие критериев для тех плакорных типов почв у Ю. А. Ливеровского или зональных спектров автономных и подчиненных почв у И. А. Соколова, которые относятся к одной зоне; без него определение с равным успехом может быть отнесено и к одной почвенной зоне, и к целому ряду почвенных зон — оно не имеет ясного содержания.

Но почвенные зоны (этот термин мы предпочитаем термину «почвенно-климатическая» зона, считая, что в само понятие зоны входит ее обусловленность климатическими факторами) представляют собой совершенно четкую природную реальность и, следовательно, должны

быть и могут быть определены. Попытка такого определения была сделана нами ранее (Фридланд, 1972, стр. 125). Сейчас это определение может быть сделано более строгим и лаконичным.

Почвенной зоной следует называть обширный, обычно вытянутый и связанный в своем формировании с климатическими условиями ареал почвенных комбинаций, в пределах которого на одинаковых почвообразующих породах в сходных условиях рельефа и степени дренированности под естественной растительностью развиты почвы, принадлежащие к одним и тем же типам.

Определяя таким образом почвенную зону, мы не нуждаемся в использовании спорных понятий и неоднозначно понимаемых терминов, и вместе с тем строго отделяем одну почвенную зону от другой.

Каково же должно быть содержание термина «зональная почва» и следует ли его сохранить в числе терминов классификации и географии почв?

И термин, и понятие «зональная почва» должны быть сохранены, но не в классификации почв, а только в географии почв. Действительно, мы признаем почвенные зоны географической реальностью, а существо каждой почвенной зоны, причины ее обособления создаются определенными почвами, следовательно, есть почвы, обусловливающие существование почвенных зон — зональные почвы. Как же определить это понятие? С определением, предложенным Ю. А. Ливеровским, согласиться нельзя: во-первых, оно является синонимом очень широкого понятия «автономные почвы», во-вторых, в соответствии с этим определением, по утверждению его автора, зональная почва может быть зональной в различных зонах, следовательно, она теряет основную свою суть — зональную географию.

Определение зональных почв, по-видимому, должно включать как географические аспекты, поскольку понятие зональности относится к сфере географии, так и аспекты генетико-экологические, поскольку речь идет о почве, формирующейся в результате идущих (или шедших) в ней процессов, глубоко связанных с окружающей средой. Основываясь на этих положениях, почву следует относить к группе зональных, если она:

1. Относится к группе автономных.
2. Имеет ареалы (типов и подтипов), находящиеся в тесной связи с определенными климатическими условиями (термический режим и режим увлажнения).
3. Формируется на почвообразующей породе, которая по своим геохимическим особенностям соответствует гидротермическим условиям зоны (кислая в гумидных, карбонатная в аридных, ферраллитная в экваториальных и влажно-тропических и т. д.).
4. Имеет границы ареала с другими зональными почвами, которые могут быть прослежены в условиях однородного рельефа и почвообразующих пород.

В соответствии с этим определением в зоне может быть больше одного зонального типа, но число их, во всяком случае, будет очень невелико. В качестве примера можно указать на типы красно-желтых ферраллитных почв и темно-красных ферраллитных почв, образующих единую зону, причем первые связаны с кислыми почвообразующими породами, а вторые — с основными.

Следует подчеркнуть, что множественность зональных почв более характерна для гумидных областей, где процессы выветривания глубже

проявляют специфику почвообразующих пород, влияние ее минерально-петрографического состава на почвообразование. Там же весьма существенна роль физических свойств почвообразующих пород, определяющих степень увлажнения и переувлажнения почв, а значит и их типовую (или даже более высокую) классификационную специфику.

Зональные почвы могут находиться и за пределами своей зоны, их ареал, как правило, больше зоны. Примеров этого можно привести множество. Обширное Владимирское ополье с серыми лесными почвами лежит в зоне подзолистых почв; острова подзолистых почв на легких породах глубоко внедряются не только в зону серых лесных почв, но и в зону черноземов, массивы черноземов нередки в зоне каштановых почв, занимая (например, в заволжской части этой зоны) высокие водоразделы сыртов. Все это дает основание предложить выделять в ареалах зональных почв две части — зональную и экстразональную. Анализ экологии экстразональных частей ареала позволяет выявить многие аспекты генезиса и экологии почв.

О ФАКТОРАХ ПОЧВООБРАЗОВАНИЯ

Установленное В. В. Докучаевым представление о факторах почвообразования является основой географии почв, ее научным ядром. С развитием почвоведения взгляды на факторы почвообразования эволюционировали. Изменялось число факторов — к факторам, названным В. В. Докучаевым, многими авторами добавлялась деятельность человека; А. А. Роде (1947) указал на влияние ускорения силы тяжести и воздействие грунтовых вод. Изменялись и их группировки. Так, Н. М. Сибирцев (1900) выделял прямые (почвообразующая порода и организмы) и опосредствованные (климат, рельеф и другие) факторы почвообразования; Д. Г. Виленский (1924) относил к активным факторам почвообразования атмосферу, биосферу и гидросферу, а к пассивным — почвообразующую породу.

Джоффе (Joffe, 1936) также раздалил факторы на активные и пассивные, включив в первые биосферу, климат и воды, а во вторые — материнскую породу, рельеф и возраст страны.

И. П. Герасимов и М. А. Глазовская (1960, стр. 165) разделяли факторы на три группы: материнские породы и живые организмы, создающие почвенную массу, климат и рельеф, оказывающие глубокое влияние на ход почвообразования и особые факторы — время и хозяйственная деятельность человека.

Но возможен и иной подход к разделению факторов почвообразования, основанный не на вкладах, вносимых ими в процесс формирования почв, а на соотношении их развития и эволюции с развитием и эволюцией почв.

Положив в основу этот принцип, мы должны будем разделить факторы почвообразования на три группы:

1. Сингенетические факторы. Их развитие идет вместе с развитием почв, а эволюция почвенного покрова находится в тесной связи с их эволюцией. К числу этих факторов относятся растительность, грунтовые воды, в значительной степени — микрорельеф и частично — почвообразующие породы.

Тесная связь развития и эволюции почв и растительного покрова общеизвестна и не требует доказательств и пояснений.

Глубина залегания грунтовых вод, их химизм, их режим и влияние на почвообразование в значительной степени зависят от свойств почв— водопроницаемости, влагоемкости и т. д. Вместе с развитием почв и их эволюцией меняются и эти их свойства, меняются особенности грунтовых вод и характер их взаимосвязи с почвами.

Развитие микрорельефа, как правило, тесно связано с развитием почв. Действительно, формирование просадочных форм микрорельефа в аридных регионах обусловливает улучшение увлажнения почв, улучшение условий произрастания растения, оструктуривание почв и более активное их промывание — усиление просадочных процессов; в регионах с холодной зимой более мощная растительность в просадках накапливает снег и этим также усиливает просадки.

Формирование солонцов приводит к распылению верхних горизонтов почвы, их раздуванию и формированию нанопонижений. Подобные примеры могут быть приведены и относительно биогенных, эрозионных и многих других форм микрорельефа. Генетическая взаимосвязь почв и микрорельефа отмечалась многими авторами.

Почвообразующие породы относятся к числу сингенетических факторов лишь при строго определенных условиях — когда внутрипочвенное выветривание представляет собой важный элемент почвообразования, определяющий его важнейшие особенности. Это имеет место в тех случаях, когда почвообразование идет на породах, геохимически не соответствующих физико-географическим условиям зоны, или если почвообразование начинается на плотных, слабо выветрелых породах. Тогда развитие почв идет совместно с развитием почвообразующих пород (активное внутрипочвенное выветривание), и почвы относятся к группе почвоэлювиев. С момента, когда почва становится зрелой, и порода становится геохимически соответствующей условиям зоны, этап развития почвы заканчивается и наступает этап эволюции. Внутрипочвенное выветривание становится менее активным элементом почвообразования и на этом этапе в процессе эволюции почвы и почвообразующие породы нельзя рассматривать как сингенетические.

II. Прогенетические факторы — возникающие до начала почвообразования и действующие во время развития и эволюции почвы без существенных изменений. К числу прогенетических факторов относятся климат, макро- и мезорельеф, почвообразующие породы при условии, что они достаточно глубоко выветрелы и внутрипочвенное выветривание не является важным элементом процесса почвообразования. Прогенетические факторы действуют однозначно на всех этапах развития почвы и именно они создают определенную стабильность почвенного покрова.

III. Эпигенетические факторы — влияющие на почву после ее формирования. Основным эпигенетическим фактором является деятельность человека, изменяющего почву как направленно — в процессе мелиорации, обработки, удобрения, так и ненаправленно, в процессе воздействия на другие элементы природной среды (вырубка лесов, добыча полезных ископаемых), в результате загрязнения воздуха, вод и непосредственно почвы.

Прогенетические факторы в случае их существенных изменений в процессе формирования почв, или уже после сформирования почвенного профиля, могут рассматриваться и как эпигенетические. Примером этого является эволюция климатов Центральной Австралии от влажно-

тропических к пустынным, которая привела к эволюции профилей ферраллитных почв в своеобразные профили пустынных засоленных почв.

Почвенные границы, обусловленные влиянием сингенетических факторов, наиболее динамичны, они изменяются с развитием и эволюцией почв, идущей вместе с развитием и эволюцией факторов.

Почвенные границы, определенные прогенетическими факторами, наиболее устойчивы; вместе с тем они часто имеют характер постепенных.

Наконец, эпигенетические факторы, и в первую очередь деятельность человека, обусловливают возникновение новых, обычно очень динамичных и часто мало связанных с границами других элементов ландшафта почвенных границ.

Из сказанного ясно, что предложенное разделение факторов почвообразования не является абсолютным, оно представляет собой скорее методический подход к анализу влияния факторов почвообразования и вместе с тем дает возможность их вполне определенной географической интерпретации.

В заключение необходимо подчеркнуть, что география почв, имеющая значительные успехи как в теоретическом плане, так и в накоплении фактического материала, еще нуждается в анализе и более четком определении основных понятий. Чем быстрее и строже это будет сделано, тем больших успехов достигнет география почв, как наука, тем более эффективной она будет в решении задач рационального использования, охраны и улучшения почвенных ресурсов.

ЛИТЕРАТУРА

Виленский Д. Г. Аналогичные ряды в почвообразовании и их значение для построения генетической классификации почв. Тифлис, 1924.

Виленский Д. Г. География почв. М., «Высшая школа», 1961.

Высоцкий Г. Н. Об ороклиматических основах классификации почв. «Почвоведение», 1906, № 1.

Герасимов И. П. Почвенный покров восточного Усть-Урта. Матер. компл. экспед. иссл., вып. 4, ч. 1. Л., Изд. АН СССР, 1930.

Герасимов И. П. Мировая почвенная карта и общие законы географии почв. «Почвоведение», 1945, № 3—4.

Герасимов И. П. Географическое почвоведение. В кн.: «Советская география». М., 1960.

Герасимов И. П. Современный этап в развитии советского почвоведения. «Почвоведение», 1972, № 1.

Герасимов И. П., Глазовская М. А. Основы почвоведения и география почв. М., Географгиз, 1960.

Герасимов И. П., Завалишин А. А., Иванова Е. Н. Новая схема общей классификации почв. «Почвоведение», 1939, № 7.

Герасимов И. П. при участии Е. В. Лобовой и Н. Н. Розова. Современные принципы картографии почв. Тр. Почв. ин-та им. В. В. Докучаева, т. XXVII, 1948.

Глазовская М. А. Почвы Мира, т. II. География почв. Изд-во Московского ун-та, 1973.

Димо В. Н., Розов Н. Н. Термические критерии как основа фациально-провинциального разделения почв. «Почвоведение», 1974, № 5.

Иванова Е. Н., Летунов П. А., Розов Н. Н., Фридланд В. М., Шувалов С. А. Почвенно-географическое районирование СССР. «Почвоведение», 1958, № 10.

Крупеников И. А. Новый подход к характеристике почвенного покрова. «Почвоведение», 1974, № 3.

Ливеровский Ю. А. Основные почвенно-географические понятия. — В кн.: «Почвенно-географические и ландшафтно-геохимические исследования». МГУ, 1964.

Неуструев С. С. Почвы и циклы эрозии. Географический вестник, т. 1, вып. 2—3. Пг., 1922.

Почвенно-географическое районирование СССР. М., АН СССР, 1962.
Прасолов Л. И. О черноземах приазовских степей. (К вопросу о почвенно-географических провинциях). «Почвоведение», 1916, № 1.
Прасолов Л. Почвенные области Европейской России. Сообщ. Отд. почвовед. с.-х. ученого Комитета. Петербург, Госиздат, 1922.
Роде А. А. Почвообразовательный процесс и эволюция почв. М., Географгиз, 1947.
Розов Н. Н., Иванова Е. Н. Классификация почв СССР. «Почвоведение», 1967, № 3.
Сибирцев Н. М. Об основаниях генетической классификации почв. Зап. Ново-Александрийского ин-та с. х-ва и лесоводства. Варшава, 1895, т. 9, вып. 2.
Сибирцев Н. М. Почвоведение, 1900 (в кн.: «Избранные сочинения», т. 1, М., Сельхозгиз, 1951).
Соколов И. А. О некоторых сравнительно-генетических понятиях и терминах в почвоведении. «Почвоведение», 1967, № 10.
Соколов И. А. О понятиях «зональный почвенный тип» и «почвенная зона». — В кн.: «Лес и почва». Красноярск, 1968.
Соколов И. А., Соколова Т. А. О зональном типе почв в области многолетней мерзлоты. «Почвоведение», 1962, № 10.
Фридланд В. М. Структура почвенного покрова. М., «Мысль», 1972.
Joffe J. S. Pedology. N. Y., 1936.

И. А. Соколов, В. О. Таргульян

ВЗАИМОДЕЙСТВИЕ ПОЧВЫ И СРЕДЫ: ПОЧВА-ПАМЯТЬ И ПОЧВА-МОМЕНТ

1. ДОКУЧАЕВСКАЯ ФОРМУЛА СООТВЕТСТВИЯ

В основе всех направлений географо-генетического почвоведения лежит исходное определение В. В. Докучаева: «Почва есть такое же самостоятельное естественно-историческое тело, как любое растение, любое животное, любой минерал, оно есть результат, функция совокупной взаимной деятельности следующих агентов — почвообразователей: климата данной местности, ее растительных и животных организмов, рельефа и возраста страны или абсолютной высоты, наконец подпочвы (то есть материнских горных пород). Все эти агенты почвообразователи, в сущности, совершенно равнозначащие величины и принимают равноправное участие в образовании нормальной почвы...» (Докучаев, 1951, стр. 406).

Эту формулу Докучаева (факторы → почва) И. П. Герасимов (1956, 1973) развил и дополнил, введя в нее понятие о процессах как «передаточных механизмах» от факторов к почвенному профилю. В неодокучаевской интерпретации И. П. Герасимова исходное положение почвоведения можно назвать формулой отражения (почвой факторов) или соответствия (почвы факторам): факторы почвообразования → процессы почвообразования → почвы (профиль, свойства).

Именно с формулой соответствия связаны наиболее крупные достижения докучаевского почвоведения. Она послужила фундаментом для построения основных теорий в области генезиса и географии почв: общей теории почвообразовательного процесса, учения о геохимической сопряженности почв, учения о зональности и фациальности почв и др.

Вместе с тем, некоторые следствия, сделанные из формулы соответствия, на протяжении почти вековой истории докучаевского почвоведения, вошли в противоречие как между собой, так и с исходным определением; возникли интересные и сложные проблемы, рассмотрение которых представляется важным для дальнейшего развития теории генетического почвоведения. Одной из этих проблем является проблема «отражательной способности почвы» по отношению к факторам почвообразования, то есть к географической среде. Эта проблема возникает при сопоставлении представления о почве как естественно-историческом теле, вековом результате почвообразования, и представления о почве

как зеркале ландшафта. Представление о способности почвы к быстрому и адекватному отражению сегодняшних факторов почвообразования противоречит представлению о необходимости длительных отрезков времени (сотен и тысяч лет) для развития почвенного профиля — интегрального отражения действия факторов за весь период почвообразования.

Рассмотрим эту проблему.

II. СКОРОСТЬ ОТРАЖЕНИЯ СРЕДЫ ПОЧВОЙ И ХАРАКТЕРНЫЕ ВРЕМЕНА СВОЙСТВ.

Для решения проблемы необходимо ответить на два вопроса:

1) Как быстро почва может отразить в своих свойствах факторы и процессы почвообразования, и можно ли говорить об одной скорости отражения для почвы в целом или правильнее говорить о разных скоростях отражения для разных свойств почвы?

2) Насколько полно (адекватно) почва отражает факторы и процессы? Подчеркнем, что сама способность почвы отражать ландшафтную среду сомнению не подвергается.

Известно, что образование зрелого[1] почвенного профиля происходит в течение сотен, тысяч и десятков тысяч лет (Докучаев, 1951; Иенни, 1948; Роде, 1947; Герасимов, 1969; Ковда, 1972 и др.). Этот период формирования зрелого почвенного профиля из почвообразующей породы (рис. 1, период $O — T_m$) вслед за И. П. Герасимовым (1974) будем называть периодом саморазвития. После его завершения скорость дальнейшего изменения почвенного профиля резко снижается (Герасимов, 1960; Иенни, 1948; Jaalon, 1970); почва приходит в квазиравновесное с факторами (климаксное) состояние, вступает в период квазиравновесного существования (рис. 1, $T_m — T_v$). Длительность этого периода при условии относительного постоянства факторов почвообразования может быть во много раз больше длительности периода саморазвития.

Таким образом, уже с самого начала почвообразования (нульмомент) почва начинает отражать факторы почвообразования; характер этого отражения непрерывно меняется. Отражение становится стабильным после завершения периода саморазвития. В общей форме ответ ясен, но он слишком интегрален, обобщен. Дело в том, что индивидуальные свойства почв требуют разного времени для достижения квазиравновесного с факторами состояния, то есть имеют разные частные периоды саморазвития. Этот термин не вполне удачен для индивидуальных свойств почвы.

Удобнее использовать более общее понятие и термин — «характерное время» (Арманд, Таргульян, 1974). Характерным временем природного тела, отдельного признака или процесса будем называть отрезок времени, необходимый для того, чтобы данное тело (признак, процесс), развивающееся под влиянием определенной и стационарной комбинации среды, пришло в равновесие или квазиравновесие[2] с этими факто-

[1] Строгой формулировки понятия «зрелый почвенный профиль» не существует. Большинство почвоведов называют почвенный профиль зрелым, если он хорошо дифференцирован на генетические горизонты. Это определение остается интуитивным (Иенни, 1948).

[2] Под равновесием или квазиравновесием мы понимаем такое состояние тела, признака или процесса, когда их характеристики при продолжающемся действии факторов: а) не меняются совсем или б) колеблются около среднего значения, или в) меняются очень медленно (асимптотически).

рами. В случае изменения факторов характерным временем тела (признака, процесса) можно считать время релаксации к новому состоянию факторов.

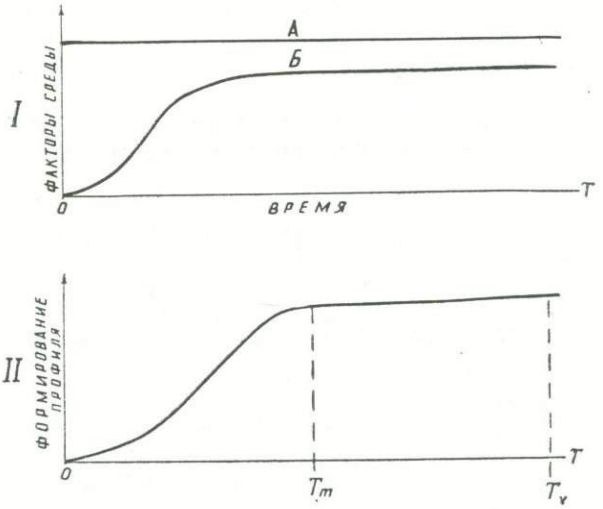


Рис. 1. Схема саморазвития и квазиравновесного существования зрелого почвенного профиля при неизменных факторах почвообразования (моногенетическая модель).

I — состояние факторов среды во времени:

0 — нуль-момент, т. е. начало действия климата на свежую, экспонированную на дневную поверхность, горную породу; А — стабильные факторы (климат, порода, рельеф); Б — саморазвитие и квазиравновесное состояние биотических факторов (растительность, живые организмы); Т — время.

II — формирование зрелого почвенного профиля:

0 — нуль-момент, начало почвообразования; T_m — время образования зрелого почвенного профиля (**maturus** — лат. — зрелый); T_v — момент наблюдений (**video** — лат. — видеть).

Характерное время зрелого почвенного профиля равно периоду его саморазвития. Различные почвенные свойства имеют разные характерные времена. При этом следует учитывать, что в разных климатических условиях одни и те же свойства почв могут иметь разные характерные времена. Точных сведений о характерных временах почвенных свойств пока еще очень мало. Поэтому сейчас мы можем предложить (таблица 1) только сугубо предварительную группировку некоторых свойств для почв умеренного гумидного климата (в качестве примера).

Эта группировка во многом гипотетична и неполна. Но она позволяет уточнить общую форму ответа на первый из поставленных вопросов. Своими лабильными свойствами (с малыми характерными временами, 1, 2, 3 группы в табл. 1) почва способна отразить за часы—годы действие сегодняшних факторов почвообразования; своими консервативными свойствами (с большими характерными временами, 6—9 групп в табл. 1) почва отражает факторы, действующие на протяжении длительного отрезка времени (сотни—сотни тысяч лет).

Таблица 1

Группировка свойств почв по примерной величине характерного времени.

Свойства почв (примеры)	Характерное время (гумидные, умеренные области)
1	2
1. Влажность, температура	Часы, сутки
2. Состав почвенных растворов	Сутки, месяцы
3. Состав почвенного поглощающего комплекса, степень минерализации опада	Месяцы, годы
4. Горизонты О (A_0), солевые горизонты	Годы, десятки лет
5. Глеевые горизонты	Десятки, сотни лет
6. Гумусовый профиль, карбонатный профиль	Сотни, тысячи лет
7. Профиль, дифференцированный по содержанию ила; выветривание биотита, амфиболов, пироксенов, Са-полевых шпатов	Тысячи, десятки тысяч лет
8. Зрелый минералогический профиль коры выветривания и почвы, выветривание К-полевых шпатов	Десятки и сотни тысяч лет
9. Выветривание кварца, циркона, рутила, и др.	Миллионы лет

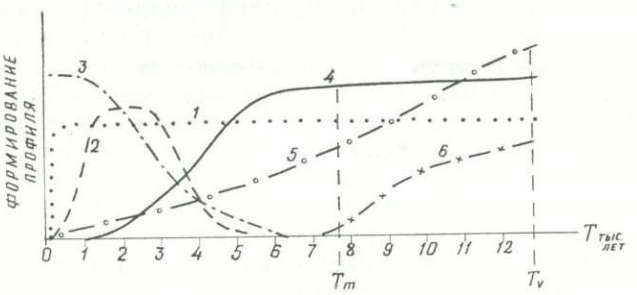


Рис. 2. Схема саморазвития и квазиравновесного существования некоторых свойств и процессов подзолистой почвы на карбонатной суглинистой морене (моногенетическая модель).

0, T_m, T_v — то же, что на рис. 1; 1 — образование горизонта лесной подстилки; 2 — образование гумусового горизонта; 3 — выщелачивание карбонатов из почвенного профиля; 4 — образование подзолистого горизонта; 5 — образование вторичных минералов — силикатов; 6 — поверхностное оглеение и образование орштейнов в подзолистом горизонте.

Интересно, что большинство почв голоценового возраста с хорошо развитым зрелым профилем имеет свойства, которые еще не реализовали свое характерное время, то есть не пришли в равновесие со средой. Пример такого профиля приведен на рис. 2, который подробнее будет разобран ниже. Отметим лишь, что в приложении к голоценовым почвам, понятие зрелости профиля является условным: полного климакса и отражения по всем свойствам они не достигли и вряд ли достигнут в реальной геолого-тектонической обстановке четвертичного периода.

III. ПОЛНОТА ОТРАЖЕНИЯ СРЕДЫ ПОЧВОЙ: ПОЧВА-ПАМЯТЬ И ПОЧВА-МОМЕНТ.

Рассмотрим второй вопрос: насколько полно (адекватно) почва отражает факторы и процессы. Прежде всего попытаемся уточнить смысл выражения «почва отражает среду».

С одной стороны, почва отражает среду, записывая (запоминая, кодируя) в своих свойствах информацию о факторах — почвообразователях, то есть о географической среде. При этом под полнотой отражения среды почвой понимается то количество информации о среде, которое можно «извлечь» (прочесть, расшифровать) при генетическом исследовании свойств почвы. Наиболее полное отражение — это максимально возможное количество информации о среде, записанное в почвенных свойствах. Этот подход реализуется при почвенно- и ландшафтно-географических исследованиях.

С другой стороны, почва отражает среду, стремясь превратиться в конечный продукт, равновесный с данной комбинацией факторов — почвообразователей. С этой точки зрения максимально полное отражение среды почвой наступает тогда, когда все почвенные свойства реализовали свои характерные времена (полный климакс почвы); при этом под полнотой отражения среды почвой понимается степень приближения почвы к полному климаксному состоянию. В реальных условиях земной суши полный климакс почвы представляется маловероятным. Большинство так называемых «зрелых» почв находится в квазиравновесном состоянии со средой. Полное отражение почвой среды в этом смысле не обязательно означает максимальное количество информации о среде, записанной в свойствах почвы. Полный почвенный климакс может содержать меньше информации о среде, чем какая-либо стадия развития почвы до климакса. Этот подход реализуется при оценке устойчивости природных систем, прогнозировании возможности изменения почв во времени.

Учитывая эти два подхода, можно так уточнить поставленный выше вопрос: насколько полно (адекватно) почва, понятая как живущий сегодня в ландшафте зрелый почвенный профиль, записывает и хранит (отражает) в своих свойствах информацию о факторах своего образования и существования.

Для ответа на этот вопрос введем два понятия: «почва-память» и «почва-момент».

Почва-память — это совокупность устойчивых и консервативных свойств почвенного профиля, являющихся интегральным результатом действия факторов и процессов почвообразования в течение всего периода почвообразования (от нуль-момента до момента наблюдения). В эту совокупность входят свойства: а) имеющие большие характерные времена своего образования и (или) б) обладающие значительной устойчивостью (большим характерным временем стирания).

Напомним, что характерные времена одних и тех же свойств почвы могут сильно различаться в разных климатических условиях. Обычно, в «нормальных» условиях среды, то есть при постепенном изменении факторов почвообразования, свойства почв с большими характерными временами образования имеют и большие характерные стирания (оказываются устойчивыми, консервативными). Однако при резких (в пределе катастрофических) естественных и антропогенных изменениях среды это правило может не соблюдаться.

Почва-момент — это совокупность динамических, лабильных свойств, являющихся результатом совокупности факторов и процессов в момент наблюдения или вблизи него (годы, десятки лет?). В эту совокупность входят свойства с короткими характерными временами образования и стирания.

Таким образом, почва, как тело естественно-историческое и одновременно живущее и функционирующее в настоящий момент, является двуединым объектом, в котором сочетаются свойства почвы-памяти и почвы-момента. Эти два понятия взаимно обусловлены и дополнительны (Арманд и Таргульян, 1974).

Свойства почвы-памяти образованы суммированием остаточных результатов функционирования почвы-момента на протяжении всей истории почвообразования. Вместе с тем, свойства почвы-момента в значительной степени обусловлены свойствами, накопленными и «записанными» в почве-памяти. Почва-память представляет собой генетически обусловленный субстрат для почвы-момента, влияющий на почву-момент и сам изменяющийся под влиянием почвы-момента.

Почва-память и почва-момент — удобные понятия, которые позволяют группировать свойства почв по естественному признаку (характерное время, устойчивость). Вместе с тем, между ними, по существу нет принципиальной и фиксированной для всех случаев границы. Характерные времена и устойчивость почвенных свойств изменяются постепенно и, будучи ранжированы, не имеют никаких качественных рубежей.

Еще более важно, что у почвы-памяти и почвы-момента нет принципиальных различий: у почвы-момента тоже есть память, но очень «короткая» (быстро и легко стирающаяся); у почвы-памяти, тоже есть быстрая «моментальная» реакция на изменение среды, но количественное выражение этой реакции может быть исчезающе малым. Реальное разграничение свойств почвы-памяти и почвы-момента неоднозначно и зависит от конкретных объектов и целей исследования.

Почва-память и почва-момент совмещены в каждом почвенном профиле как объекте изучения. Реализация этих понятий в конкретных профилях почв показывает, что верхняя горизонтальная граница у них общая, нижняя горизонтальная и боковые вертикальные границы могут совпадать или не совпадать.

Используя введенные понятия, вернемся к поставленному выше вопросу о способности почвы отражать среду.

IV. НЕАДЕКВАТНОСТЬ ОТРАЖЕНИЯ СРЕДЫ ПОЧВОЙ

Существует ряд принципиальных «запретов» к полному (адекватному) отражению почвой-памятью географической среды ее образования и существования:

1) Историзм и аддитивность почвы-памяти. Даже при относительно неизменной комбинации факторов географической среды на протяжении всего периода почвообразования (моногенетическая модель почвообразования) в зрелом почвенном профиле, то есть в почве-памяти:

а) присутствуют свойства, образованные действующими сейчас процессами; эти свойства отражают действующие факторы и процессы почвообразования (см. рис. 2, кривые 1, 4, 6);

б) присутствуют свойства, образованные процессами уже закончившимися, «отдействовавшими»; эти свойства отражают действующие факторы, но не отражают действующие сейчас процессы (рис. 2, кривая 3);

в) отсутствуют или слабо выражены свойства, которые возникали в процессе саморазвития профиля и отражали частные стадиальные процессы, но затем были стерты в профиле, «забыты»; эти свойства в период образования отражали действующие факторы и процессы, в период стирания отражали стабильные действующие факторы, но были противоположны стирающим их процессам (например, образование и последующее стирание гумусового горизонта в процессе саморазвития почв на карбонатной породе в средней и северной тайге в ряду: порода → дерново-карбонатная почва → подзолистая остаточно-карбонатная → подзолистая почва; см. рис. 2, кривая 2);

г) слабо выражены свойства с характерными временами, превышающими возраст почвы (факторы действуют, процессы идут, а отражающие их свойства еще не полностью записались, запомнились почвенным профилем; рис. 2, кривая 5). Таким образом, историзм и аддитивность почвы-памяти исключают адекватное отражение ею факторов и процессов почвообразования.

Этот вывод становится еще более очевидным, если принять полигенетическую модель почвообразования, которой соответствует подавляющее большинство реально существующих почв (рис. 3). Как видно из рисунка, в связи с изменением биоклиматических факторов один и тот же почвенный профиль может пережить несколько периодов саморазвития и квазиравновесного с факторами существования (полигенез профиля). В момент наблюдения такой полигенетический профиль отражает и былые периоды саморазвития и последний (ближайший по времени) период саморазвития. Это отражение реализуется в профиле в виде сложного сочетания палеоклимаксных свойств (нестертых результатов былых периодов саморазвития) и климаксных свойств (результатов последнего периода саморазвития).

В полигенетическом почвенном профиле могут быть:

а) консервативно записаны свойства, соответствующие давно исчезнувшим комбинациям факторов и процессов почвообразования; современных факторов и процессов эти свойства почвы-памяти не отражают (например, признаки фераллитного выветривания и почвообразования в аридных почвах Австралии);

б) записаны аддитивные результаты многочисленных изменений факторов среды на протяжении периода почвообразования (например, различных по длительности климатических циклов); эти результаты могут многократно накладываться друг на друга, образуя сложную комбинацию различных по возрасту и устойчивости (частично стертых) свойств. Такая комбинация свойств не может быть адекватна современным факторам и процессам почвообразования.

В целом можно сказать, что почва-память как результат какого-то периода развития не может быть адекватна состоянию факторов и процессов в отдельно взятый момент этого периода (момент наблюдения).

2. Конечность (ограниченность) почвы-памяти как записывающей (отражающей) системы при «избыточности» факторов. Имеется в виду наличие в почве-памяти пределов для отражения очень большой интенсивности и (или) длительности факторов и процессов почвообразования. Например, различия в интенсивности процессов внутрипочвенного

выветривания, связанные с различиями факторов (климат, время), могут отражаться в почве-памяти лишь до тех пор, пока в почве существует резерв способных к выветриванию минералов. После исчерпания этого резерва отражение почвой-памятью указанных различий факторов и процессов прекращается. Отражение становится неадекватным, поскольку в памяти не остается свободных «ячеек», способных к отражению и запоминанию продолжающегося действия факторов.

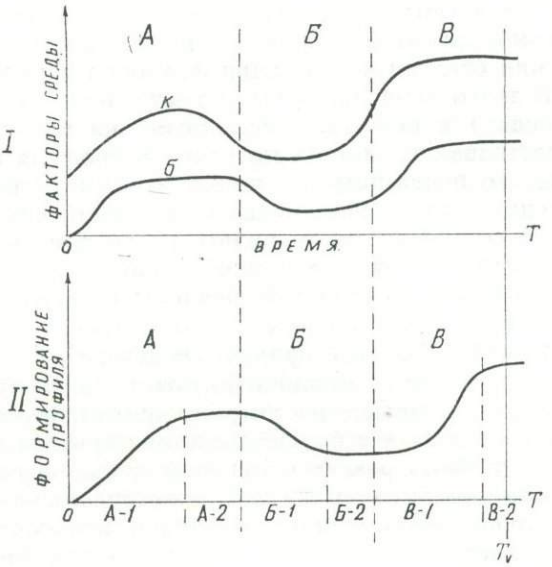


Рис. 3. Схема саморазвития и квазиравновесного существования зрелого почвенного профиля при меняющихся биоклиматических факторах (полигенетическая модель).

I — состояние факторов среды:

А, Б, В — разные климатические периоды; к — климат; б — биотические компоненты среды.

II — формирование (полигенез) профиля.

А-1, Б-1, В-1 — первый, второй и третий периоды саморазвития профиля в соответствующие климатические периоды. А-2, Б-2, В-2 — периоды квазиравновесного существования зрелого почвенного профиля. Т — момент наблюдения.

3. Наличие порогов чувствительности у почвы, как отражающей системы, при недостаточности факторов. В почве-памяти записываются (отражаются, запоминаются) только те воздействия факторов и процессов, которые превышают нижний порог чувствительности записывающего свойства. Например, резкие различия в термическом режиме зимнего периода европейских и восточно-сибирских Al—Fe — гумусовых подзолов практически не записываются в почвенном профиле. Воздействие факторов, превышающих верхний порог чувствительности почвы-памяти, — тоже не записываются, так как при этом разрушается сам записывающий аппарат — почвенный профиль. Например, очень сильные, экстремальные воздействия среды — смыв, дефляция или оползание — могут полностью уничтожить почвенный профиль.

4. Дискретность некоторых свойств почвы, как системы, отражающей континентальное воздействие некоторых факторов среды. Наличие в почве ряда дискретных свойств (ограниченный набор глинистых минералов и т. п.) может создавать принципиальные ограничения к адекватному отражению почвой-памятью континуальных изменений температуры и гумидности климата.

Резюмируем сказанное о возможности отражения почвой-памятью факторов и процессов:

Почва-память в «нормальных» условиях среды отражает длительно действующую комбинацию факторов и процессов почвообразования. Если наблюдаемая сегодня комбинация факторов и процессов действовала достаточно долго (тысячи, десятки тысяч лет), то эта комбинация отражена (записана) в почве-памяти. Если на протяжении периода развития и существования данного почвенного профиля факторы и процессы менялись, то почва-память может запомнить (записать в профиле) и отражения былых, исчезнувших состояний факторов почвообразования и процессов. При таком полигенетическом почвообразовании (наиболее распространенном на земном шаре) наибольшие шансы запомниться почво-памятью имеют те периоды и состояния факторов и процессов, которые: а) были наиболее длительными и (или) б) отражались в наиболее устойчивых к стиранию свойствах почвы.

Кроме того, почва-память может отразить и кратковременные изменения среды (и естественные, и антропогенные), если они записаны в консервативных свойствах с большими характерными временами стирания. Действие подобных резких изменений среды на развитие почвенного профиля может быть столь же или даже более существенным, чем действие «нормальной комбинации» факторов почвообразования (например, действие экстремно влажных лет на солевой профиль аридных почв).

Почва-память не является адекватным отражением факторов и процессов почвообразования ни в моногенетической ни, тем более, в полигенетической моделях почвообразования. Зрелый почвенный профиль (почва-память) представляет собой сложную комбинацию многократно наложенных, сложно переплетенных, частично усиливавших, частично стиравших друг друга «записей» о факторах и процессах. Общие законы наложения, усиления и стирания этих записей исследованы еще очень слабо.

Осознание и вскрытие этих законов является одной из насущных задач генетического почвоведения, вытекающих из неодокучаевской формулы факторы → процессы → свойства. Генетическую расшифровку почвы-памяти можно сравнить с чтением книги, в которой на одних и тех же страницах писали многие авторы, каждый писал о своем, но все они дополняли, исправляли и частично зачеркивали друг друга; страницы этой книги перепутаны, а часть их утеряна.

Итак, почва-память очень сложно, но не адекватно отражает совокупность действовавших в прошлом и действующих сегодня факторов и процессов почвообразования. Рассмотрим проблемы отражения для почвы-момента.

Очевидно, что почва-момент как совокупность динамических лабильных свойств практически не может отражать былые сочетания факторов и процессов, поэтому рассмотрим лишь проблему отражений почвой-моментом того сочетания факторов и процессов, которое имеет место в момент наблюдения.

В этом смысле почва-момент обладает способностью к более полному отражению географической среды; изучая почву-момент исследователь может получить наиболее полную информацию о сегодняшнем взаимодействии факторов и о сегодняшних процессах. Тем не менее, и почва-момент отражает сегодняшние факторы и процессы неадекватно.

Из тех запретов, о которых говорилось выше в отношении почвы-памяти, по крайней мере два действительны и по отношению к почве-моменту: а) конечность (ограниченность) почвы как отражающей системы и б) наличие в свойствах почвы-момента порогов чувствительности к действию факторов. Например: после насыщения почвы влагой до полной влагоемкости дальнейшее выпадение осадков на поверхность почвы — не изменит содержания влаги в почвенной толще, то есть не будет отражено почвой-моментом; кратковременные изменения температуры воздуха (например атмосферные заморозки) могут существенно контролировать флористические ареалы и возможности произрастания культурной растительности, но они практически не отражаются в свойствах почвы-момента.

В какой же степени почва в целом, как двуединое тело, отражает географическую среду, в какой степени она является зеркалом ландшафта?

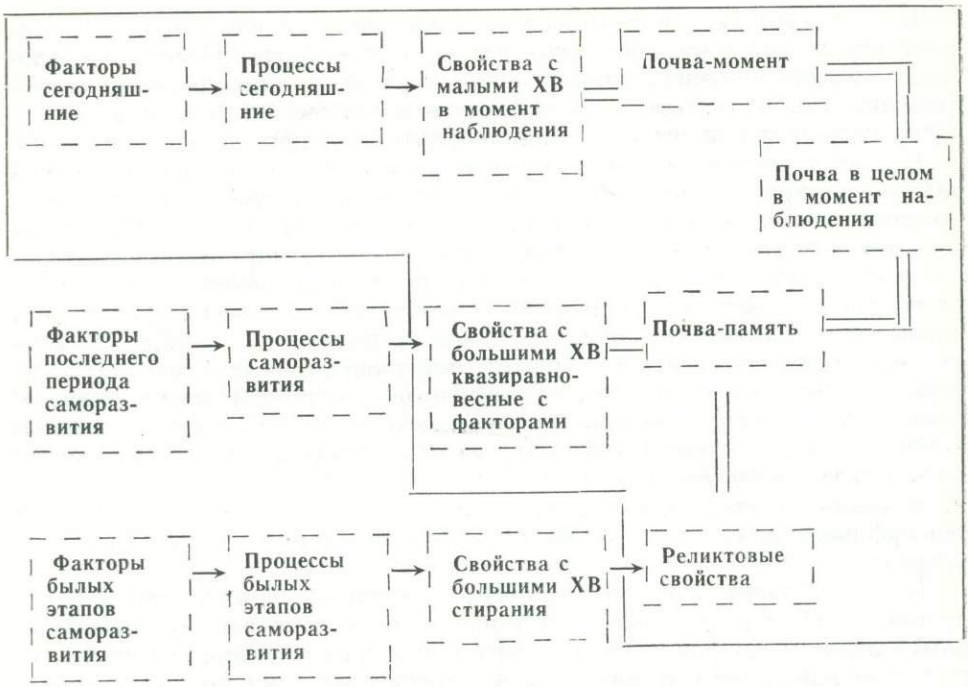
В буквальном смысле афоризм «почва — зеркало ландшафта» не точен. Почва не обладает способностью к адекватному «зеркальному» отражению факторов географической среды. Однако из всех компонентов ландшафта (биогеоценоза, экосистемы) именно почва обладает максимальной отражательной способностью, способностью записывать и хранить в своих свойствах максимальное количество информации о среде.

Эта особенность почвы в целом связана, во-первых, с существованием почвы-памяти, в которой накапливается и хранится информация о длительных отрезках существования и развития географической среды.

Во-вторых, наибольшая отражательная способность почвы, по сравнению с другими компонентами ландшафта, связана с существованием почвы-момента, способной к быстрому отражению сегодняшних, сиюминутных изменений факторов ландшафтной среды, как естественных, так и антропогенных. Стоит заметить, что «почвенная память» ландшафта существенно отличается от его биологической, «генной памяти», заключенной в биотических компонентах ландшафта. «Почвенная память» ландшафта аддитивна, пассивна и неподвижна в пространстве, то есть (в отличие от «генной памяти» биоценоза) она полностью зависима от условий среды, не способна к воспроизводству объекта (почвы) и, в отличие от видов растений и животных, не способна мигрировать вслед за меняющимися или смещающимися, «уходящими» условиями среды.

Понятие почва-память выше использовалось в основном лишь в приложении к почвенному профилю. Оно может быть расширено. Можно говорить о почвенной памяти ландшафта: памяти почвенной катены, памяти почвенного покрова. Очевидно, что это понятие можно и детализировать, говоря о геохимической, минералогической, гумусовой памяти ландшафта.

В связи со всем, изложенным выше, неодокучаевская формула соответствия «факторы → процессы → свойства» может быть понята в развернутом виде и представлена более детальной схемой:



В этой схеме в рамку заключены те явления и объекты, которые доступны непосредственному изучению. Остальные явления и объекты по существу реконструируются при изучении почвы в целом и в особенности при изучении свойств почвы-памяти.

V. НЕКОТОРЫЕ ТЕОРЕТИЧЕСКИЕ СЛЕДСТВИЯ

Детализация неодокучаевской формулы соответствия и введение понятий почва-память и почва-момент позволяет на новом этапе вернуться к обсуждению ряда теоретических вопросов почвоведения.

Начнем с классификационных проблем. Напомним, что почва-память и почва-момент совмещены в профиле как объекте изучения, но реализации этих понятий во времени и в пространстве не совпадают (например, вырубка леса резко меняет свойства почвы-момента и слабо затрагивает свойства почвы-памяти). Иными словами, познание почвы-памяти еще не означает познания почвы-момента и наоборот. Принципиально близкие варианты почвы-памяти могут комбинироваться с принципиально различными вариантами почвы-момента.

Поэтому построение единой иерархической классификации, объединяющей почву-память и почву-момент, может оказаться внутренне противоречивым; не ясна сама возможность построения такой классификации. Нам кажется более перспективным разработка двух самостоятельных классификаций (отдельно для почвы-памяти и почвы-момента).

Если будут разработаны две самостоятельные классификации, каждая конкретная почва, как двуединый природный объект, может быть при необходимости определена в обеих классификациях. На основе

этих классификаций может быть выработана единая координатная двухпозиционная классификация почв в целом.

Важным следствием теоретического анализа неодокучаевской формулы соответствия в ее развернутом виде может быть дальнейшее осмысливание классификационной значимости и возможностей классификационного использования сведений о почвенных процессах. Напомним, что исходная формула «факторы → процессы → свойства» рассматривает процессы не как свойства почвы, а как передаточный механизм от факторов почвообразования к почвенным свойствам, которые и являются объектом классификации. Это, с одной стороны, исключает прямое использование непосредственных сведений о процессах как диагностических критериев при построении почвенной классификации, а с другой стороны, подразумевает обязательное использование сведений о процессах для отбора, осмысливания и прогноза свойств.

Этот вывод становится еще более очевидным при анализе неодокучаевской формулы соответствия в ее развернутом виде (см. стр. 160). Большую часть процессов, ответственных за образование свойств почвы-памяти мы можем лишь мысленно реконструировать с той или иной степенью точности. Их экспериментальное изучение принципиально невозможно, так как они или полностью прекратили свое действие, или резко изменили интенсивность, или даже сменились на процессы, противоположные по направлению. Напротив, многие даже интенсивно идущие процессы могли еще не записаться в свойствах почвы-памяти. Например, в окультуренных черноземах в настоящее время идет процесс минерализации гумуса, а не гумусонакопления; в почвах на основных породах с недифференцированным профилем в условиях холодного гумидного климата иллювиальный Al—Fe — гумусовый процесс может идти весьма интенсивно, значительно интенсивнее, чем в Al—Fe — гумусовых подзолах с хорошо дифференцированным профилем.

Кратко проблему соотношения процессов и свойств почв можно сформулировать так: сегодняшние почвенные процессы не адекватны всей комбинации свойств почвы в целом, так как эта комбинация включает и свойства почвы-памяти и свойства почвы-момента. Если разграничение этих двух понятий (двух групп свойств) верно, то: а) сегодняшние почвенные процессы принципиально не выводимы из комбинации свойств почвы в целом, они должны изучаться прямыми экспериментальными методами, только такие сведения о современных почвенных процессах могут считаться достоверными (Роде, 1971 и др.); б) значительная часть образовавших профиль элементарных почвенных процессов, записанных в почве-памяти, не может быть экспериментально изучена и должна реконструироваться мысленно на основе изучения свойств. Оба эти пути (прямое экспериментальное изучение и мысленная реконструкция) необходимы. Только на основе концепции ЭПП (элементарных почвенных процессов) можно генетически осмыслить почвенные свойства. С этой точки зрения сведения об ЭПП входят в диагностику классификационных таксонов, но входят только в опосредованном (зашифрованном в почвенных свойствах) виде. Прямые, неопосредованные сведения и (или) гипотезы о почвенных процессах не могут использоваться ни при классификации почвы-момента, ни при классификации почвы-памяти.

С этой точки зрения, интересной является работа И. П. Герасимова (1974), в которой: а) почвы мира классифицированы на основе их свойств (комбинации горизонтов в профиле); б) свойства генетически

осмыслены через классификацию ЭПП и группировку ЭПП для каждого типа почв; в) комбинация свойств и ЭПП в каждом типе почв связаны с опередеенными факторами почвообразования.

В перспективе, вероятно, окажется возможным охарактеризовать каждый почвенный профиль не только набором свойств, но и двойным набором ЭПП: а) активных и экспериментально изученных в почве-моменте и б) «отдействовавших» и реконструированных по свойствам почвы-памяти (Таргульян, Соколова и др. 1974). Кроме того, на этой основе возможна разработка и собственно процессных классификаций почв путем прямого использования сведений о процессах, идущих в почве-моменте и сформировавших почву-память. Очевидно, такие классификации будут иметь принципиальные отличия от субстантивных генетических иерархических классификаций почвы-памяти и почвы-момента. Вместе с тем все эти независимые классификации, повидимому, могут быть объединены в координатной системе. Иными словами, почва в целом как конкретный объект изучения может быть определена в четырех независимых классификациях: а) как почва-память, б) как почва-момент и как комбинация в) современных и г) былых почвенных процессов («почва-процесс»?).

Следующим важным выводом для классификационной проблемы является вывод о принципиальной невозможности прямого, неопосредованного, использования в почвенной классификации сведений о факторах почвообразования, и, тем более, введение в почвенную классификацию факторных таксономических уровней. Этот вывод ясен уже из анализа основной докучаевской аксиомы о почве как самостоятельном естественно-историческом теле, функции факторов почвообразования. Прямое введение в классификацию почв характеристик факторов превращает ее из классификации «самостоятельных природных тел» в классификацию более широких природных объектов (ландшафтов, биогеоценозов, экосистем). Кроме того, анализ неодокучаевской формулы соответствия в ее развернутом виде (см. стр. 160) показывает, что действие современных факторов составляет только часть (во многих случаях небольшую) общего действия факторов почвообразователей, сформировавших наблюдаемый в настоящее время зрелый почвенный профиль.

Подчеркнем, что сказанное ни в коем случае не умаляет того большого научного значения, которое имели и имеют факторные группировки почв (т. е. группировки не по собственным свойствам почв, а по условиям среды). Определение места почвы в факторной системе координат — это мощный метод познания почв и почвенного покрова, который позволяет изучать географические и генетические законы формирования почв, прогнозировать изменения почв и почвенного покрова в будущем (в том числе и при направленном естественном или антропогенном изменении факторов почвообразования). Возможности этого метода могут быть существенно расширены: за счет введения времени как самостоятельной факторной координаты.

Анализ неодокучаевской формулы соответствия и подход к почве как к двуединому природному телу позволяет осмыслить и ряд методологических аспектов изучения почв. Ограничимся только несколькими примерами.

Сейчас во многие науки о земле активно внедряются методы математического моделирования. При этом обычно возникает важнейшая проблема: что является объектом моделирования?

Как правило, попытки построить модели для того объекта, который считался очевидным (правильным) для данной науки до периода ее математизации — оказываются трудно — или вообще невыполнимыми. Объект моделирования оказывается «размытым» (многие биологические, геологические, географические объекты). Таким же «размытым» для моделирования объектом является и почва в целом.

Неодокучаевская формула соответствия в ее развернутом виде помогает осознать объекты моделирования в почвоведении. По-видимому, уже сейчас можно говорить о необходимости различать по крайней мере три типа моделей: 1) функциональную модель почвы-момента, как компонента сегодняшних ландшафтов (экосистем, биогеоценозов); 2) историко-генетическую модель почвы-памяти (реконструкция по свойствам почвы-памяти факторов и процессов ее образования); 3) модель взаимодействия почвы-момента и почвы-памяти в почве в целом.

Для палеогеографа наибольший интерес как объект изучения представляет почва-память, в которой записана информация о развитии природной среды за длительные отрезки времени. Однако, восстанавливая ландшафтную среду по свойствам почвы-памяти, следует очень осторожно использовать метод аналогии с современными ландшафтами: имея в виду, что отражение географической среды в свойствах почвы-памяти происходит неадекватно (даже в моногенетической модели почвообразования!).

Для ландшафтоведа (эколога, биогеоценолога) объектом, который наиболее быстро и всесторонне (но не мгновенно и неадекватно!) отражает сегодняшнее состояние географической среды, во многих случаях становится не почва-память, а почва-момент. Почва-память медленнее и в меньшей степени отражает сегодняшнюю среду, а, кроме того, ее отражение в почве может быть затушевано большим количеством устойчиво записанной информации о былых стабильных состояниях факторов и даже о их кратковременных, но экстремальных возмущениях.

Правильный выбор объекта (почва-память, почва-момент или определенная комбинация их свойств) чрезвычайно важен для целого ряда теоретических и прикладных дисциплин: учения о литогенезе, геохимии ландшафтов, учения о методах геохимических поисков полезных ископаемых, мелиорации, лесоводства, учения о защите среды, «ландшафтной футурологии» и т. п.

Остановимся на некоторых следствиях из рассмотренных выше теоретических положений для агропочвоведения. В настоящее время для нужд сельского хозяйства составляются почвенные карты, объектом которых является главным образом почва-память. Огромная роль этих карт очевидна. Образно говоря, они представляют собой фундамент и стратегическую основу для планирования сельского хозяйства. Но для тактических целей, для конкретной сегодняшней оперативной работы неоценимую услугу могут оказать карты почвы-момента. Уже сейчас принято периодическое составление агрохимических картограмм и проведение солевых съемок. На очереди регулярное периодическое картирование почвы-момента с отражением всех основных мобильных свойств: концентрации растворов, содержания питательных веществ, биологической активности (в том числе ферментативной), влажности, температуры, структурного состояния и т. п. Использование дистанционных методов (и в том числе, космической съемки) в сочетании с автоматизацией обработки информации при помощи ЭВМ делает эту

актуальную научно-производственную проблему вполне выполнимой технически уже в настоящее время.

ЛИТЕРАТУРА

Арманд А. Д., Таргульян В. О. Некоторые принципиальные ограничения эксперимента и моделирования в географии (принцип дополнительности и характерное время). — Изв. АН СССР, сер. геогр. 1974, № 5.

Герасимов И. П. Докучаевское учение о факторах почвообразования на современном этапе развития. Почвоведение, № 6, 1956.

Герасимов И. П. Абсолютный и относительный возраст почв. Почвоведение, 1969, № 5.

Герасимов И. П. Элементарные почвенные процессы, как основа для генетической диагностики почв. Почвоведение, 1973, № 5.

Герасимов И. П. Использование понятия об элементарных почвенных процессах для генетической диагностики почв. — Тр. X Междунар. конгр. почвов. т. VI (II), М., «Наука», 1974.

Герасимов И. П., Глазовская М. А. Основы почвоведения и географии почв. М., Географгиз, 1960.

Глазовская М. А. Почвы Мира. М., МГУ, 1972.

Докучаев В. В. Избранные сочинения. Т. 5, АН СССР, М., 1951.

Иенни Г. Факторы почвообразования. М., Изд-во ИЛ, 1948.

Ковда В. А. Основы учения о почвах. Кн. 1. «Наука», 1972.

Роде А. А. Почвообразовательный процесс и эволюция почв. М., ОГИЗ, 1947.

Роде А. А. Система методов исследования в почвоведении. Новосибирск, «Наука», 1971.

Таргульян В. О., Соколова Т. А., Бирина А. Г., Куликов А. В., Целищева Л. К. Организация, состав и генезис дерново-палево-подзолистой почвы на покровных суглинках. Аналитическое исследование. М., 1974.

Jaalon D. H. Soil-forming processes in time and space. „Paleopedology". Papers of the Symp., Amsterdam, 1970.

Э. М. Мурзаев

НАРОДНЫЕ ГЕОГРАФИЧЕСКИЕ ТЕРМИНЫ РУССКОЙ РАВНИНЫ

Русские географические термины — неиссякающий источник формирования научной терминологии. Кроме того, они лежат в основе многих собственных топонимических названий, что само по себе уже интересно для понимания процессов возникновения географических имен.

Ниже в форме небольшого словаря собраны некоторые термины Русской равнины, где, наряду с русской географической лексикой, господствует белорусская и украинская. Нередко значения термина на Украине, Белоруссии и Европейской части РСФСР полностью совпадают, но полисемичность народных слов, обозначающих те или иные географические реалии, позволяет очень часто видеть и различия, меняющиеся от места к месту. Это важная сторона сбора, систематизации и анализа народной географической терминологии, которая и получила отражение в словарных статьях. Они не претендуют на исчерпывающую сравнительную характеристику всех форм и значений термина. Это невозможно сделать в одной небольшой публикации, если в ней приведены не два-три термина, а около двух десятков. Важно было отразить основные географические реалии, продуктивность в образовании географических имен, ареальность. Для этого приведены топонимические примеры, иллюстрирующие переход апеллятива в собственное название и показывающие область их распространения. Значения, не имеющие отношения к географическим реалиям, как правило, опущены.

БАҚЛУГА, БАҚЛУКА, БАҚЛУША. В географической литературе определяется как понижение, углубление, водоем, озерко, заполняемые весенними водами, где некоторое время они застаиваются, но пересыхают к концу лета; замкнутая впадина, зарастающая влаголюбивыми растениями; лужа воды. Ф. Н. Мильков (1970) добавляет для Окско-Донской равнины: «осиновые кусты с осолоделыми почвами» (Черноземный Центр). Небольшая округлой формы котловина на пойме, наполненная водой и заросшая, где нередко с весны остаются рыбы и гнездятся утки. Это не старица, а котловина вымывания, позже заилившаяся (Поволжье). Происхождение слова неясно. М. Фасмер (1964) предполагает связь с *бакалда*. Н. М. Шанский, В. В. Иванов и Т. В. Шанская (1931) считают возможным поставить знак равенства между *баклуша* = *баклага* «деревянная посуда с узким горлом».

Н. К. Дмитриев (1962) указывает на крымско-татарский источник *бакла* «деревянная мера (т. е. своего рода сосуд)». Но в другой работе Н. Шанский (1965) не исключает соответствия с русским *баклуша* «обрубок древесины, обработанный вчерне, для выделки из нее посуды и ложек» и сравнивает: *баклуша* — «баклага»; *баклан* — «чурбан, баклуша», *бакловка* — «сосуд для молока», *баклаха* — «глиняная посуда». Если так, то устанавливается связь с северным поморским термином *баклаш, баклыш* — «надводные камни, прибрежные округлые скалы».

Топонимические примеры: Баклуши к северу от Балашова, Саратовской обл., Баклуши в Барабинской степи.

БЕЗДНА — глубокая пропасть, отвесное ущелье, глубокая пещера, болотная пучина, морская глубина, то же воздушная, космическая, т. е. неизмеримое, не имеющее конца (дна) пространство. Белорусское *бездань, бяздонне* — «глубокое непроходимое болото, то же нетра», на севере России *бездонница* — «топкое жидкое болото, озеро среди моховых болот», со значительной глубиной, доходящей до 15 и более метров. Подробно у Н. И. Толстого (1969), который указывает, что на Полтавщине *безодня* — «большая глубина, глубокая яма, но и лужа», в Ровенской зоне Полесья *безодна* — «топкое болото, топь», в укр. *безодня* — «глубокая пропасть, но и крутой склон горы, крутой берег, глубокая яма, источник в поле» (Марусенко, 1968). О. Н. Трубачев (1970), ссылаясь на словосложение *без* + *дно* (*дна*), пишет, что первоначально слово *дно* было употребительно и для обозначения почвы и для земли (земной поверхности).

Прозрачны славянские параллели; напр.: болгар. *бездна,* польск. bezedno, bezdno и др., сербо-хорват. *бездан,* чешск. bezdna, bezdon.

Термин, хотя и не часто, участвует в образовании географических названий: р. Бездна — левый приток Волги между Казанью и Ульяновском, р. Бездна — правый приток Суры, ж.-д. разъезд Бездон в Калужской обл., город Бездан на севере Югославии близ Дуная.

БРУК — песчаная отмель на реке (Смоленская обл.). В Белоруссии по И. Я. Яшкину (1971): 1) каменная мостовая, дорога, мощенная камнем; 2) быстрина на реке, ее стрежень. Обычно связывают с польск. brück, немецк. Brücke «мостовая». Ср. литовск. brukas «мостовая», украинск. *брук* то же. Но А. И. Корнев (1970) сравнивает *брос, бред, брыд.* Диалектн. значение *брос* — «брод на озере», *бред, бруд* — «грязь, сор, отбросы», *бруда* — «жидкая грязь». Первоначально «грязь». Ср. *брукать* — «марать, пачкать, гадить». Затем: «грязь в реке, в озере, ил, мелкое место, отмель». Два значения, приведенные выше: каменная мостовая и песчаная отмель на реке, где обычно наблюдается увеличение скорости течения, могли восходить к разным источникам.

ГРЯДА — вытянутая небольшая возвышенность, кряж, грива; песчаная, моренная гряды; грядовый рельеф, образованный параллельными и почти параллельными возвышенностями, сложенными коренными или рыхлыми переотложенными породами. В географической терминологии много и других значений. Так, Д. А. Богданов (1925) пишет: *«гряда* — скопление камней так же во всю ширину реки, как и на пороге, только здесь дно русла не имеет большого уклона, и потому течение на гряде будет сравнительно тихое, хотя и неровное. Грядою также принято называть всякую каменистую косу, вдающуюся в русло острым углом (на р. Енисее называется *карга*)». Б. Д. Гринченко (1907) свидетельствует, что на Украине *гряда* — «остров, лежащий в плавнях, хребет острова, не затопляемый водой. Место, где река проходит узкое русло

и волны ее подпрыгивают и плещут»; *грядина* — «твердая земля среди болот». На Псковском озере — «мелкое место, отмель, песчаная коса. Уступ на дне озера». В черноземных областях Русской равнины, по определению Ф. Н. Милькова (1970), *гряда* — «достаточно обособленный приподнятый водораздел Среднерусской возвышенности». Тимская гряда на водоразделе Сейма, Оскола и правых притоков Быстрой Сосны; Восточно-Донская гряда на водоразделе Оскола, Черной Калитвы и Дона. Распространенно: *гряда* — «сухой островок среди болотистых топей»; *грядка* — «возвышенная полоска земли на огороде»; в Смоленской обл. «лес, растущий на возвышенности», что близко к *грядине* в Воронежской обл., где под этим словом понимается «полоса леса из дуба, осины, клена, карагача на высоких поймах в широких долинах между низкими заливаемыми поймами и окраинными лесами». Наиболее полно о географической полисемичности термина *гряда, греда* у Н. И. Толстого (1969), который указывает на наличие значений: «твердая почва на заливаемых лугах среди болота, болотистого леса; возвышенность среди болот, участок леса». У М. Фасмера (1964) параллель с польск. диалектным grad — «лесной остров, лесистая возвышенность». Древнерус. *гряда*—«балка (деревянная), бревно». Ср. болг., сербо-хорват. *греда* — «балка , отмель», чешск. hrada — «балка, жердь, садовая грядка» и т. д. Как указывает «Словарь русских народных говоров» (1972) в русских диалектах до сих пор сохранилось: *гряда* — «перекладина в виде бруса, жерди, деревянная перекладина в избе, полка». Сравнимо с русск. *огруд* — «куча, бугор», украин. *груд*.

Помимо указанных топонимов, вспомним: Гряды близ Чудова в Новгородской обл., с. Гряда на юг от Устюжны Вологодской обл.

ДВОР — термин, широко представленный в топонимии Русской равнины, но встречается и за ее пределами. Первоначально — жилые или хозяйственные постройки, с XVII в. — помещение для скота при доме. Огороженный участок земли при доме. Крытый двор — дом со всеми хозяйственными постройками под одной крышей. Предприятия: гостиный (торговый) двор, почтовый, лесной, печатный, монетный, постоялый и т. д. Этимологические словари отсылают к *дверь* и приводят прозрачные славянские параллели: болг. *двор*, польск. dwor, словенск. dvor и т. д. За их пределами: dvars и древнеинд. dvaram «ворота» (Фасмер, 1964). Можно вспомнить и другое слово, весьма активное в образовании географических названий Ближнего Востока и Средней Азии: персид. *дарваза, дарбаза* — «дверь, ворота». Наряду с *двор* в топонимии Русской равнины обычны уменьшительные формы: *дворик, дворики,* а также *дворец, дворцы. Дворики* — небольшие поселки по дорожным трактам, ямские станции, например: Орловские Дворики, Чернореченские Дворики по тракту Москва — Горький, в Гусь-Хрустальнинском районе Владимирской обл.: Великодворье и Великодворский; Высокие Дворики под Обоянью, с. Дворики в Калужской обл., с. Дворики Пензенской обл. О термине *дворец* специально пишет А. В. Грознов (1966), который считает, что он и «означал какую-либо хозяйственную постройку... Таким образом, Дворцу (сел. на берегу Угры Калужской обл.—Э. М.) первоначально означало группу хозяйственных построек, может быть, хозяйственное поселение близлежащего Тихоновского монастыря XV—XVI вв.». Термины *двор, дворик, дворец* в названии населенных мест говорят об определенном типе населенных мест. Это хорошо видно из топонимии Черноземных областей, где такие имена даны населенным пунктам, состоящим из ряда домов, расположенных

по обеим сторонам старых дорог: Зоринские Дворы, Сешковы Дворы в Курской обл. Для Белоруссии И. Я. Яшкин (1971) приводит несколько значений, в том числе: «дом, административная единица, панская усадьба» и др. Топонимия этой республики богата такими именами: Старый и Новый Двор Гродненской обл., Дворец на юго-западе от Новогрудка и т. д. В Восточной Сибири наш термин получает неожиданно новое содержание: «небольшие ложбины на солнцепеке в верховьях рек, поросшие лесом». Об этом первым писал А. Черкасов (1867). Может быть потому, что здесь собираются дикие копытные в поисках относительного тепла и безветрия. Вероятно, отсюда топонимы: Дворец на Ангаре в Красноярском крае, Степной Дворец близ Байкала в Бурятской АССР.

Топонимические примеры легко продолжить. Укажу только Большие Дворы на Клязьме близ Москвы, Междудворье в Архангельской обл., а за рубежом — Дворы на берегу Вислы около Освенцима, что выше Кракова, Двор на р. Уна — притоке Савы в Югославии, Дворы близ Нове-Замки в Словакии, Дворце на запад от Остравы в Чехословакии.

ЖЕРЕЛО, ЖЕРЛО — букв. горло (др.-рус.). В географической терминологии: устье реки, узкое и глубокое отверстие в начале бездны. На р. Ангаре, по М. Н. Мельхееву (1958), *жерло* — «участки между камнями, через которые стремительно скатывается вода и по которым искусные рулевые умело проводят лодку». В Западной Сибири *жерло* и *зёрло,* как свидетельствует М. Ф. Розен (1970), «главный рукав реки, ее фарватер». Кроме того, в диалектах: узкий пролив, ключ, родник, пучина, провал, топь. Интересно сообщение Н. А. Солнцева (1963): *жерло* в Новгородской обл. — «карстовое отверстие на дне реки, куда уходит вода». У И. И. Срезневского (1893) читаем: «Волга... вътече седьмьюдесять жерель в море Хвалiйское. Днепръ вътече в Понтеское море тремя жералы» (Летопись по Ипатьевскому списку).

Связь с *горло* очевидна. Сравнимо с укр. *джерело* — «источник, родник», *жорло* — «русло»; белорус. *жарало* — «озеро карстового происхождения, источник, поток, ручей» и др. И. Я. Яшкин (1971) в своем словаре приводит 9 значений этого слова, за малым исключением все они обладают географической семантикой. В сербо-хорват. *ждрло* — «источник». Есть прозрачные соответствия и в других славянских языках.

Два главных дельтовых протока Оби: жерло Хаманельской Оби и жерло Надымской Оби.

ЗИМОГОРЬЕ. Такое собственное название обнаруживается несколько раз при изучении карты Русской равнины: Зимогорье близ Валдая, деревня Зимогорье в Пушкинском районе Московской обл., Зимогорье — старица на Волге близ Калинина, железнодорожная станция Зимогорье в Донбассе и т. д. Значительное количество таких топонимов заставляет задуматься о их терминологическом исходе. Ничего не дает анализ словосложения *зима* + *горы,* как лишенное какого-либо значения. Топонимический ряд лучше связать с почти забытым русском слове *зимогор* — «бродяга, босяк, человек без определенных занятий и постоянного заработка» (Словарь..., 1955). Можно думать, что наше имя несет определенную социологическую информацию: *зимогорье* — «места поселений неимущих людей, переходящих к оседлости». Сравнимо с белорус. Кутники — название деревень поселенцев, снимавших *куты,* не имеющих собственных наделов. У В. Даля (1912) другое значение: *зимогор* — «тот, кто остается зимовать вне Петер-

бурга, в Шувалове, в Лесном, в Удельном, в Царском, в Тярлеве...». Но такое объяснение неприемлемо, ему противоречит ареал топонима Зимогорье.

ИСАД, ИСАДА, ИСАДЫ, ИСАДЬ — рынок, база, торговая пристань, место на берегу реки, где можно пришвартоваться судну, торговое или транспортное селение. У В. И. Даля (1912) для Астрахани «торговая улица, район базара». По В. Я. Дерягину (1946) на севере РСФСР *исада* — «заливной луг», *присада* — «песчаная коса, песчаный остров», также «мель, излучина реки». В Костромской обл. «удобный спуск к реке». Слово известное уже в древнерусском яз. У Г. Е. Кочина (1917) читаем: *исад* — «рыболовное угодье; остров, служивший местом высадки войск и местом боя». У И. И. Срезневского (1893) короче: «пристань, прибрежный поселок»; «В Архангельской губ. Шенк. у. *исадом* называют отмель, песчаный берег реки». Производят *из-сад, ис-сад* (Преображенский, 1958).

Топонимический ареал обширный: Исады на левом берегу Камы, выше устья Вишеры, Исады на р. Костроме Ярославской обл., Исад — на правом берегу Волхова близ его устья; Новоземские Исады и Нижние Исады (в прошлом Присады) на р. Сухоне; Исады — район Астрахани, Исады под Ялтой в Крыму и т. д.

КЛЮЧ — родник, вообще источник, подающий воду с напором; ручей, в горных районах Урала, Сибири, Дальнего Востока — речка. С. П. Неуструев (1914) указывает для Поволжья: «место глубокое и удобное для судоходства, находящееся преимущественно на фарватере». Место ниже водопада на реке, где вода кружится, пенится, кипит. В Восточной Сибири также — падь, долина, а на Дальнем Востоке и исток реки, ее верховья. Водоройный ключ — создающий овраг, обладающий энергией эрозии. Минеральные, серные, соленые, горячие ключи. Дериваты: *ключик, ключинка* — «родничок»; *ключевица* — «хорошая, чистая ключевая вода»; *ключавина* — «исток, выход водяной жилы на поверхность земли; *ключище* — «место выклинивания грунтовых вод, место выхода множества родников»; *ключевина* — «участок болота, сырое место в лесу». По свидетельству Б. Д. Гринченко (1908), в укр. яз. *ключ* — «несколько деревень или хуторов, составляющих одну общину или одно имение». В некоторых славянских яз. это слово отвечает значениям: «кипеть, клокотать, бурлить, шум воды»; сербо-хорв. *ключати* — «кипеть, бурлить, клокотать», болгар. *ключ* — «исток». Ср. в русском яз.: бить и кипеть ключом». В. А. Никонов (1961) отметил 493 населенных места, названных с помощью этого термина, главным образом в Поволжье, на Урале и в Зауралье. Такие топонимы встречаются реже в областях Черноземного Центра. Л. Л. Трубе (1962) только в Горьковской обл. насчитал до 40 селений с названиями Ключи, Ключево, Ключищи и т. д. Обычно в русской топонимике также Ключевка, Ключики, Ключанка, Ключевая, Ключевск, Светлый Ключ, Озерные Ключи, Славянские Ключи (под Изборском Псковской обл.). Упомянем: горный курорт с родоновыми источниками — Рахмановские Ключи на Алтае, гора Ключ (Kliuchef) на Аляске (Варшавский, 1970). Подобные топонимы обычны в славянских странах Восточной и Южной Европы и в ГДР.

Интересно: Владимир Атласов в своей «скаске» о путешествии 1697—1699 гг. по Камчатке пишет: «А от устья итти вверх по Камчатке реке неделю есть гора — подобна хлебному скирду, велика гораздо и высока, а другая близь ееж — подобна сенному стогу и высока гораздо:

из нее днем идет дым, а ночью искры и зарево... А из под тех гор вышла река ключевая, в ней вода зелена» (Берг, 1946). Так родились топонимы Ключевская Сопка — имя самого высокого в Азии действующего вулкана (4 778 *м*), а позже вулканологическая станция Ключи на Камчатке.

ЛУГ — место, покрытое хорошим травостоем, сенокос, пастбище, тип растительности с господством мезофильных разнотравных видов, характеризующийся сомкнутым травостоем. В засушливых районах обычны только в хорошо увлажненных понижениях, в долинах, на поймах. Всякое угодье под многолетней травянистой растительностью, используемой под сенокос и пастбище. Заливные луга, поемные, горные (альпийские, субальпийские) и др. Луговые степи, т. е. разнотравные. Луговой берег — низменный, отлогий; луговые почвы, как правило, формируются в условиях достаточного увлажнения и обладают высоким содержанием гумуса. В древнерусском *луг* — «лес, дубрава, болото, низменное место, заливной луг, луг» (Срезневский, 1835). Близкие значения сохранились во многих славянских языках: в украин. *луг* — «лес на низменности» (Гринченко, 1908), Т. А. Марусенко (1968) приводит 8 значений, в том числе «низменность у реки, заросшая лесом; лес в низине; лес». В говорах Гуцульщины «место с выкорчеванным лесом». Обширный материал со славянскими параллелями у Н. И. Толстого (1969) и Н. П. Гриньковой (1962). У первого сказано о белорусско-полесском *луг*, где фиксируется одно синкретичное значение «заливной участок, где растет трава и возможен покос, пастбище, поросшее лиственным лесом, или свободное от него». Дериваты: *луговина, лужовина, лужок, лужайка, лужина, лужник*. Так в Ярославской обл. *лужник* — «малый луг», лужок, «прогалина в лесу», *лужна* — «роща или полоса кустарников на лугу». Сравнимо: чешск. luh — «открытый луг, луг, покрытый кустарником или редколесьем, сырой лиственный лес на пойме» и т. д., словацк. luh — «лес, роща у воды», болг. *лъг* — «низкая сырая равнина, заросшая деревьями или кустарниками», сербо-хорват. *луг* — «роща, лесок, болотистое место с зарослями тростника». Интересны значения в словенском яз.: log 1. Гай, лес на равнине около населенных мест, чаще в малооблесенной местности, в отдалении от водоема; 2. Угол, окраинная часть долины или равнины; 3. Небольшое плоскогорье, слабо залесенный дол, открытая площадка среди снежных гор». Общее значение: «роща, низменное место» (Толстой, 1969). Устанавливается связь с *лог, лузь,* — «луг» и диалект, *ляга* — «пруд, болото, лужа».

Топонимы, образованные этим термином в славянском мире столь обильны, что невозможно их привести даже в каком-то малом проценте. Обычны: Луговой, Луговая, Луговка, Луговец, Луговской; Зеленый, Большой, Великий, Широкий Луг (вспомним тургеневский Бежин Луг), Верхние и Нижние Лужки (вспомним чеховские Воловьи Лужки). Отметим: р. Лугань и р. Луганчик в бассейне Северского Донца, город Луганск — ныне Ворошиловград; станция Лужайка на границе СССР и Финляндии. Интересно: Потаповы Лужки — место Томского Академгородка, Лужники — знаменитый своим стадионом район Москвы на низменном берегу реки. Вне ряда: р. Луга и город Луга, Ленинградской обл.

МЕЖА, МЕЖЕНЬ. Много географических терминов происходит от слова *межа* — «граница земельных участков», первоначально «середина». Сравним: междуречье, межгорье, межморенный, межледнико-

вый, межконтинентальный, межобластной, межпланетный и т. д. *Межень воды* — «уровень воды в реке или озере после весеннего половодья, летний уровень, сохраняющийся в течение долгого времени». *Межень* — «полдень, лето, середина лета, время жарких безветренных погод». То же — *меженница. Меженная пора* — «время летней страды», *меженные дни* — «самые жаркие и длинные дни» (Европейский Север), *меженина* — «летняя засуха, недород». *Мезень* — «летняя жара». *Меженное русло* — «сохранившееся русло реки при низком ее уровне» (Неуструев, 1914). *Межень, меженец, межник* — северо-восточный ветер на Селигере, в Псковской обл., Карелии; юго-западный на Новгородщине; вообще ветры промежуточных средних направлений: северо-западный, юго-восточный и т. д. Но одновременно *межонный ветер* — «полуденный, т. е. южный». В. И. Даль (1912) указывает: *меженина* — «засуха», отсюда *межоновый лес* — «срубленный и высохший среди лета», *межина* — «пустыня, пролет среди леса», то же *межилесье* — «перелесок, большая прогалина, голое или заросшее кустарником место, примыкающее к лесу, или в лесу». *Межток, межиток* — «речка, соединяющая озера, проток, пролив». На Валдае *межитоки* — проливы между моренными озерами. Интересно: *межуши* (между ушами) — «седловина, разлог между островными горами» (устное сообщение Г. Д. Рихтера). В диалектах *межа* — «лесок». Старославян. и болгар. *межда,* словацк. medza, чешск. meze, польск. miedza «межа» и др. В балтийских соответствиях в семантической цепи связаны со значениями «лес, дерево». Но в классических яз.: древнеинд. madhyas «средний, центральный», латинский medium, medius «середина, центр, средний», греческ. mesos «средний, середина». Отсюда геолого-географическая терминология: мезозой, мезоклимат, мезорельеф, мезотрофные болота, мезофиты и др. Принятому в русской гидрологии термину *межень, меженный уровень* в польском соответствует уже другое слово — nizowka, указывающее на низкий уровень воды.

В топонимии: Межная Слобода в БССР, ст. Межевая Донецкой ж. д. и Межево Октябрьской ж. д., Межное на р. Емца Архангельской обл.; Межа в истоке Ловати Витебской обл; р. Межа — левый приток Западной Двины; Межи на востоке Ленинградской обл.; Интересное словосочетание: Межевая Утка — правый приток Чусовой на Урале. А. И. Попов (1965) приводит названия: Межтоки, Межитоки, Межуточье, которые обнаружены им в новгородских писцовых книгах, и Мещоки и Машток, их он считает диалектными формами.

ПОД — низ, подошва горы, дно. Плоские степные впадины, замкнутые понижения, круглые или овальной формы, временные весенние озерки в них. Иногда их называют *падами, падинами, подинами.* Географическая характеристика у Б. П. Булавина (1954). У Н. А. Солнцева (1963) читаем: *«Поды* — 1) обширные просадочные образования в Причерноморских степях; достигают 10 *км* в ширину при глубине 1—1,5 *м,*— таков известный под «Чапли» на территории Аскания-Нова; весной заполняются талыми снеговыми водами, а после их исчезновения покрываются густой травянистой растительностью; 2) засоленные западины между буграми на песках Нижнего Дона». Профессор И. Коня из Бухареста писал, что в Румынии повсеместно встречается как элементарный термин слово *заподие* и Заподие в значениях: «ровное место на возвышенности, плато, широкая долина между горами, укрытое место под обрывом, горкой, холмом». Не только на юге Европейской части СССР, но и на ее севере употребителен наш термин, так в Коми АССР:

под — «подножье горы». Ср. русск. *под* — низ печи, пол топки; впадина, падь; укр. *під* — «равнина в неглубокой западине» (Марусенко, 1912), «низменность, долина», белорус. *под* «подошва горы», болгар. *под* «пол», чешск. puda «земля, почва», польск. spod «низ», сербохорват. *падина* «склон, спуск, низина». У М. Фасмера (1971) приводится много индо-европейских параллелей: латыш. pads «пол», древнеинд. padan «шаг, след ноги», армян. het «след ноги», греческ. pedon «почва», латин. oppidum «местность» и т. д.

Топономические примеры: Поды на север от Рыльска Курской обл., Пад в низовье Амура; Падина на юге Румынии и севере Югославии, Пода там же.

ПОЛЕ — среди многих значений основное географическое: открытая степная равнина, используемая для выпаса скота, безлесное плоское пространство. Пашня, обработанная, засеянная земля. Снежное поле. Месторождение полезных ископаемых, залегающих на более или менее значительной площади. В черноземных областях — большая поляна луговых степей среди лесостепных ландшафтов, участки луговых степей с суглинистыми почвами, переходными в черноземы. В Полесье — обработанная земля, пашня, что противопоставляется *горе* — участку, не используемому под земледелие. В прошлом — южные степи, населенные кочевыми племенами, славяне называли полем. Очевидна связь: *поляна, ополье, полье, полая вода, полынья, половодье, полынь;* некоторые авторы сюда же относят: *планина, полонина.* Прозрачны славянские параллели: сербо-хорв. *пӧлье*, словен. polje, чешск., польск. pol и т. д. Древнерусск. *полъ* «открытый, свободный, полый», латин. palam «открыто, явно», швед. fala «равнина, пустошь» (Фасмер, 1971). Сравнимо также: латин. palma «ладонь», немец. Feld, англ. field «поле, луг, большое открытое пространство», литов. palve «прибрежная полоса моря».

Обильны топонимические примеры. Упомянем: Куликово Поле между реками Дон, Непрядва, Красивая Меча, известное в истории битвой между русскими и татарами в 1308 г.; Рясское Поле в междуречье Прони и Рясы; Польный Воронеж, имя которого находится в одном ряду с Лесным Воронежом. Обычны названия с исходом на *-лье:* Долгополье, Павлополье, Кривополье, Гостиполье (т. е. «торговое поле), Старополье, Краснополье, Веселополье, Белеполье; на *-ль:* Чистополь, Борисполь, Адамполь, Конецполь. Другие формы: Яркое Поле в Крыму, Лодейное Поле Ленинградской обл., Юрьев-Польский — город Владимирской обл.; Марсово Поле, в прошлом Потешное Поле в Ленинграде; Октябрьское Поле, Воронцово Поле — ныне улица Обуха, улица Палиха, в прошлом Полиха, в Москве; Гуляйполе Запорожской обл., Рахны-Полевые Винницкой обл., Опытное Поле под Москвой и в Хабаровском крае и т. д. По мнению А. К. Матвеева (1969), не исключены северные топонимы: Каргополь, Кузополье, Никополь, Лайполье, Карьеполье, где окончание могло быть переосмыслено на русской почве из финск. pelto «поле», puoli «остров». За рубежом: Дльге-Поле и Велько-Поле в Словакии, Бело Поле на р. Лом и Софийское Поле в Болгарии. Наконец: Polska «Польша», ср. чешск. polak «хлебопашец, поляк»; этноним *поляне* — древнее славянское племя, жившее по Днепру. Интересно: в описаниях старых русских путешественников по странам Азии куланы назывались «конями польскими», т. е. полевыми, свободными, вольными.

ТОРГ — место торговли, обмена продуктами, базар, рынок. Торжок — торговая площадь, оживленное место торга. Старослав. *търг*, болг. *търг* в том же значении; сербо-хорв. *трг* «площадь, рынок, базар», польск. targ. Отсюда: *торжество, торжественный.* Слово, оставившее глубокий след в топонимике многих стран в том числе стран с неславянским населением.

Покажем это на примерах: Торжок — в прошлом Новый Торг Калининской обл., Торг — имя Красной площади в Москве до середины XII в., Черновцы — в прошлом Черновский Торг на Украине, Новый Тарг близ Кракова в Польше, Търговище и Тържище в Болгарии, Тыргу-Мегуреле и Тыргу-Муреш, Тырговиште в Румынии; Турку в Финляндии, Торгау в ГДР из славянского Torgowy (Никонов, 1969).

УСТЬЕ — место впадения реки в море, озеро или одной реки (притока) в другую. В старых источниках употребляется и в значении — исток реки из озера, пролив, ведущий из бухты, из залива в море, узкий выход из водоема, а также отверстие колодца, край. На севере поморы называют устьем участок моря, расположенный у входных мысов губы (старин.). Название входа в Белое море, а также район у входа в любую губу или реку (Бадигин, 1956). Из праславянского ustьje, русск. *уста* «рот, губы», ср. болг. *устие,* словен. üstje, чешск. ùsti, словац. ïstie, польск. uscie, ujscie, укр. *устя.* За пределами славянских яз.: латин. os «рот, отверстие, вход, дыра, устье», санскр. as «рот», латышск. osta «гавань».

Термин активно участвует в формировании собственных названий рек и населенных мест, расположенных при слиянии двух рек (в этом случае за основу берется гидроним притока, а не главной реки) или при впадении реки в море или озеро. В топонимах встречается в усеченной форме *усть.* Примеры столь обильны, что нет смысла их приводить в большом количестве. Укажем только: р. Устье бассейна Северной Двины, р. Устья — правый приток Вага Архангельской обл., р. Устье (то же Истья) между Угличем и оз. Неро Ярославской обл. Дельтовый проток и пос. Русское Устье на Индигирке. Из названий населенных мест: Великий Устюг при слиянии Сухоны и Юга, Устерики Ивано-Франковской обл., Устье Винницкой обл., Усть-Лабинская Краснодарского края, Усть-Донецкая Ростовской обл., Усть-Луга Ленинградской обл. Весьма продуктивен термин в топонимии Сибири и Дальнего Востока: Усть-Янск в дельте Яны, с. Усть-Камчатск и с. Усть-Большерецк на Камчатке; Усть-Баргузин на Байкале, с. Усть-Кут на Лене, с. Усть-Уда на Ангаре, Усть-Каменогорск на р. Иртыш в Казахстане. Новое образование Усть-Балык — нефтяной промысел в Тюменской обл. В западном полушарии: Мыс Устье (Ustia) на Аляске. Вне ряда: Устюрт — тюркский топоним другого происхождения. Об устьях основная литература: И. В. Самойлов (1952) и Б. С. Залогин, Н. А. Родионов (1962).

ЛИТЕРАТУРА

Бадигин К. По студеным морям. М., 1956.
Берг Л. С. Открытие Камчатки и экспедиции Беринга. 1725—1742. М.-Л., 1946.
Богданов Д. А. Общая лоция рек. М., 1925.
Булавин Б. П. Поды Приазовья. — «Природа», 1954, вып. 11.
Варшавский С. Р. Русские слова на карте Аляски. — «Русская речь», 1970, № 1.
Гринченко Б. Д. Словарь украинского языка. Киев, т. 1, 1907; т. 2, 1908; новое изд. Киев, 1958.

Гринькова Н. П. Вопросы исторической лексикологии русского языка. Ученые записки Ленинградского пед. ин-та, т. 231, Л., 1962.
Грознов А. В. Ложные этимологии в топонимии Калужской обл. — В кн.: Вопросы географии, вып. 70. «Изучение географических названий». М., 1966.
Даль В. И. Толковый словарь живого великорусского языка. 4-е изд., т. 1, СПб.-М., 1912.
Дерягин В. Я. О развитии диалектов Архангельской обл. М., 1946.
Дмитриев Н. К. О тюркских элементах русского словаря. — В кн.: «Строй тюркских языков». М., 1962.
Залогин Б. С., Родионов Н. А. Устьевые области рек СССР. М., 1969.
Корнев А. И. Именные образования с индоевропейскими суффиксами -к и -к- корня bhreu — bhrou в русском языке. — Вестник ЛГУ. История, язык, литература. 1970, т. 20, вып. 4.
Кочин Г. Е. Материалы для терминологического словаря древней Руси. М., 1937.
Марусенко Т. О. Назви рІвнин в украІнськІй мовІ. — В кн.: ДослІдження з мовознавства. Київ, 1962.
Марусенко Т. А. Материалы к словарю украинских географических апеллятивов.— В кн.: Полесье (лингвистика, археология, топонимика). М., 1968.
Матвеев А. К. Каргополь. Холмогоры. — «Русская речь», 1969, вып. 5.
Мельхеев Н. М. Местные географические термины Восточной Сибири. Труды Иркутского ун-та, т. 24, сер. географ., вып. 1, 1958.
Мильков Ф. Н. Топология урочищ и местные географические термины Черноземного Центра. Научные зап. Воронежского отдела Географ. о-ва СССР, вып. 2. Воронеж, 1970.
Неуструев С. П. Словарь волжских судовых терминов. Объяснения современных и старинных слов в связи с историей волжского судоходства. Нижний Новгород, 1914.
Никонов В. А. Ручей—ключ—колодезь—криница—родник. — В кн.: Материалы и исследования по русской диалектологии. Новая серия, вып. 2, М., 1961.
Никонов В. А. Краткий топонимический словарь. М., 1966.
Попов А. И. Географические названия. Введение в топонимику. М.-Л., 1965.
Преображенский А. Г. Этимологический словарь русского языка. М., 1958.
Розен М. Ф. Словарь географических терминов Сибири. Л., 1970.
Самойлов И. В. Устья рек. М., 1952.
Словарь русских народных говоров. Вып. 7, Л., 1972.
Словарь современного русского литературного языка, т. 4. М.-Л., 1955.
Солнцев Н. А. Использование народных географических терминов в ландшафтоведении. — В кн.: Ландшафтоведение. М., 1963.
Срезневский И. И. Материалы для словаря древнерусского языка. СПб, т. 1, 1893, т. 2, 1895.
Толстой Н. И. Славянская географическая терминология. Семансиологические этюды. М., 1969.
Трубачев О. Н. Заметки по этимологии и сравнительной грамматике. — В кн.: «Этимология 1970», М., 1972.
Трубе Л. Л. Как возникли географические названия Горьковской обл. Горький, 1962.
Фасмер М. Этимологический словарь русского языка, т. 1, М., 1964, т. 2, 1967, т. 3, 1971.
Черкасов А. Записки охотника Восточной Сибири. СПб., 1867.
Шанский Н. М. Этимологический словарь русского языка, т. 1, вып. 2, М., 1965.
Шанский Н. М., Иванов В. В., Шанская Т. В. Краткий этимологический словарь русского языка. М., 1971.
Яшкин И. Я. БеларускІя геаграфІчныя назвы. Минск, 1971.

СОДЕРЖАНИЕ

А. А. Асеев. Новое историческое направление в геоморфологии 5

В. П. Чичагов. Вклад академика И. П. Герасимова в развитие геоморфологии 14

С. С. Коржуев. О соотношении древних и молодых элементов в морфоструктуре платформ 23

Н. В. Думитрашко. Морфоструктуры горных стран и принципы их классификации 31

В. П. Чичагов. Проблема перехода рельефа от центра континента к океану (на примере Монголо-Охотской области) . . 39

А. Г. Доскач. К вопросу о закономерностях развития эрозионных процессов 47

А. С. Кесь, Б. А. Федорович. Происхождение, перенос и осаждение эолового мелкозема 59

А. А. Величко. Исследования И. П. Герасимова в области истории развития природной среды 78

М. И. Нейштадт. Голоценовые процессы в Западной Сибири и возникающие в связи с этим проблемы 90

Н. А. Хотинский. Синхронные и метахронные линии развития природных условий голоцена 100

А. А. Величко, Т. Д. Морозова. Особенности палеогеографического подхода при изучении ископаемых и современных почв 108

С. В. Зонн (при участии Г. П. Мусорок и А. П. Сапожникова). Особенности аллитного выветривания и почвообразования на островах Приморья и Дальнего Востока 123

В. М. Фридланд. О некоторых основных вопросах географии почв 138

И. А. Соколов, В. О. Таргульян. Взаимодействие почвы и среды: почва-память и почва-момент 150

Э. М. Мурзаев. Народные географические термины Русской равнины 165

ИЗУЧЕНИЕ И ОСВОЕНИЕ
ПРИРОДНОЙ СРЕДЫ

Редактор *В. Андреев*

Художественный редактор *В. Зирдзинь*

Технический редактор *М. Андерсоне*

Корректор *Е. Ципкина*

Сдано в набор 19 ноября 1975 г. Подписано к печати 15 июля 1975 г. Формат 70×100 1/16. Бумага типогр. № 1 11,25 физ. печ. л.; 14,51 усл. печ. л.; 14,48 уч.-изд. л. Тираж 1000 экз. Т-12177. Цена для переплета № 7 1 р. 32 к., № 5 1 р. 15 к. Институт Географии АН СССР. Отпечатано в типографии г. Рига. Заказ № 742.

УДК 551.4

Новое историческое направление в геоморфологии. Асеев А. А. Сб. «Изучение и освоение природной среды». М., 1976, 5—13.

Рассматриваются аспекты нового, разработанного И. П. Герасимовым, метода геоморфологического анализа — морфоструктурного анализа. Выделяются главные категории: морфоархитектура, морфоструктура и морфоскульптура. Теоретические проблемы геоморфологии с позиций рассматриваемого метода.
Библ. 20 назв.

УДК 551.4

Вклад академика И. П. Герасимова в развитие геоморфологии. Чичагов В. П. Сб. «Изучение и освоение природной среды». М., 1976, 14—22.

О новых идеях И. П. Герасимова в области региональных исследований, рельефообразующей роли ряда экзогенных процессов, о разработке идей палеогеоморфологии, структурной геоморфологии и создании концепции о геоморфологическом этапе в развитии Земли.

УДК 551.4:551.24

О соотношении древних и молодых элементов в морфоструктуре платформ. Кормуев С. С. Сб. «Изучение и освоение природной среды». М., 1976, 23—30.

О древней (мезозойского возраста) структуре Сибирской платформы, которая была резче подчеркнута и усилена новейшей тектоникой. Рельеф платформ имеет значительно более древний возраст, чем это предполагалось ранее.
Библ. 23 назв.

УДК 551.4.0.01.3

Морфоструктуры горных стран и принципы их классификации. Думитрашко Н. В. Сб. «Изучение и освоение природной среды». М., 1976, 31—38.

Морфоструктуры горных стран разного типа отличаются по особенностям морфоскульптур. Излагаются требования для классификации морфоструктур горных стран.
Библ. 27 назв. Табл. 1.

УДК 551.4:551.24

Проблема перехода рельефа от центра континента к океану (на примере Монголо-Охотской области). Чичагов В. П. Сб. «Изучение и освоение природной среды». М., 1976, 39—46.

Особенности рельефа Монголо-Охотской области и его происхождение. Определен абсолютный возраст интенсивного вулканизма — палеоцен. От центра Азии к Монголо-Охотской геоморфологической области прослеживается закономерное омоложение морфоструктур и смена морфоскульптур аридного и семиаридного типа — гумидными.

УДК 551.311.1/21

К вопросу о закономерностях развития эрозионных процессов. Доскач А. Г. Сб. «Изучение и освоение природной среды». М., 1976, 47—58.

Рассматриваются особенности эрозионного процесса. Составлена формула, выражающая динамическую модель, взаимодействующих факторов, как стимулирующих, так и тормозящих эрозию. Овражный и балочный типы эрозии и их стадии развития.
Библ. 13 назв.

УДК 551.0.051

Происхождение, перенос и осаждение эолового мелкозема. Кесь А. С., Федорович Б. А. Сб. «Изучение и освоение природной среды». М., 1976, 59—77.

Рассматриваются природные и антропогенные процессы. Природные процессы делятся на космические, эндогенные, экзогенные и биогенные; антропогенные — на сельскохозяйственные, индустриальные, топливные и транспортные. Приводится дальнейшее внутреннее подразделение в пределах этих процессов и их характеристики. Эоловый перенос пыли (скорость, дальность, частота, дифференциация); оседание и накопление мелкозема.
Библ. 37 назв.

УДК 551.311.33

Исследования И. П. Герасимова в области истории развития природной среды. Величко А. А. Сб. «Изучение и освоение природной среды». М., 1976, 78—89.

Развитие концепции исторического подхода к анализу состояния современной географической среды. Палеогеографический метод и его значение для выяснения мобильности условий среды. Комплексный анализ в вопросе сингенетического происхождения лёссов. Развитие на основе новых методов идей палеопедологии. Исследования И. П. Герасимова и его школы на конгрессах ИНКВА, в проблеме «взаимодействие древнего человека и природной среды».

Библ. 18 назв.

УДК 551.794:552.577(571.1)

Голоценовые процессы в Западной Сибири и возникающие в связи с этим проблемы. Нейштадт М. И. Сб. «Изучение и освоение природной среды». М., 1976, 90—99.

Показывается агрессивный характер процесса заболачивания в цифровых данных, приводятся материалы по приросту торфяников (0,21—0,57 мм ежегодно), характер смен природных зон в голоцене. Возможность преобразования больших территорий в освоенные площади в зависимости от типов болот и географической зональности.

Ил. 1. Табл. 2. Библ. 7 назв.

УДК 551.794

Синхронные и метахронные линии развития природных условий голоцена. Хотинский Н. А. Сб. «Изучение и освоение природной среды». М., 1976, 100—107.

На основании радиоуглеродных и палинологических данных рассматриваются климатические колебания на территории атлантико-континентального типа (Русская равнина), континентального типа (Сибирь) и океанического типа (Камчатка, Сахалин). В третьем типе максимум голоценового потепления падает на бореальное время, так же как и в Сибири. Делается вывод о метахронности климатических колебаний.

Ил. 2. Библ 14 назв.

УДК 551.8

Особенности палеогеографического подхода при изучении ископаемых и современных почв. Величко А. А., Морозова Т. Д. Сб. «Изучение и освоение природной среды». М., 1976, 108—122.

Рассматриваются вопросы методики, в том числе микроморфологический анализ, палеомагнитный анализ, вопросы выделения почвенных горизонтов для стратиграфических целей. Значение палеогеографии для палеопочвоведения. Приводится таблица стадийности развития актуально-голоценовых почв.

Табл. 1. Библ. 32 назв.

УДК 551.311.234(571.6)

Особенности аллитного выветривания и почвообразования на островах Приморья и Дальнего Востока. Зонн С. В. (при участии Мусорок Г. П. и Сапожникова А. П.). Сб. «Изучение и освоение природной среды». М., 1976, 123—137.

Прибойное и капельно-импульверизационное увлажнение обусловливает в значительной степени существенные особенности в выветривании и почвообразовании. Рассматриваются изменения минерального и механического состава, валовой химический состав почвы и ила, характер реакции и гумусообразования, формы и подвижность железа. Текст иллюстрируется таблицами химического и минерального состава.

Табл. 8. Библ. 10 назв.

УДК 551.311.234

О некоторых основных вопросах географии почв. Фридланд В. М. Сб. «Изучение и освоение природной среды». М., 1976, 138—149.

Рассматриваются вопросы терминологии, граница понятия «структура почвенного покрова», вопрос о почвенных зонах и зональных почвах, факторы почвообразования. Последние разделяются на сингенетические, протогенетические и эпигенетические.

Библ. 29 назв.

УДК 551.311.234

Взаимодействие почвы и среды: почва-память и почва-момент. Соколов И. А., Таргульян В. О. Сб. «Изучение и освоение природной среды». М., 1976, 150—164.

Рассматриваются скорость и полнота отражения почвой окружающей среды, а также группировка свойств почв по примерной величине их возраста. Формула соответствия «факторы → процессы → свойства». Значение палеогеографии для классификации почв.

Ил. 3. Библ. 14 назв.

УДК 910(—924.8)

Народные географические термины Русской равнины. Мурзаев Э. М. Сб. «Изучение и освоение природной среды». М., 1976, 165—174.

Географические народные названия как источник формирования научных терминов. Приводится ряд топонимических примеров и ареалы их распространения, включающие СССР, славянские страны и некоторые другие.

Библ. 38 назв.

2153

Цена 1 р. 15 к.