

ВОПРОСЫ
ГЕОЛОГИИ
ЧЕТВЕРТИЧНОГО
ПЕРИОДА

ВОПРОСЫ ГЕОЛОГИИ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА

СБОРНИК СТАТЕЙ

Перевод с немецкого

В. Е. ШАНЦЕР

Под редакцией и с предисловием

Е. В. ШАНЦЕРА

53827



И * Л

ИЗДАТЕЛЬСТВО
ИНОСТРАННОЙ ЛИТЕРАТУРЫ

Москва — 1955



EISZEITALTER UND GEGENWART

Jahrbuch der Deutschen Quartärvereinigung

Herausgegeben im Auftrage des Vorstandes

von

PAUL WOLDSTEDT

BAND I

BAND II

ÖHRINGEN-WÜRTT

1951



ПРЕДИСЛОВИЕ

В настоящий сборник вошла часть статей из опубликованных в первых двух томах нового ежегодника «Ледниковый период и современная эпоха» (*Eiszeitalter und Gegenwart*), начавшего выходить в Западной Германии с 1951 г. Этот ежегодник является органом возникшего еще в 1948 г. «Немецкого четвертичного объединения» — научного общества, ставящего себе примерно такие же цели, как и Комиссия по изучению четвертичного периода при Академии наук у нас, в СССР. Общество, возглавляемое известным исследователем четвертичной системы геологом П. Вольдштедтом, за первые три года своей деятельности провело несколько конференций с довольно большим числом участников и с экскурсиями в поле. На конференциях было заслушано всего около 80 научных докладов и сообщений, из которых 37 опубликовано в виде статей в двух вышедших томах ежегодника.

На характере этих статей во многом оказались неблагоприятные условия, сложившиеся в послевоенное время в Западной Германии для развития научных исследований, особенно геологических. Ни в одной из них мы не находим изложения результатов крупных новых геологических работ. Решительно преобладают либо описания мелких частных фактов, либо теоретические рассуждения, основанные на старом фактическом материале и литературных данных. Однако некоторые из этих статей, несомненно, представляют существенный интерес для советского читателя, поскольку в них освещаются важные научные вопросы и они дают возможность составить ясное представление об общем состоянии науки в Западной Германии. Имея это в виду, мы сочли целесообразным издать часть статей из двух первых томов ежегодника в русском переводе.

При подборе статей нами были прежде всего исключены почти все работы археологического и антропологического направления. Отчасти мы руководствовались при этом желанием придать сборнику по преимуществу геологический характер. Но и помимо того большинство статей этого направления не могло заслуживать перевода. Одни из них посвящены предварительным

итогам рекогносцировочных исследований отдельных палеолитических местонахождений и имеют поэтому узко специальный интерес. Другие касаются общих вопросов подразделения палеолита, эволюции его материальной культуры и проблем антропогенеза. Но такие статьи обнаруживают серьезное отставание от уровня археологии и антропологии в СССР и либо вообще не содержат новых для советской науки данных и мыслей, либо излагают явно неверные формалистические и расистские воззрения, давно принципиально отвергнутые нашими учеными. Из данной группы статей мы поместили в нашем сборнике лишь одну — о возрасте верхнего мадлена, поскольку она имеет некоторое стратиграфическое значение и содержит данные о времени проявления молодого вулканизма на Рейне. Из статей других направлений мы также стремились избегать включения в сборник тех, которые касаются слишком частных вопросов. В итоге было отобрано 14 статей, из которых большая часть касается вопросов палеоклиматологии или стратиграфии и меньшая — вопросов геоморфологии и новейшей тектоники.

Мы считаем необходимым остановиться на некоторых принципиальных замечаниях по поводу содержания статей. Первое, что бросается в глаза при знакомстве с большинством из них, — это игнорирование немецкими исследователями распространенного в СССР учения о генетических типах четвертичных отложений. Это серьезный недостаток. Так, например, авторы, как это ясно из самого текста статей, смешивают часть солифлюкционных и часть эоловых отложений с делювиальными. Это приводит, с одной стороны, к явно преувеличеному представлению о степени распространения перигляциальных солифлюкционных образований. С другой стороны, отсюда проистекает недостаточная убедительность ряда представлений о северной границе лесса и об условиях его образования вообще. Создается впечатление, что во многих случаях лессом в Средней Европе называют настоящий делювий, считая его эоловым на основании одного только механического состава. Не менее часто с лессом путают, видимо, верхние суглинистые горизонты древнего аллювия, сложенные пойменными фациями.

Второе, что необходимо отметить, — это нередко бросающуюся в глаза любовь к крайне упрощенным схемам и абстрактно логическим доказательствам, что снижает убедительность аргументации. Это касается, например, статьи П. Вольдштедта о террасообразовании. Несомненным шагом вперед в ней является отход от безусловного признания правильности схемы Пенка — Зёргеля. Но сделав этот шаг, автор обращается далее к отвлеченно геометрическому анализу нарисованных на бумаге идеальных кривых продольного профиля реки, т. е. к тому же методу, которым особенно широко пользовался Зёргель. Вольдштедт совершенно

не учитывает действительной динамики течения реки, разработки дна долины и накопления аллювия, что делает выводы автора не менее натянутыми, чем выводы предшественников, тем более, что приведенные им вскользь факты вовсе не говорят о правильности именно его схемы.

Статьи сборника довольно подробно рассмотрены нами в журнале *Новые книги за рубежом*, № 6, 1954 г., поэтому ограничимся сказанным. Если читатель внимательно вникнет в их содержание, он сам заметит в них ошибочные и спорные положения, но несмотря на это, он получит из их чтения и ценные данные. Надо, например, подчеркнуть, что из материалов статей сборника можно обнаружить далеко идущее и явно не случайное сходство четвертичных отложений Средней Европы и европейской части СССР. Это относится, например, к условиям залегания и пыльцевым диаграммам ряда межледниковых и межстадиальных торфяников, к количеству и даже характеру смены горизонтов погребенных почв в лёссах и лёссовидных суглинках и т. д.

Надеемся, что сборник принесет пользу исследователям четвертичных отложений СССР.

E. Шанцер.

Ю. БЮДЕЛЬ

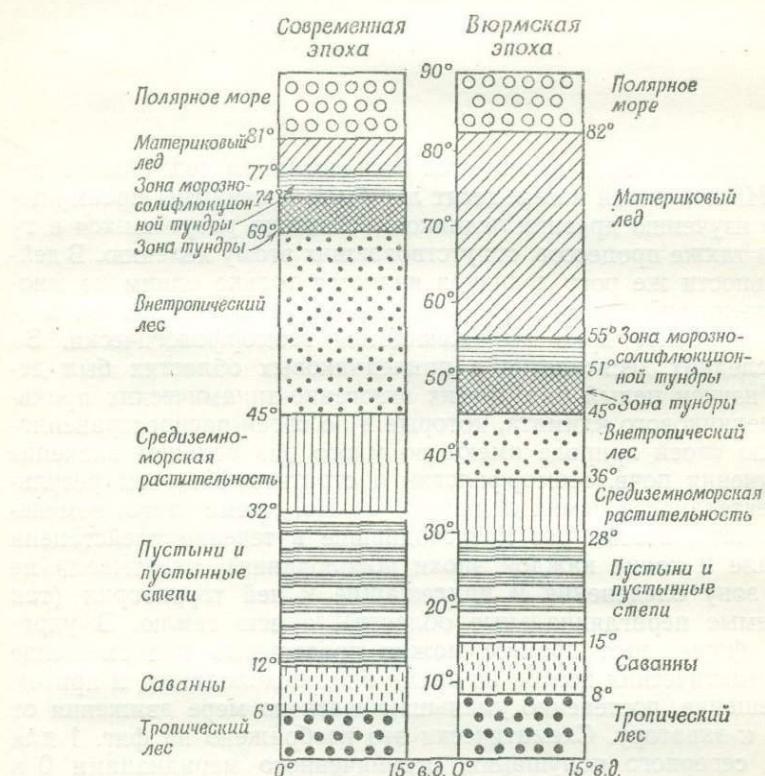
КЛИМАТИЧЕСКИЕ ЗОНЫ ЛЕДНИКОВОГО ПЕРИОДА

Уже сто лет наука занимается исследованием ледникового периода. Из них почти восемьдесят лет были посвящены преимущественно изучению древних ледников, гигантски разросшихся в ту эпоху, а также процессов, сопутствовавших этому явлению. В действительности же рост ледников является только одним из многих последствий климата ледникового периода, правда последствием, наиболее ярко выраженным геоморфологически. За два последних десятилетия в приледниковых областях было детально изучен целый ряд других экзогенно-динамических проявлений ледникового климата, которые и по своей распространенности, и по своей природе имеют во много раз большее значение для изучения почв, геоморфологии и стратиграфии, чем результаты деятельности самих ледников [2]. Но, кроме этого, изменения климата, восемь раз происходившие в течение плейстоцена (в начале и конце каждой эпохи похолодания), охватывали не только зону оледенения и прилежащие к ней территории (так называемые перигляциальные области), а всю землю. В упрощенной форме этот процесс можно представить как смещение всех климатических поясов во время эпох похолодания, и притом как смещение, постепенно уменьшающееся по мере движения от полюса к экватору. Схематически это изображено на фиг. 1 для сектора северного полушария, ограниченного меридианами 0° и 15° в. д.

Но вследствие подобного перемещения областей атмосферной циркуляции происходило не просто изменение широтного положения климатических зон, тождественных современным. Пояса со сходной циркуляцией попадали в иные широты и уж, во всяком случае, в иной радиационный климат, чем теперь. Их протяженность по широте частично отличалась от современной. Области суши, которые ими теперь пересекались, по-другому были расположены по отношению к морям, имевшим другие очертания. Поэтому невозможно исчерпывающе представить себе климат ледникового периода с самого начала, исходя из современного климата и изменив лишь один какой-нибудь климатический

элемент или даже лишь один какой-нибудь цифровой показатель (например, допустив снижение средней годовой температуры на 7 или 8° С).

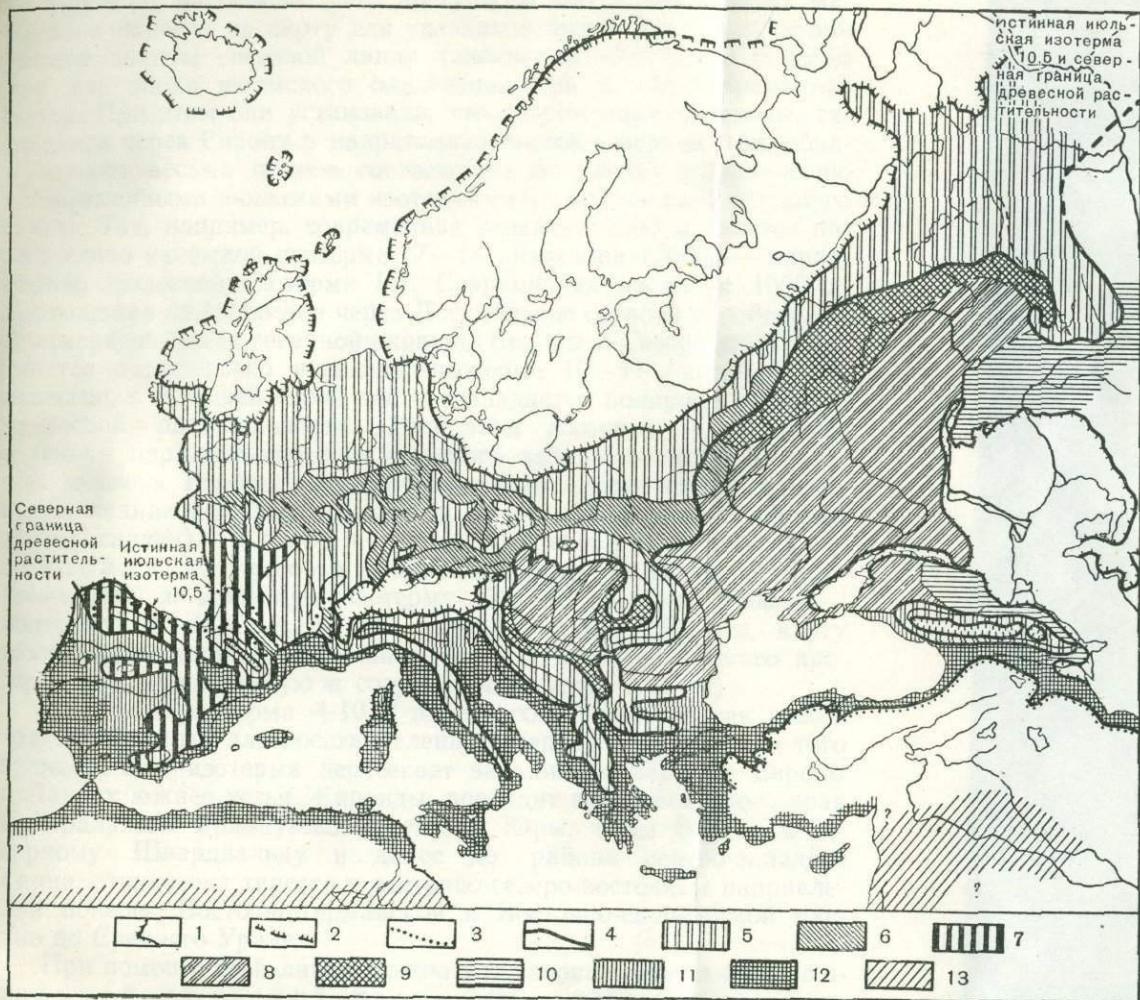
Наоборот, мы приходим к представлению о климатических зонах ледниковых эпох, которые во многих отношениях отличались от современных климатических зон; каждую



Фиг. 1. Смещение мировых климатических зон в вюромскую ледниковую эпоху.

Показано среднее широтное положение этих зон в секторе между 0 и 15° в. д. Все площади, занятые морем, исключая Полярный бассейн, отнесены к соседним с ними климатическим поясам суши.

зону можно охарактеризовать лишь целым комплексом климатических показателей. Чтобы воссоздать эти комплексы, следует собрать воедино все, какие только возможно, следы, оставленные ледниковым климатом, взаимно дополняющие друг друга. Последующее изложение касается прежде всего ледниковой



Фиг. 2. Климатические зоны Европы в вюрмскую ледниковую эпоху.

1—береговая линия ледниковой эпохи (зубцы направлены к воде); 2—материковый лед (зубцы направлены ко льду); 3—истинная июльская изотерма +10,5°; 4—северная граница древесной растительности; 5—морозно-солифлюкционная тундра; 6—лесосавая тундра; 7—кустарниковая тундра и лесотундра; 8—лесосавая степь; 9—лесосавая лесостепь; 10—пограничная зона лессовых степей ближе неопределенного облика; 11—внетропический лес (сосна, береза, ива); 12—внетропический лес с теплолюбивыми летнезелеными лиственными деревьями; 13—средиземноморская растительность.

Европы и соседних с ней областей, так как здесь имеются наилучшие предпосылки для подобного исследования.

Бруш [1] на основе всего доступного для использования материала нанесла на карту для указанной выше территории линии равной высоты снеговой линии (изохионы). Это было сделано как для эпохи вюрмского оледенения, так и для современной эпохи. При этом она установила, что современные изохионы, тянувшиеся через Европу в направлении восток-северо-восток, обнаруживают весьма полное соответствие по своему направлению с современными июльскими изотермами (приведенными к уровню моря). Так, например, современная изохиона 2000 м тянется параллельно июльской изотерме 17—18°, изохиона 1500 м — параллельно июльской изотерме 14°. Современная изохиона 1000 м, проходящая от Исландии через Лофотенские острова и побережье Финмаркена вдоль северной окраины Европы к Северному Уралу, тянется параллельно июльской изотерме 10—11°, которая, как известно, в большей своей части совпадает с полярной границей древесной растительности. При этом изотермы и изохионы остаются параллельными от морского запада до континентального востока Европы. Отсюда можно был сделан вывод, что во время ледниковых эпох (несмотря на несколько иное распределение осадков) июльские изотермы также соответствовали изохионам. Если провести по тогдашней изохионе 2000 м июльскую изотерму 17°, по изохионе 1500 м — изотерму 14° и т. д., то мы получим, таким образом, карту июльских изотерм ледниковой эпохи для всего изучаемого пространства (приведенную к современному уровню моря).

Июльская изотерма +10,5° имеет особый интерес как исходная предпосылка для восстановления северной границы леса того времени. Эта изотерма пересекает западное побережье Европы в Ландах южнее устья Жиронды, проходит вдоль северного края Центрального Французского плато и Юры, через Вогезы к северному Шварцвальду и далее до района северо-западнее Гарца, откуда она тянется в восточно-северо-восточном направлении поперек Восточно-германской и Восточно-европейской равнин до Среднего Урала.

При помощи этой линии можно восстановить ход действительной июльской изотермы +10,5° для ледниковой эпохи, только внеся поправку на рельеф из расчета 0,5° на 100 м (на фиг. 2 исправленная июльская изотерма показана во Франции жирным пунктиром, а далее на восток, где она почти полностью совпадает с границей древесной растительности, — сплошной жирной чертой). Исправленная изотерма на Атлантическом побережье проходит также у устья Жиронды, но затем огибает южный край Центрального Французского плато и вдается в долину Роны на север не далее чем до окрестностей

Лиона. В то же время она охватывает в виде обособленных участков Пиренеи и остальные горы Иберийского полуострова. Подобным же образом эта линия спускается далеко к югу в области Апеннин и динарско-балканских гор. Отсюда она вновь возвращается непосредственно к южному и восточному подножью ледниковых Альп, заходя заливом через Венские Ворота вплоть до южной Моравии, и огибает всю систему Карпат до верхнего течения Днестра. Здесь эта линия круто поворачивает на восток, дугой огибает Подольское плато и от его северного края в окрестностях Житомира протягивается на довольно большом расстоянии параллельно изотерме, приведенной к уровню моря (т. е. почти независимо от особенностей рельефа), через всю Восточно-европейскую равнину до Среднего Урала, где она еще раз выгибается к югу, а затем тянется примерно между 57° и 59° с. ш. Здесь ее можно проследить лишь очень приближенно через Западную Сибирь дальше на восток.

Этой истинной июльской изотерме вюрмской ледниковой эпохи, судя по аналогии с современными соотношениями, должна достаточно хорошо соответствовать и северная граница древесной растительности того времени. Для подобного сопоставления большое значение имеет при этом еще и установленный Фирбасом [11] факт, что, по крайней мере в горах Средней Европы, понижение границы древесной растительности в ледниковые эпохи было более значительным, чем понижение снеговой линии. Июльская изотерма +10,5°, воспроизведенная нами для вюрмской ледниковой эпохи на основании понижения снеговой линии, очевидно, представляет собой, таким образом, лишь самое крайнее северное положение, которое только могла занимать тогда граница древесной растительности. Истинная граница древесной растительности должна была проходить повсюду несколько южнее, но никак не севернее этой линии.

Такой вывод особенно наглядно подтверждается всюду там, где вюрмскую северную границу древесной растительности, или, что то же, южную границу безлесной тундры, можно определить другими путями — палеоботаническим, палеогеоморфологическим, литологическим. Во всех местах, где проводились подобные наблюдения, действительная северная граница древесной растительности оказывалась лежащей либо непосредственно южнее линии, построенной нами чисто палеоклиматологическим путем (по депрессии снеговой линии), либо почти точно совпадающей с ней. При современном состоянии изученности вопроса можно сказать, что первое характерно для внешней приатлантической окраины материка (западнее Центрального Французского плато), второе — для всего остального пространства, вплоть до верхнего течения Волги и Среднего Урала. Что касается Западной Франции, то я [4] в соответствии с французскими исследователями придер-

живался вначале мнения, особенно отстаивавшегося Кайе [6, 7], что здесь леса господствовали еще севернее Западных Пиренеев, почти до самой Гаронны. Между тем новые исследования показали, что это не так (письменное сообщение Кайе). Вся область между Гаронной и Пиренеями столь изобилует вюрмскими морозобойными трещинами, солифлюкционными¹ явлениями и другими признаками чрезвычайно холодного тундрового климата, что там могла быть в лучшем случае лесотундра, а сомкнутый, высокостволовый лес начинался только южнее Западных Пиренеев на Иберийском полуострове. На иберийском побережье Атлантики сомкнутый лес по тем же причинам не мог проникать севернее мыса Финистер. На теплом же иберийском побережье Средиземного моря лес заходил гораздо дальше на север. Он охватывал также современную средиземноморскую Францию, Лангедок и Прованс и доходил по южному подножью Центрального плато и Провансальских Альп вплоть до июльской изотермы +10,5°, которую мы выше определили по депрессии снеговой линии. Исследования, проведенные у северного и южного подножья Альп, в Моравии и Венгрии, в Балахии и особенно в Восточной Европе между Днепром и Уралом, также показали, что северная граница древесной растительности вюрмской ледниковой эпохи, устанавливаемая путем пыльцевых анализов, здесь везде почти точно совпадает с упомянутой изотермой. Следовательно, выводы, полученные разными путями, чрезвычайно хорошо совпадают друг с другом.

На атлантическом побережье определенная таким образом северная граница древесной растительности вюрмской ледниковой эпохи отстоит примерно на 1000 км от ближайшего пункта материкового льда, в то время как в районе верхней Волги граница оледенения и граница древесной растительности почти соприкасаются. Это показывает, что положение последней в то время не определялось вторичным охлаждающим влиянием глетчерного льда и что оба явления (депрессия снеговой линии, т. е. расширение площади материкового льда, и смещение к югу полярной границы леса) зависели от одной и той же первичной климатической причины. Так как увеличение зимних осадков может привести только к депрессии снеговой линии, но отнюдь не к смещению границы леса, то приведенные данные являются дальнейшим доказательством того, что при упоминании о первичных климати-

¹ В оригинале — «Fließerde», что, вообще говоря, обозначает солифлюкционные накопления («солифлюкционный делювий» или «солифлюкций» советских авторов), и всюду далее термин «Fließerde» будет переводиться этим выражением. Однако необходимо заметить, что в немецкой геологической терминологии отсутствует термин «делювий» и немецкие геологи вообще не различают этого генетического типа (см. прим. 2 на стр 25). Очень часто образования, описываемые ими как «Fließerde», являются, повидимому, настоящим делювием. — Прим. ред.

ческих причинах холодных эпох речь идет именно о процессе похолодания и в первую очередь о понижении летних температур. Этот процесс проявлялся на всей поверхности земли не в одинаковой степени, но в одинаковом направлении. Он неодинаково влиял на осадки в различных климатических зонах, и во время ледниковых эпох их могло выпадать и меньше и больше, чем сейчас.

Еще одним указанием на характер ледникового климата является взаимоотношение между северной границей древесной растительности того времени и площадью распространения лёсса в Европе. На основании накопившегося нового геоморфологического, стратиграфического и палеоботанического, главным образом русского, материала можно резко противопоставить друг другу области возникновения лёсской пыли и области отложения лёсса по их основным климатическо-морфологическим чертам. Вслед за Дюккером [9] мы считаем областями образования лёсской пыли не только древние речные долины и зоны развития морен, но и все бедные растительностью морозно-солифлюкционные тундры, характеризующиеся интенсивными мерзлотными деформациями грунта (т. е. постоянным образованием тонкозернистого материала с размерами частиц, близкими к лёсской пыли [3]). В Европе того времени подобные тундры не были редкостью. Областями отложения лёсса могли быть, наоборот, только густо заросшие разнотравные и злаковые сухие степные луга, совершенно безлесные или же лишь с очень редкой высокоствольной древесной растительностью, которым были одновременно свойственны лишь слабые мерзлотные деформации почвы. Поэтому огромная европейская лёссовая область соответствует единому растительному поясу, напоминавшему степь. Она начинается на востоке, где между Кавказом и Средним Уралом расположено ее широкое основание, и, клинообразно суживаясь далее на запад, вдается узким острием в Северную Францию и Бретань. Восстановленная нами выше северная граница леса пересекает этот лёсsovый клин на отрезке Венские Ворота — верховье Днепра. По направлению к полюсу от этой линии (в данном случае на северо-запад) древесная растительность отсутствовала из-за слишком низких летних температур. В сторону к экватору (т. е. на юго-восток) древесная растительность отступала далеко на юг в силу слишком малого количества осадков, в особенности летних. Часть обширного лёссowego клина, лежащая к полюсу от границы леса, обозначена нами как «лёссовая тундра», а часть, лежащая в сторону к экватору, — как «лёссовая степь» (фиг. 2). Несмотря на несколько более богатую флору и фауну лёсской степи, обе эти зоны должны были быть сходными друг с другом по общему характеру растительности и в особенностях по своим климатическим и морфологическим чертам.

Острие степного клина, внедряющегося из Азии в Европу, находится в современную эпоху в Подолии, Валахии, и, пожалуй, сюда относятся еще эдафически обусловленные степные острова Альфельда. Тогда же этот клин расширялся далеко к северу и западу. В Бретани он достигал атлантического побережья и всюду западнее линии Венские Ворота — верховье Днепра располагался ближе к полюсу, чем граница древесной растительности. Западнее Венских Ворот граница древесной растительности совпадала в то время с границей леса. Восточнее обе эти линии далеко расходились. Граница древесной растительности благодаря жаркому континентальному лету поднималась на север почти до 57° , а сомкнутый лес из-за бедности осадков отступал далеко на юг, почти до современной области средиземноморской растительности. Между обеими линиями в дунайских странах и во всей Средней и Южной России лежала область лёссовых степей. Как показали пыльцевые анализы Гричука [16], встречавшаяся здесь местами древесная растительность становилась несколько гуще на влажной северной окраине лёсовой степи (в непосредственной близости от восстановленной нами границы древесной растительности). Здесь начиналась «лесостепь», которая по ту сторону границы древесной растительности быстро переходила, однако, в лесотундру, а затем, непосредственно перед материковым льдом, в настоящую арктическую морозно-солифлюкционную тундру. Эта узкая полоса лесостепи и лесотундры, расположенная по обе стороны границы древесной растительности, тянулась от верховий Днепра у Чернигова через Москву и верхнюю Волгу (между устьями Костромы и Ветлуги) вплоть до Среднего Урала в районе Молотова. Она была тогда единственным остатком пояса бореальных лесов, который сейчас отделяет южнорусские степи от северорусской тундры полосою минимум в 1100 км ширины.

Западнее линии Венские Ворота — верховье Днепра граница древесной растительности и граница леса отступали к югу от лёсского пояса, который превращался таким образом в лёсовоую тундру. Северная граница последней протягивалась от северных окраин Подольского плато через Прикарпатье и среднеевропейскую зону предгорных плато до берегов Ламанша около Дюнкерка и дальше, по сухому в то время шельфу Ламанша, к Бретани. Вдоль этой линии лёсовая тундра непосредственно примыкала к морозно-солифлюкционной тундре, покрывавшей тогда в виде обширной сомкнутой полосы Среднюю Польшу, среднюю часть северной и всю северо-западную Германию, Нидерланды, осушившиеся части Северного моря и Южную Англию вплоть до края материкового льда. Северная граница лёсса со стороны этой зоны, как известно, чаще всего отбивается очень четко. Если бы она являлась, как следует из распространенных представлений, чисто динамической границей, связан-

ной с развеянием молодых ледниковых песков и морен, то такая четкость очертаний была бы трудно объяснимой. В таком случае непонятным было бы прежде всего, почему лёссовый покров не начинается сейчас же по ту сторону верхнечетвертичных приледниковых долин на высоких и сухих моренных плато Шлезвиг — Голштении, севера Нижней Саксонии и северных Нидерландов. Вместо этого он начинается лишь на 100—500 км южнее. Поэтому я вижу в его северном рубеже климатически-морфологическую границу. Несомненно, много лёсовой пыли выпадало и севернее этой линии, но образованию сплошного покрова эоловых осадков препятствовали напряженные процессы сноса, господствовавшие в бедной растительностью морозно-солифлюкционной тундре.

Насколько сильны были эти процессы сноса, проявлявшиеся в форме мерзлотных деформаций и соилифлюкции, смыва и разведения, ясно вытекает из посвященных этому вопросу исследований Гриппа [15], Дюккера [9], Флёршютца [12], Леманна [19] и особенно из новых данных Рихтера (см. статью Рихтера в настоящем сборнике). Резко очерченная северная граница лёсса соответствует линии равновесия, у которой в силу постепенно нарастающего к югу смягчения климата становилось возможным возникновение сомкнутой дернины из тундровой, разнотравной и злаковой растительности, в зоне развития которой сразу же резко заглушались мерзлотные деформации и все другие процессы сноса (это происходило прежде, так же как происходит это и в современной Арктике [3]). Здесь становилось возможным и отложение лёсского покрова.

Граница лёсса действительно обусловлена климатически; это следует из того, что она, как и всякая другая климатически обусловленная северная граница, подобно границе высотных климатических зон прослеживается в горных областях, постепенно повышаясь в сторону к экватору. В горах Средней Германии эта верхняя граница лёсса во многих местах может быть четко прослежена. Как и требуется теоретически, она здесь повышается (подобно остальным границам высотных поясов) в северо-северо-западном направлении от 300 м в Везерских горах до 600 м у северной окраины Альп. Граница лёсса проходит при этом почти параллельно снежной линии ледниковой эпохи, повышающейся в том же направлении, но лежащей примерно на 800 м выше. Она делит, таким образом, весь промежуток между границей леса того времени и снежной линией еще на две климатические и морфологические зоны, точно так же, как это наблюдается в современной Арктике. На более высокой «морозно-солифлюкционной» ступени Средне-Германских гор ледниковой эпохи, в зоне более сурового климата, образованию лёсса препятствовали крайне напряженная солифлюкция и интенсивный плоскостной смыв на склонах. Здесь мы повсюду находим ископаемые по-

кровы солифлюкционных накоплений и намытых со склонов щебнистых наносов¹ [2]. В глубоких межгорных котловинах мы, наоборот, встречаемся с мощными залежами лёсса без каких-либо прослоев более грубого материала. Здесь, на нижележащей густо заросшей «тундровой ступени» ледниковой Средней Европы, сомкнутый растительный покров мешал сильному проявлению солифлюкции и делал возможным отложение лёсса. Между этими двумя ступенями на средних высотах располагалась зона их взаимодействия, где встречаются совместно, с одной стороны, лёсс, а с другой — солифлюкционные накопления, шлейфы намытых со склонов щебенчатых отложений и грубые перевеянные пески, нередко переслаивающиеся друг с другом (о чрезвычайно типичной форме этого переслаивания см. ниже). Таким образом, верхняя граница лёсса является одновременно нижней границей интенсивной солифлюкции.

Далее в сторону экватора, на влажной западной окраине Европы, сухая лёсsovая тундра переходила в безлёссовую лесотундру, охватывавшую, повидимому, Среднюю Францию между盧арой и Гаронной и достигавшую, наконец, в полосе современного средиземноморского побережья Франции полярной границы леса. Сомкнутый высокоствольный лиственный или смешанный лес современного среднеевропейского типа в ледниковую эпоху был почти полностью ограничен в своем распространении средиземноморскими странами, очевидно и тогда относительно теплыми и обильно орошавшимися дождями. Таким образом, пространство между северной границей леса и границей льдов было тогда не только значительно шире, чем современная узкая полоса тундры на северной окраине материка, но и имело качественно иной облик. Благодаря тому, что здесь холодные степные пространства непосредственно соприкасались с сухими степями, эта полоса была гораздо более сложно расчленена. Сочетая в себе доступные методы исследования, можно различить в ее пределах пять крупных морфолого-климатических, а одновременно и ботанико-географических зон: морозно-солифлюкционную тундру, лесотундру, лёсsovую тунду, лёсsovую степь и лёсsovую лесостепь. Удаётся в основных чертах установить и их взаимное расположение (фиг. 2).

Выясняющиеся таким образом закономерности распространения лёсса указывают на его отложение под влиянием преимущественно западных ветров. Это вытекает и из местного относительного понижения снеговой линии ледниковой эпохи на западных склонах всех европейских гор. Подтверждается это

¹ Термин «щебнистые наносы» (*Abschlagschutt*) в данном случае примерно соответствует русскому термину «делювий», но не является тождественным ему, так как под ним, очевидно, понимаются частично также и осипные и пролювиальные накопления. — Прим. ред.

также и тем фактом, что в Европе, наоборот, все скопления перевеянных песков и дюн, возникшие во время максимума последнего оледенения и в позднеледниковое время, развиты только по восточным сторонам ледниковых речных долин, являющихся для них поставщиками песка. Если лёсс навевался более слабыми ветрами, то, чтобы привести в движение песок, необходимы были сильные бури. Если, судя по этому, и в холодные эпохи наиболее сильные ветры дули именно с запада, то, следовательно, и тогда мощные штормовые циклоны пересекали Европу по естественным путям их движения (примерно вдоль южного края материкового льда, вдоль северного края Альп и по различным путям через Средиземное море). Распределение реликтов перевеянных песков времени максимума последнего оледенения и позднеледникового возраста свидетельствует о том, что направление самых сильных ветров, наиболее активных по своей морфологической роли, в Средней Европе должно было до деталей походить на нынешнее, а именно: западные ветры господствовали в области верхнего течения Рейна, в Северной Германии и Польше, северные ветры — в северо-восточном Альфельде (Ньиршег) и, наконец, северо-западные, северо-северо-западные и почти северные ветры — над Дунайско-Тиссенским междуречьем и Паннонской низменностью. В этих последних районах весьма ясно можно рассмотреть по дюнам и дюнным долинам, что ветры, почти радиально расходясь от Венских Ворот, вновь приобретали направление, близкое к северному, по мере приближения к восточному окончанию Альп. Это обстоятельство особенно ясно выражает влияние Альпийских гор на циклоны, часто следовавшие вдоль их северного края и затем поворачивавшие в Венгрию ([8], особенно карты 7 и 11). При этом можно предположить, что столь ясно выраженное западное влияние на погоду в ледниковую эпоху имело место реже, чем сейчас, а восточные влияния при высоком давлении и большей частью слабых восточных ветрах сказывались чаще, особенно зимою. Важно, однако, что общий механизм явлений погоды того времени был, очевидно, тем же, что и в современную эпоху. Если западные ветры и были в Средней Европе более редкими, то в то же время они были и единственными, приносившими с собою снег и приводившими в движение массы песка, формируя еще в позднеледниковое время материковые дюны в их современной форме. Восточные и северные ветры принимали участие только в переносе легкой лёссовой пыли (эти ветры были суще, см. [17]).

Этот вывод находится в полном согласии с тем выше обоснованным положением, что северная граница древесной растительности, а также и граница лёсса не обнаруживают никакой зависимости от вторичного климатического воздействия материкового льда. Очевидно, господствовавшие тогда планетарные западные

ветры пересиливали это местное влияние. Они могли проходить над материковым льдом подобно тому, как сейчас циклоны часто внедряются в область гренландского льда достаточно далеко, чтобы сбросить с его поверхности всегда лишь очень тонкий слой холодного воздуха. Последний растекается к краям ледникового покрова, но никогда не оказывает влияния на погоду сколько-нибудь далеко в окружающей области [14, 18]. Данные Дюккера [9] и других о распространении вечномерзлых почв в ледниковую эпоху еще более ярко свидетельствуют, что климат того времени не зависел от льдов. Вечномерзлые почвы господствовали в областях древних морен и во всей морозно-солифлюкционной зоне как во время наступления, так и во время максимального развития последнего оледенения. Но сейчас же вслед за этим мерзлотные явления резко сократились. Правда, мы находим следы сильных мерзлотных деформаций под молодыми ледниками отложениями. Однако на молодых моренах они очень незначительны, хотя ледниковый щит далеко не полностью распался после первого отступления от конечных морен бранденбургской стадии. Наоборот, он еще долго сохранялся и во время франкфуртской и померанской стадий и имел, в общем, еще те же размеры и форму, что и прежде.

Недавно Тролль [21] на основании этих данных с полным правом пришел к выводу, что климатический перелом от времени максимума последнего оледенения к позднеледниковому времени произошел весьма быстро еще тогда, когда ледниковый край только что достиг своего крайнего положения или даже незадолго до этого. Ледник застал уже готовым климат вечной мерзлоты, а не создал его заново. Первичное охлаждение атмосферы было главным и определяющим процессом, от которого зависели все явления ледниковой эпохи, в том числе смешение климатических поясов, включая и увеличение ледников. Растительность, водный режим, процессы почвообразования и морфогенеза быстро реагировали на наступивший в конце каждой холодной эпохи перелом климата, предвещавший приближающееся теплое время. Небольшие области оледенения также за довольно короткий срок отвечали на потепление климата соответствующим ему отступлением льдов. Большие же массы материкового льда реагировали гораздо медленнее. Временами они достигали даже наибольшего распространения, когда стадия наибольшего похолодания была уже пройдена. Но все же массы северных полярных материковых льдов, последний остаток которых представляет гренландский материковый лед, в общем разрастались во время холодных эпох и уменьшались во время теплых. Антарктический материковый лед, лежащий и сейчас почти полностью выше снеговой линии, повидимому, относился к изменению климата еще более своеобразно. По Мейнар-

дусу (1925, 1928)¹, лед не мог получать никакого добавочного питания в холодные эпохи, отличавшиеся, скорее всего, пониженной атмосферной циркуляцией, так что в итоге он разрастался как раз в теплые периоды. Если предположить, что последние соответствовали межледниковым эпохам северного полушария, то мы получим столь сильное запоздание в колебаниях площади антарктических льдов по отношению к смене теплых и холодных эпох в течение плейстоцена, что оно равносильно прямо обращенному ходу процесса в сравнении с остальным миром.

Итак, материковый лед реагировал на повышение температуры во время ледниковой эпохи наиболее замедленно среди всех других элементов физико-географической среды. Поэтому колебания его края не могут служить абсолютным мерилом при подразделении холодных эпох на отдельные отрезки. Между тем до сих пор в качестве такого мерила использовались исключительно фазы наступления и отступания материкового льда. Они оказались весьма пригодными для стратиграфического подразделения отложений эпох похолодания, возникших в областях непосредственного воздействия льда. Однако еще вопрос, насколько эти фазы действительно совпадали с чисто климатическими фазами холодных эпох. Следует искать иные абсолютные климатические мерила времени. Пока не удалось разделить холодные эпохи на отдельные климатические фазы при помощи пыльцевого анализа, подобно весьма известному подробному климатическому подразделению послеледникового времени и двух последних межледниковых эпох (см. статьи Вольштедта, Райна и Зелле и Фирбаса в настоящем сборнике).

Но имеется еще один путь. Так, вблизи упоминавшейся выше верхней границы лесса, где он пересланывается с солифлюкционными образованиями или намытыми со склонов песками, наблюдаются всегда одни и те же своеобразные взаимоотношения между этими обоими ископаемыми составляющими грунта. В подобных разрезах никогда не бывает равномерной перемежаемости прослоев сверху донизу. Наоборот, в основании подобной серии слоев, отвечающих вместе какому-то определенному отрезку времени, обычно залегают солифлюкционные образования. Выше следует промежуточная зона, в которой тонкие горизонтальные слои лесса чередуются попаременно либо опять с прослойками солифлюкционных накоплений, либо с отдельными прослойками навеянного ветром или намытого песка. Завершается разрез вначале тонко горизонтально-слоистым и лишь затем настоящим нормальным лессом с вертикальной отдельностью. Имеются, однако, и такие разрезы, в которых поверх базальных

¹ Автор здесь, так же как и в некоторых случаях ниже, не дает более точной библиографической ссылки. — Прим. ред.

солифлюкционных образований безо всякой промежуточной зоны переслаивания по резкой границе непосредственно залегает лёсс, вначале горизонтально-слоистый, а затем кверху все более чистый и вертикально-трещиноватый. Если несколько горизонтов лёсса разного возраста залегают друг над другом, как в разрезах, описанных Шёнгальсом (см. статью Шёнгальса в настоящем сборнике), то и здесь в случае наличия прослоев солифлюкционных накоплений они всегда залегают в основании каждой лёсовой толщи. Непосредственно выше следует лёсс, и только уже на нем образована почва следующей теплой эпохи. Над этим горизонтом выветривания вновь лежит базальный слой солифлюкционных накоплений новой эпохи похолодания.

До сих пор ни разу не наблюдалось, чтобы хотя бы один из горизонтов лёсса непосредственно (т. е. без промежуточного горизонта выветривания) покрывался солифлюкционными накоплениями той же самой холодной эпохи. Поскольку, наоборот, слои этого типа всегда чередуются, можно сказать, что каждая холодная эпоха закономерно начинается с образования солифлюкционных накоплений и оканчивается накоплением лёсса. В этом выражается закономерность общего значения. Ее, пожалуй, можно объяснить лишь тем, что каждая «ледниковая эпоха» распадается климатически на два отрезка.

Первый отрезок, вероятно, отличался более холодным летом, но наверняка и более влажным климатом океанического типа. В это время солифлюкция охватывала еще внутренние районы Средней Европы, а условия для лёссообразования были неблагоприятны (недостаточная сухость климата и отсутствие сомкнутого растительного покрова степного типа). Затем следовал второй отрезок — сухое лёсное время с наиболее сильной деятельностью ветров и, вероятно, с одновременным быстрым расселением степного типа растительности лёсовой тундры или, пожалуй, что то же самое, с более континентальным общим обликом климата. Первый, влажный и холодный период начала ледниковой эпохи был, видимо, и временем разрастания громадных масс материкового льда. Второй, более сухой, был временем их максимального развития. Вслед за ним наступал, наконец, третий период, период вновь более теплого и влажного позднеледниковья, в основном являвшегося временем таяния ледника.

Подобное же подразделение на несколько фаз устанавливается и в развитии вюрмских долин, если не считать долин чисто ледникового происхождения. Широкие днища таких речных долин, образовавшиеся в ледниковую эпоху вследствие привноса громадных масс обломочного материала, всегда отличаются слегка вогнутым поперечным профилем, указывающим на единую для

обширных пространств эпохи аккумуляции [2]. В пределах этих широких днищ, как показали исследования, проведенные в нижнесаксонских горах Меншингом, можно выделить два уровня нижней террасы. Более древний и широкий уровень образует хорошо морфологически выраженную «верхнюю ступень нижней террасы», поднимающуюся приблизительно на 8—10 м над современным урезом рек и лишь частично заливаемую в самые высокие половодья. Более низкая и узкая «нижняя ступень нижней террасы» располагается всего на 3—5 м над уровнем рек и, как правило, заливается в высокое половодье. В связи с этим поверх базального горизонта галечников, относящегося к ледниковой эпохе, она обычно несет позже накопившийся покров голоценовых пойменных суглинков. Обе нижние террасы, видимо, отвечают различным климатическим fazам последней холодной эпохи. Поскольку и «верхняя ступень нижней террасы» всюду совершенно лишена лёссового покрова, она должна быть моложе раннеледникового времени интенсивной солифлюкции. Поэтому она, вероятно, синхронна лёссовому времени эпохи максимума оледенения; тогда «нижняя ступень нижней террасы» соответствует, повидимому, позднеледниковому времени. За это говорит также то, что она ограничена в своем распространении только главными и наиболее крупными боковыми долинами, отсутствуя по притокам второго порядка. Очевидно, с начала ее образования прошло слишком мало времени, чтобы попутная донная эрозия успела проникнуть вверх по течению вплоть до наиболее мелких разветвлений речной системы. Значительно раньше началось послеледниковое время, когда стали проявляться совершенно иные процессы разработки долин, характерные для современной геологической эпохи. Отсюда понятно, почему днища вершинных разветвлений эрозионной сети в Средне-Германских горах часто «висят» над дном более крупных долин. Во многих случаях подобные приувильевые перепады достигают 15 м высоты. Из ныне сохранившихся элементов морфологии долин вюрмской эпохи в раннеледниковое время были заложены, очевидно, лишь мульдообразные верховья мелких долинок (коррозионные долинки, делли). На склонах более крупных долин они развиты только выше «верхней ступени нижней террасы». Прослеживаемые вдоль их дна языки солифлюкционных образований местами уже перекрыты лёссами и, следовательно, в лёссовое время, т. е. в эпоху максимума оледенения, уже не двигались.

Более подробное подразделение вюрмской ледниковой эпохи на отдельные климатические фазы было уже сделано мною в другом месте [5].

Настоящая статья должна была показать, в первую очередь, что комплексное использование всех доступных истолкованию следов прежнего климата позволяет достигнуть гораздо более рез-

кого пространственного расчленения климатических зон ледниковой эпохи. Она должна была показать также, что подобный метод делает возможным хронологическое подразделение вюрмской эпохи, независимое от замедленного развития масс материковых льдов.

ЛИТЕРАТУРА

1. Brusich M., Die Höhenlage der heutigen und der eiszeitlichen Schneegrenze in Europa, Vorderasien und Nordafrika, *Gött. Geogr. Abh.*, 1949.
2. Büdel J., Die morphologischen Wirkungen des Eiszeitklimas im gletscherfreien Gebiet, *Geol. Rundsch.*, 34, 1944.
3. Büdel J., Die Klima-morphologischen Züge der Polarländer, *Erdkunde*, 2, 1—3 (1948).
4. Büdel J., Die räumliche und zeitliche Gliederung des Eiszeitklimas, *Die Naturwiss.*, 5, Heft 4 (1949).
5. Büdel J., Die Klimaphasen der Würmeiszeit, *Die Naturwiss.* (1950).
6. Cailleux A., Les actions éoliennes periglaciaires en Europe, *Mem. Soc. Géol. Fr.*, nouv. sér. XXI, n. 46, Paris (1942).
7. Cailleux A., Études de cryopédologie, *Publ. Expéd. polaires franç.*, Paris, 1948.
8. Defant A., Die Windverhältnisse im Gebiete der ehemalig. österreichisch-ungarischen Monarchie, *Jahrb. d. Zentralanst. f. Met. und Geodynamik*, N. F., 57, Wien, 1924.
9. Dücke A., Die Windkanter des norddeutschen Diluviums in ihren Beziehungen zu periglazialen Erscheinungen und zum Decksand, *Jahrb. d. Preuß. Geol. Landesanst.*, 54 (1933).
10. Dücke A., Über Strukturboden im Riesengebirge. Ein Beitrag zum Bodenfrost- und Lößproblem, *Z. deutsch. Geol. Ges.*, 89 (1937).
11. Firbas F., Vegetationsentwicklung des Klimawandels in der mitteleuropäischen Spät- und Nacheiszeit, *Naturwiss.*, 27 (1939).
12. Florschütz F., Über spätpleistozäne Flugsandbildungen in den Niederlanden, *Compt. rend. du Congr. Int. de Géogr. Amsterdam*, 2 (1938).
13. Gaertner H. R., v., Fließerde und Löß im südlichen Solling. In Vorbericht, 1950.
14. Georgi J., Das Klima des grönlandischen Inlandeses und seine Einwirkungen auf die Umgebung, *Abh. Nat. Ver.*, Berlin, 31, 2 (1939).
15. Gripp K., Diluvialmorphologische Probleme?, *Z. deutsch. Geol. Ges.*, 84 (1932).
16. Гричук В. П., К истории растительности европейской части СССР в четвертичном периоде, Тр. Ин-та географии АН СССР, вып. XXXVII. Проблемы палеогеографии четвертичного периода, М.—Л. (1946); там же см. доклады Благовещенского, Малаева и др.
17. Klute F., Rekonstruktion des Klimas der letzten Eiszeit in Mitteleuropa auf Grund morphologischer und pflanzengeographischer Tatsachen., *Geogr. Rundsch.*, Braunschweig, 1949.
18. Loewe F., Klima des grönlandischen Inlandeses, Handb. d. Klimatologie von Köppen & Geiger II, K, III, 1935.
19. Lehmann H., Periglaziale Züge im Formenschatz der Veluwe, *Erdk.* 2 (1948).
20. Mensching H., Talauen und Schotterfluren im niedersächsischen Bergland, *Gött. Geogr. Abh.*, Heft 4 (1950).
21. Troll C., Der subnivale oder periglaziale Zyklus der Denudation, *Erdk.*, 2 (1948).

Б. ФРЕНЦЕЛЬ и К. ТРОЛЛЬ

РАСТИТЕЛЬНЫЕ ЗОНЫ СЕВЕРНОЙ ЕВРАЗИИ ВО ВРЕМЯ ПОСЛЕДНЕГО ОЛЕДЕНЕНИЯ¹

В настоящей работе делается попытка восстановить на основе новейших русских исследований растительные зоны Евразии во время последнего оледенения.

Ландшафтная зональность Европы и Китая была еще раньше исследована Бюделем [4] и Висманом [41]. Новейшая русская литература в основном подтвердила выводы обоих авторов. Поэтому карты Бюделя и Виссмана могут с небольшими поправками быть использованы в качестве исходных данных.

Но прежде чем дать набросок растительных зон последней ледниковой эпохи, нужно сказать несколько слов об оледенении. Наши знания о последнем оледенении в Западной, Южной и Средней Европе в основном остались неизменными. Соколову [32] удалось проследить положение края ледника, соответствующее бранденбургской стадии вислинского оледенения, также и в европейской части СССР. Благодаря этому значительно меняется данный Бюдлем контур края материкового льда. Однако на отрезке Онежское озеро — Белое море Соколов, судя по общим геологическим данным, повидимому, принял какую-то более позднюю стадию за бранденбургскую, вследствие чего на указанном отрезке мы по-новому рисуем положение ледникового края в соответствии с распространением наиболее ярко выраженных занавьи областей и площадей развития озерно-ледниковых глин.

Как уже давно известно, на Урале имело место горное оледенение, но до сих пор было не ясно, как далеко это оледенение распространялось к югу. В этой связи интересно, что Колоколов и Львов (реферировано Котовым в 1947 г. [21]) открыли в 1945 г. на горе Зигальга на Южном Урале на высоте более 1000 м кары,

¹ Тема разрабатывалась как составная часть более широкого научного задания Академии наук и литературы (Майнц), имевшего целью исследование обстановки земной поверхности во время четвертичных оледенений. Ряд более крупных работ будет вскоре сдан в печать и опубликован в Трудах Академии (класс математики и естествознания). Предлагаемое сообщение основывается главным образом на обработке русской литературы Б. Френцелем.

траги и другие признаки альпийского оледенения этого наивысшего массива Южного Урала.

Восточная граница оледенения Норильского плато (область истоков Хатанги) до сих пор остается невыясненной. Правда, Думитрашко и Каманин [7] установили следы долинного оледенения в верхнем течении Вилюя, относящиеся к последней ледниковой эпохе. Но очень возможно, что эта область была исключением в пределах не подвергавшейся оледенению северной части Средней Сибири. В лучшем случае там лишь местами могли существовать поля неподвижного фирна. Настоящего же оледенения в среднесибирской горной стране, вероятно, не было.

Долгое время шел спор о количестве оледенений в Средней и Восточной Сибири. Гипотеза Герасимова и Маркова [11] о том, что оледенения в этих областях происходили в промежутках между европейскими оледенениями, никоим образом не разъяснила этого трудного вопроса, но внесла еще большую путаницу. Поэтому следует приветствовать попытку Сакса [29] произвести подразделение ледниковых эпох Средней и Восточной Сибири на геоморфологической и стратиграфической основе. Сакс твердо установил, что еще ныне можно проследить геоморфологические следы двух оледенений и одной стадии второго оледенения. Еще одно более раннее оледенение можно доказать лишь стратиграфически. Два более древних оледенения носили ярко выраженный характер материковых ледниковых покровов. Самое же позднее оледенение и его главная стадия являлись оледенениями долинными и в лучшем случае смыкались местами в незначительные покровы льда предгорного типа. Сакс считает (и с достаточным основанием), что выделенные им оледенения были синхронны с европейскими, и приходит к следующей схеме:

Средняя и Восточная Сибирь	Восточная Европа	Средняя Европа
Древнейшее оледенение	Лихвинское оледенение	Эльстерское оледенение
Максимальное оледенение	Днепровское оледенение	Заальское оледенение
Зыряновское оледенение	Московское оледенение	Стадия варта (?)
Сартанская стадия	Стадия московского оледенения	(Вислинское оледенение?)

К сожалению, еще нехватает наблюдений для достаточно точного определения положения сартанской стадии. Но можно предполагать, что она соответствует так называемой стадии валдайского оледенения.

Мы попытались изобразить оледенение Восточной Сибири на основе данных Сакса [29], Обручева [27], Клебельсберга [19], Клюте [20] и Попова [28]. Несомненно, что горные группы, изображенные покрытыми льдами, действительно подвергались оледенению. Несомненно также, что последнее действительно было оледенением долинным. Невыясненным остается только его размер. Оно не могло быть больше, чем принято нами. Скорее можно предполагать, что распространение льдов было более ограниченным. Во всяком случае решающим является тот факт, что снеговая граница в ледниковые эпохи лежала в этой области выше, чем в окружающих, т. е. что тогда господствовали метеорологические условия, сходные с современными.

В то время как Городков [12] утверждает, что геоботаническая обстановка острова Брангеля указывает на отсутствие там оледенения во время последней ледниковой эпохи, Сакс [29] считает весьма вероятным, что и этот остров подвергался последнему оледенению. Он описывает кары, троги и конечные морены, которые, правда, и сильно сглажены последующей солифлюкцией, но все же отчетливо свидетельствуют о бывшем здесь небольшом каровом или долинном оледенении.

По данным Дампсера и Елисеева, Сахалин во время последней ледниковой эпохи (в таймырскую эпоху) тоже подвергался оледенению. Достаточных сведений о характере этого оледенения не имеется. Но так как в низменностях по обеим сторонам горной цепи среди развитых там отложений вовсе не было описано никакой морены, можно полагать, что это оледенение было долинным. Сходное долинное оледенение имело место также в горах Хамар-Дабан близ озера Байкал [16] и на Патомском плато на верхней Лене [7]. Новые данные о последнем оледенении в северо-западной Армении приводит Габриелян [10]. Он установил, что горы Охотские, Мокрые и Лаварские были покрыты ледниками. В предпоследнюю ледниковую эпоху там оледенения не было, так как в то время горы были еще недостаточно высоки. Вот все, что касается дополнений к прежним представлениям об оледенении Евразии в последнюю ледниковую эпоху.

Опыт реконструкции растительных зон вюрмской ледниковой эпохи, сделанный Бюделем, был в последнее время исправлен и дополнен благодаря работам французских ученых в Южной Франции (устное сообщение Бюделя). По этим новым данным настоящий лес совершенно отсутствовал уже в Южной Франции, севернее Пиренеев. Вместо него здесь существовал узкий клин лесотундры и кустарниковой тундры. Но и этот клин не заходил далеко на север, поскольку там протекали очень сильные солифлюкционные процессы. Кустарниковая тундра и лесотундра постепенно исчезли на отрезке от восточного края Пиренеев вдоль южного побережья Франции до южного края Альп. У западного

края Альп кустарниковой тундры не было. То, что Бюдель принял в долине Роны за лесостепь, было, повидимому, зоной смешения тундровых и степных растений. Можно предполагать, что аналогичная растительность господствовала в Паннонском бассейне, в пограничной зоне между степью и тундрой.

Как сообщил устно Бюдель, в районе Флоренции на место смешанного теплолюбивого леса, почти до самого Средиземного моря, проникал бореальный хвойный лес. Подобные небольшие исправления нужно сделать на карте Бюделя также в Испании и на Балканах.

Однако новейшие русские исследования вносят весьма существенные изменения в карту Бюделя для Восточной Европы. С севера, примерно до границы московского оледенения, подступала зона чрезвычайно интенсивной солифлюкции. Солифлюкционные массы наплывали здесь на межледниковые торфяники, все возведения сильно сглаживались и выравнивались солифлюкционными процессами [32]. Эта зона, которую можно проследить ныне на Урале по древним гольцовым террасам¹ [3], выражена также и в западносибирской низменности, о чем свидетельствуют делювиальные² суглинки у Демьянска и Тобольска [34], являющиеся следами тех же процессов. Она характеризуется в ландшафтном

¹ Гольцовыми террасами (нагорными террасами и т. п.) называют своеобразные небольшие ступени горных склонов. Речь идет о почти горизонтальных уплощениях в профиле склона, лишь крайне слабо покатых к высшему краю и врезанных в склон по вертикали на несколько десятков метров при ширине в немногие сотни метров. Подобные «террасы» не могут быть объединены в какую-либо стройную систему. Их площадки покрыты лишь низшей растительностью и на них господствует сильная солифлюкция. Гольцовые террасы являются морфологическим выражением активно идущей солифлюкции.

² В русских почвоведческих работах часто употребляются совершенно чуждые для нас специальные термины. К ним принадлежат выражения: «делювиальная» и «пролювиальная». Термины «аллювиальный», «элювиальный» и «илювиальный» применяются также и у нас.

О делювиальных осадках говорят в том случае, если можно доказать, что данные слои медленно и постепенно сползли с повышенного участка на пониженный, будучи сильно увлажненными. Естественно, что их слоистость оказывается полностью нарушенной, но от несмешанных отложений они всегда отделяются резкой границей. В большинстве случаев делювиальные осадки следует приравнивать нашим солифлюкционным суглинкам, однако необходимо каждый раз убедиться, исходя из фактов, применимо ли такое сопоставление.

Пролювиальные осадки — это тонкозернистые отложения периодически или эпизодически пересыхающих рек засушливых областей. Они обладают известной слоистостью и менее однородны, чем делювиальные осадки.

[Автор явно неверно понимает объясняемые им термины, особенно термин «делювий». Путая этот последний с солифлюкционными накоплениями, он, несомненно, не может верно истолковать и ряд фактов, заимствованных им из русской литературы. Читателю необходимо это учитывать при ознакомлении с дальнейшим текстом статьи и особенно при критическом анализе содержащихся в ней выводов и обобщений. — Прим. ред.]

отношении на широких пространствах именно солифлюкционными процессами, что, однако, никоим образом не означает отсутствия растительности в ее пределах. Правда, древесная растительность здесь отсутствовала и до сих пор найдены лишь единичные экземпляры *Betula nana* и *Salix polaris*, но всю местность покрывала арктическая травянистая флора, становившаяся к югу все более и более сомкнутой по мере ослабления солифлюкции [2, 13, 33]. Примерно за 200—300 км от края льда этот ландшафт арктическо-альпийских травянистых лугов и сильной солифлюкции переходил в кустарниковую тундру, в которой были богато представлены вересковые, карликовая ива и береза. Но солифлюция и здесь все еще оставалась сильной. Однако уже около Плёса появляется в большом количестве высокоствольная береза, что указывает на условия, которые особенно ярко выражены у Лихвина. Как удалось выяснить, в этой области кустарниковая тундра содержала наряду с единичными соснами и осинами также и примесь южных степных растений, среди которых особенно поразительны и показательны *Chenopodiaceae* (до 5%) и *Artemisia* (до 25%).

Между арктическо-альпийскими лугами на севере и степью на юге, правда также холодной, протягивался узкий пояс своеобразной смешанной растительности. Здесь наблюдалось взаимопроникновение тундры и лесостепи, которые совершенно вытесняли тайгу [2, 13].

Итак, в последнюю ледниковую эпоху в Восточной Европе не было ни лесотундры, как предполагали Герасимов и Марков [11], ни лесостепи [4], а существовала смесь обоих этих типов растительности. Кроме того, эта своеобразная смешанная зона заходила гораздо дальше на юг, чем предполагал Бюдель. Ее северная граница также лежала южнее, чем северная граница лесостепи, реконструированная Бюделем по июльской изотерме 10,5°.

Как уже было сказано, солифлюция в этой зоне лесотундры—лесостепи была очень значительна [2]. Фактически еще у Михайлова, неподалеку от Рязани, климат благоприятствовал образованию крупных ледниковых клиньев [24]. Наличие этих клиньев и распространенные местонахождения минеральных грунтов в торфяниках доказывают, что граница вечной мерзлоты во время последнего оледенения располагалась далеко на юге, как это указывал Тумель [40]. По Тумелю, граница области с островками вечной мерзлоты проходила от Чкалова через Хвалынск, Сталинград, Днепропетровск к Черновицам.

Таким образом, неудивительны находки, указывающие на холодную степь. С одной стороны, об этом термическом режиме свидетельствует холоднолюбивая фауна: вплоть до Крыма встречаются мамонт, бурый медведь, песец, северная лисица, северный олень и заяц-беляк [11]. С другой стороны, о том же свидетельствуют реликтовые местонахождения сосны, ели и лиственницы

на Донецком кряже. Серкову [31] удалось доказать при помощи пыльцевого анализа, что подобного рода сосновые и еловые лески были и на Украине. На сырых местах была сильно развита белая ольха. Однако существовали ли тогда настоящие пойменные леса, остается неясным. Вероятно, это были лишь слабо связанные друг с другом рощицы, число которых все более уменьшалось к северу.

Исследованием древесного угля, найденного в пещерах Сюрень I и II на северном склоне Яйлы, установлено, что в северном Крыму во время последней ледниковой эпохи произрастали следующие растения: *Populus tremula*, *Sorbus aucuparia*, *Rhamnus cathartica*, *Betula* sp., *Jumiperus* sp., *Salix* sp. Следовательно, речь идет о растительности, которую теперь можно обнаружить лишь на 900—1000 м выше [15a].

Подводя итоги, можно сказать следующее. Вечномерзлая, морозно-солифлюкционная, почти лишенная растительности тундра тянулась узким поясом вдоль ледникового края и по современному северному берегу континента, сворачивала к Уралу. К югу она переходила в такую же тундру, но богатую травами, с отдельными карликовыми березами и ивами.

Постепенно интенсивность солифлюкционных явлений уменьшалась и сам климат становился более благоприятным для древесной растительности. Поэтому в районе Лихвина, Москвы и Плёса деревья становились более многочисленными. Среди них преобладала высокоствольная береза. Вместе с *Chenopodiaceae* и *Artemisia* она вносила в лесотунду лесостепной элемент. Таким образом, эта переходная зона характеризовалась своеобразной смешанной растительностью. Солифлюция здесь все еще была очень сильна. С удалением к югу холодный климат лишь очень медленно сменялся более мягким, и еще в районе Днепропетровска имелись островки вечной мерзлоты. Однако сухость увеличивалась очень ощутимо. Поэтому древесная растительность могла быть здесь представлена только редкими сосновыми и еловыми лесками, располагавшимися в местах, благоприятных эдафически, среди повсеместно господствовавшей степи. Речные долины, покрытые лиственными лесами, служили убежищем бореальным животным во время их миграции на юг. Здесь, в березовых и ивовых рощах северного Крыма, на них охотились палеолитические люди ориньякской и азильской эпох. Первые достойные упоминания настоящие леса росли, вероятно, лишь на южном склоне Яйлы.

На Урале морозно-солифлюкционная тундра проникала далеко на юг. На Конжаковском камне, например, нижняя граница древних гольцовых террас лежит на высоте 400—600 м и даже на Ямантау, т. е. под 54° с. ш., она располагается примерно на высоте 600—700 м. Это значит, что в последнюю ледниковую

эпоху на Ямантау на высоте 600—700 м не могло существовать древесной растительности и склоны гор были одеты одним лишь арктическо-альпийским травянистым покровом. Недавно на горе Иремель, а также и на Ямантау были обнаружены реликты такой флоры. Сюда относятся: *Dryas octopetala*, *Androsace Lehmanniana*, *Crepis chrysanthia*, *Carex hyparboea*, *Cerastium alpinum* и *Pedicularis compacta* [3, 21].

Эти наблюдения показывают, что тундра проникала далеко на юг, но в то же время были сделаны находки, свидетельствующие о существовании лесной растительности. К ним относятся находки гигантского оленя¹ на Эмбе и бобра на Иргизе [11]. Значит, лес был оттеснен на юг, в современные степи, причем он мог занимать здесь лишь очень незначительные площади. Вернее, однако, то, что леса на Эмбе и Иргизе были самыми западными ответвлениями тайги последней ледниковой эпохи. На западе, вплоть до Урала, существовала единственная формация лесостепь — лесотундра, в которой имелась достойная упоминания примесь деревьев (сосна, ель, береза, ольха, ива). Только к востоку от Урала начиналась тайга, прерываемая по временам безлесными участками (см. ниже). С севера ее сопровождал узкий пояс своеобразной лесостепи — лесотундры.

Что представляла собой тогда западносибирская тайга?

Тундровые реликты можно еще сейчас найти на склонах Казахской горной страны, спускающихся к Тургайским Воротам и даже в самой Казахской горной стране [11]. Это показывает, каких небольших возвышений было достаточно, чтобы и здесь, на юге, ими овладела тундра. С другой стороны, Быков [5, 5а] нашел мамонта на Терсаккане и Ишиме в Казахской ССР. К сожалению, эту находку нельзя использовать при реконструкции растительных зон, так как мамонт находил себе пищу в весьма различных ботанико-географических областях. Зато большое значение имеет находка на Ишиме *Bison priscus*, поскольку это животное считается обитателем южных, преимущественно открытых пространств ([39], реферировано Тилем [37]). Значит, в тайге были и степные области. Наконец, в Джиланчике в казахской степи были найдены остатки древесины дуба и шишек ели и лиственницы; у Новосибирска — торф с остатками древесины и коры сосны, сибирского кедра и березы; там же оказались богато представленными тростник, осока и луговые травы [11].

Итак, о сомкнутой тайге, какую мы знаем сейчас, тогда не могло быть никакой речи. Это были, самое большое, плющади более или менее сплошных хвойных лесов, чередующиеся с участками тундры и степи. Подобные своеобразные леса-рощи были очень изреженными и на севере переходили в лесотундру — лесо-

¹ В тексте — торфяного оленя (*Moorhirsch*). — Прим. ред.

степь. Южнее Казахской складчатой страны количество более теплолюбивых лиственных деревьев возрастало, и место хвойных лесов-роща занимали смешанные леса. Тундровые участки постепенно исчезали, и к югу смешанные леса переходили в лесостепь. Очень интересные подробности об этих таежных лесах-рощах были выяснены в районе Красноярска. Здесь располагаются классические палеолитические стоянки: Афонтова гора II, Военный городок и Кокоревская [14, 15, 15а, 39]. Как следует из рисунка Громова [14], в террасе, в которой расположены упомянутые местонахождения, в ту эпоху образовывались ледяные клинья или «кипящие почвы». Это значит, что в последнюю ледниковую эпоху климат и у Красноярска был крайне суровым. Поэтому нет ничего удивительного, что там были найдены остатки фауны птиц, представители которой обитают сейчас на Хангае в поясе перемежающихся альпийских лугов и высокогорных степей. Это указывает, что в последнюю ледниковую эпоху средняя годовая температура у Красноярска была близка к -6°C . О том же говорит подсчет ископаемых млекопитающих. Из них 25% характерны для северных открытых ландшафтов, 8,6% — для южных открытых и 4,4% — для южных лесных областей. Не был найден ни один представитель северных лесов (понятия «северный» и «южный» по отношению к современным условиям означают севернее или южнее 60° с. ш.). К этим весьма достопримечательным находкам присоединяются также еще и остатки ископаемых растений: березы, лиственницы, ивы. Очень вероятно, что эти деревья росли только вблизи рек.

Итак, физико-географическая обстановка в районе Красноярска во время последней ледниковой эпохи была следующая. Вследствие холодного сухого климата там не было сомкнутого boreального хвойного леса. Тундра смыкалась непосредственно со степью, а тайга была превращена в мозаику отдельных лесных островов. Между ними лежали области своеобразной тундро-степи. Здесь обитали животные преимущественно северных открытых, а также южных открытых пространств. На них охотились первобытные люди стоянки Афонтова гора. Зимы должны были быть очень холодными, а мерзлотные явления в почве — значительными. Подобные ландшафтные особенности можно считать характерными вообще для западносибирской области таежных лесов-роща того времени. Это подтверждается и упоминавшимися выше немногочисленными находками.

Трудно строить какие-либо предположения о растительности областей, расположенных севернее зоны западносибирской лесотундры — лесостепи. Здесь еще не сделано находок ископаемой растительности. Однако в Хакасской степи в Западной Сибири еще и сейчас встречаются как реликты растения, указывающие, что когда-то тундра распространялась гораздо шире. Кесь [18],

кроме того, упоминает озера, которые представляют собой конечную стадию развития древних термо-карстовых явлений. Они расположены восточнее Омска. Если учесть, что еще у Красноярска возникали «кипящие почвы», то не покажется странным, что лёссы Тобольска, Демьянска и Омска так резко отграничены от перекрывающих их делювиальных суглинков, а западнее Сургута в бассейне Конды и Ервы существуют дюны [8, 34].

Итак, во всей области севернее западносибирской лесостепи — лесотундры солифлюкция должна была быть очень сильной. В более южных районах западносибирской низменности тогда господствовала, повидимому, та же растительность, что и в северной части Восточной Европы, т. е. арктическо-альпийская травянистая тундра с отдельными карликовыми березами и ивами. Но уже на Конде эта травянистая тундра, все более изреживаясь, постепенно уступала место настоящей морозно-солифлюкционной тундре.

Подводя итоги, можно сказать следующее. Настоящая морозно-солифлюкционная тундра доходила приблизительно до Конды. Далее начиналась травянистая тундра. Солифлюкция в ее пределах оставалась еще сильной, но дюны больше не образовывались.

Южнее Омска постепенно появлялась древесная растительность, и так же, как в Восточной Европе, лесотундра и лесостепь взаимно проникали друг в друга. Постепенно леса становились гуще, в них появлялись деревья boreальных хвойных лесов. Это была область таежных лесов-роща и холодных степей, в которой обитали преимущественно холоднолюбивые животные открытых пространств. Эта смешанная растительность по большей части произрастала на вечной мерзлоте. Южная граница последней проходила от Тарбагатая к широтному отрезку течения Ишима и оттуда к Чкалову [40]. Южнее Казахской складчатой страны северные виды растений встречались все реже и в лесах появлялся дуб и другие теплолюбивые виды деревьев. Южная граница между этими лесами и лесостепью остается пока еще неясной.

В Центральной Сибири сделано до сих пор слишком мало находок, которые могли бы что-нибудь сказать о растительности последней ледниковой эпохи.

Думитрашко и Каманин [7] на основе широкого распространения многочисленных видов растений и животных заключают, что растительность во время ледниковых эпох здесь мало отличалась от современной. Однако выводы, сделанные только на основе распространения видов животных и растений, недостаточно убедительны. Поэтому особую ценность приобретают пыльцевые анализы, проделанные теми же исследователями и позволившие им выяснить, что в районе Байкала и в примыкающих к нему нагорьях в течение всего четвертичного периода произрастали те же самые хвойные леса, что и ныне. Дополнительные указания на облик лесов того времени дает распространение аласов, т. е. участ-

ков травянистых степей возле озер в тайге. Главная область распространения аласов — это область средней Лены, нижнего Вилюя и нижнего Алдана. Здесь водоразделы и речные террасы покрыты лёссовидными суглинками, в которых на глубине 2 м залегает вечная мерзлота. Уже Григорьев говорил об этих районах лёссовидных суглинков (реферировано Герасимовым и Марковым [11], стр. 250—251):

«Таким образом, южнее конечных морен верхоянских глетчеров... простирались обширные неподвижные фирновые поля, заносившиеся пылевыми и иллистыми наносами как при помощи летних талых вод, так и ветрами. Эти осадки могли приноситься не только с севера, но, может быть, еще в большей степени с юга, где в это время должна была царить полярная пустыня или полупустыня с энергичными процессами выветривания».

Своеобразное локальное распространение аласов наводит на мысль, что эту холодную сухую местность окружала более густая растительность. Очень возможно, что это был лес, делавший лёссообразование на более обширной площади невозможным.

В пользу этого предположения говорит также чрезвычайное сходство положения изохцион в последнюю ледниковую эпоху с их современным положением¹. Этот факт показывает, что прежний метеорологический режим был очень схож с современным. Хотя в Центральной Сибири, было, возможно, и холоднее, чем теперь, но континентальность климата была такой же сильной, если не сильнее. Поэтому весьма вероятно, что лес проникал здесь в последнюю ледниковую эпоху несравненно дальше на север, чем в более западных областях с их более морским климатом. Подобные же взаимоотношения характеризуют и современную растительность. Соответствующие друг другу растительные зоны лежат в Центральной Сибири на 2—5° севернее, чем в Западной Сибири.

Герасимов и Марков [11] также предполагают, что вблизи аласов в последнюю эпоху действительно произрастал лес. Это тот тип ландшафта,

«...в условиях которого развертывалась и развертывалось, повидимому, и ранее облессование пород Якутии. Преобладающее развитие таежной растительности на оподзоленных (осолоневых) карбонатных почвах, островные массивы лугово-степной растительности аласов, частично облесенные древние террасы рек, луга и ивняки на пойменных террасах — вот основная черта этого ландшафта, столь несходного с безлесными степями и пустынями юга».

Однако картина среднесибирской тайги в последнюю ледниковую эпоху была бы неполной, если бы мы не упомянули о разрезе у Маркова на Лене, примерно под 57° с. ш. [7]. Здесь во всех

¹ К сожалению, термином «изохиона» обозначают разные понятия, а именно линии, соединяющие точки одинаковой высоты снеговой линии, и линии одинакового числа дней со снегопадом. В дальнейшем мы употребляем вслед за Бюделем и Бруш термин «изохиона» для линий равной высоты снеговой линии.

террасах, включая пятую, в пыльцевых спектрах наблюдается содержание недревесной пыльцы до 72—100%. Из нее 98—100% приходится на разнотравье, до 49% составляет пыльца *Artemisia* и лишь изредка встречаются *Gramineae*. При этом имеется и достаточное количество типично таежной пыльцы. Пятую террасу Лены одни считают относящейся к предпоследней ледниковой эпохе, другие же — более молодой. Отсюда видно, как неопределенна еще датировка отложений в этих местах. Но все же из того факта, что описанный пыльцевой спектр характерен для всех террас, следует, что закономерности распределения растительности можно считать неизмененными, по крайней мере, с последней ледниковой эпохи.

Наряду с богато представленной недревесной пыльцой привлекает внимание большое количество спор (28—56%). Думитрашко и Каманин делают отсюда вывод, что тайга в среднем и верхнем течении Лены во время последней ледниковой эпохи прерывалась травянистыми и полынными степями в местах, эдафически благоприятствовавших этому и имевших подходящий микроклимат. В этих степях часто встречались также моховые болота. «Следовательно, ассоциация «болота — степи», несомненно, могла иметь место в ледниковую эпоху» [7, стр. 150].

После всего сказанного тайгу Средней Сибири в последнюю ледниковую эпоху можно считать совершенно сходной с современной. Господствующим элементом были, безусловно, хвойные леса из лиственницы, ели, кедра, а на юге также сосны. Но в эти густые леса на эдафически и микроклиматически благоприятных участках были вкраплены площади степей и болот. Смыкаясь, они образовывали, особенно на средней Лене, обширные открытые степи и лесостепи.

Определить северную границу среднесибирской тайги весьма трудно, поскольку отсутствуют пыльцевые анализы и иные ископаемые находки.

К сожалению, здесь не может быть использована и флора «мамонтового комплекса», ибо, во-первых, мамонты обитали в разных растительных зонах, а, во-вторых, все ископаемые трупы мамонта были найдены в стратиграфически неясной обстановке. Поэтому при реконструкции северной границы тайги в последнюю ледниковую эпоху приходится делать выводы лишь косвенным путем.

При этом имеется два исходных пункта. Первый — это оледенение Норильского плато. Бряд ли можно предположить, что лес подступал с юга непосредственно к ледниковому краю или даже, что Норильское плато было окружено лесом. Второй исходный пункт — недавно открытое оледенение в истоках Вилюя вокруг озера Сюрюнда [7]. Расположенная здесь возвышенность является только частью Вилуйских гор, протягивающихся приблизительно

с востока на запад и всюду имеющих приблизительно одинаковую высоту. Поэтому невероятно, чтобы тайга могла заходить намного севернее Вилюя. Итак, северная граница тайги, переходившая к северу в лесотундре, проходила предположительно южнее вышеупомянутой горной гряды. Примерно в верхнем течении Нижней Тунгуски она, изгибаясь к юго-западу, соединялась южнее горы Пияя с таежно-степным районом Красноярска. Последний представлял собой лишь крайне изреженный вариант среднесибирской тайги.

До сих пор растительность северо-восточной Сибири реконструировали на основе флоры «мамонтового комплекса». На основе этих наблюдений многие русские ученые считали возможным предположить, что даже в последнюю ледниковую эпоху хвойные и лиственные леса подступали здесь почти к самым глетчерам горных хребтов (последний сводный реферат Ленделя, 1948 [22]). Но выше уже было сказано, что «мамонтовый комплекс» не может служить доказательством в вопросах географии растений. И чисто теоретически невозможно представить себе существование лесной растительности в последнюю ледниковую эпоху в северо-восточной Сибири.

Правильность этого доказывает работа Нейштадта и Тюлиной [25]. Неизвестно, почему она предана полному забвению. Районом исследований обоих ученых был бассейн Анадыря. На среднем течении Майна, правого притока Анадыря, они произвели бурение, причем были пройдены две ледниковые и одна межледниковая серии слоев. Горизонт, соответствующий последней ледниковой эпохе, характеризуется здесь тундровой растительностью, среди которой встречены лишь очень немногие древесные формы. Среди последних безраздельно господствуют береза и ива (*Betula* sp. до 95%, *Salix* sp. до 8%). Эта растительность, вероятно, походила на растительность района Тотьмы в европейской части СССР [33].

Зубков [35] сообщает о поздне- и послеледниковых отложениях интересующей нас области. Из его описаний следует, что здесь осаждались большие массы тонкого ила, очень похожие на те, что описаны Табером [36]. Возможно, что ил анадырского района состоит из возникших при интенсивной солифлюкции тончайших частиц грунта. Но, по Зубкову, Нейштадту и Тюлиной, растительный покров этого района в поздне- и послеледниковое время был настолько густым, что возникает вопрос, могла ли солифлюкция поставить такое количество илистых частиц. Более вероятно, что здесь речь идет о солифлюкционном материале последней ледниковой эпохи, который стал подвижным благодаря позднеледниковой деградации мерзлоты. В поздне- и послеледниковое время он был снесен в речные долины и заполнил их днища.

Если это предположение будет подтверждено, то аналогия между обстановкой низменностей северо-восточной Азии и

обстановкой северо-восточной Европы была бы полной. В обоих случаях простиралась голая арктическая тундра с редкими бересняками и ивами, а солифлюкция была почти единственным фактором, работавшим над преобразованием поверхности земли.

Южнее Алдана тайга, повидимому, переходила на другой берег Лены и покрывала всю область до степей и лесостепей Маньчжурии. Но пока мы не располагаем никакими находками для подтверждения этого предположения.

Просматривая еще раз все вышеизложенное, приходим к следующим результатам:

1. В Восточной Европе тайгу совершило вытеснение своеобразная смешанная лесотундро-лесостепная растительность.

2. Сходство в расположении изохлон во время последней ледниковой эпохи и в настоящее время наводит на мысль, что метеорологический режим эпохи северогерманского вислинского оледенения был почти полностью подобен современному. Из этого следует, однако, что произрастание деревьев в Восточной Европе было невозможным, во-первых, на севере благодаря морскому арктическому климату и, во-вторых, на юге благодаря аридному климату. Только в узкой полоске между зонами обоих климатов существовала растительность, богатая деревьями.

3. Вследствие усиления континентальности климата в той же переходной зоне в Западной Сибири также имелась дре-весная растительность, правда редкая.

4. Только в Центральной Сибири в районе резко континентального климата начиналась настоящая тайга, прерываемая болотами и степями.

5. В гористой северо-восточной Сибири вследствие крайне сурового, холодного климата господствовала арктическо-альпийская разреженная тундра.

Трудно сказать что-нибудь определенное о степях и пустынях Средней и Центральной Азии во время последнего оледенения. Можно сослаться лишь на отдельные находки и на выводы, касающиеся растительности, которые можно из них сделать.

Сообщения Шульца [30], Клебельсберга [19] и Махачека [23] единогласно свидетельствуют, что в последнюю ледниковую эпоху в горах, окружавших Туранскую низменность, на обширных площадях формировались мощные фангломераты. Отсюда следует, что там, где периодические и эпизодические реки выходили из гор на равнину, вряд ли могла существовать густая сомкнутая растительность. Вероятно, там была степь. Но интереснее всего, что лесссы, покрывающие эти конусы выноса, чаще всего имеют уже позднеледниковый возраст. Значит, растительность была все же

настолько густой, что образование лёсса не могло идти в сколько-нибудь заметной степени. По иному обстояло дело в отдельных, особенно сухих, межгорных бассейнах. Здесь во время максимума последнего оледенения образование лёсса было частым явлением. Махачек [23] убедительно доказывает это для Чаткальской долины в Тянь-Шане; в этих бассейнах растительность была, очевидно, несколько более скучной.

К сожалению, нет никаких данных, которые доказывали бы наличие леса между степью у подножья гор и высокогорной тундрой. Все же вряд ли можно предположить, что в последнюю ледниковую эпоху эти леса исчезли. Вдоль рек, протекавших по степи, рос смешанный лиственный лес. Возможно, что он окружал такие заметно увеличивавшие свои размеры внутренние озера, как Аральское море и озеро Балхаш. Федорович [9] сумел доказать, что такие же леса окружали и Каспийское море. Правда, эти леса, повидимому, не были очень густыми, поскольку Федорович нашел в этих местах ископаемые кости дикого кабана, зайца и верблюда. Очень возможно, что и здесь степь и лес перемежались друг с другом. Повидимому, это было особенно характерно для участков, где в Каспий не впадало никаких притоков, например для района Кара-Бугаза.

У нас нет, правда, никаких фактических данных, позволяющих делать какие-либо заключения относительно растительности Тибета в эпоху последнего оледенения. Но исходя из общих климатических закономерностей, можно предположить, что там простиралась морозно-солифлюкционная тундра.

Между этой последней и пустыней Такла-Макан лежала, как и теперь, степь. Ее нижняя граница спускалась, однако, на меньшие абсолютные высоты [17]. Хантингтон установил, что область современного лёссообразования лежит в горах Куэнь-Луя выше, чем ископаемые лёссы. Эти последние, лишенные всякого растительного покрова, превращены ныне интенсивной эрозией в типичные «дурные земли». Поскольку для образования лёсса всегда необходимо наличие некоторого растительного покрова, степь должна была во время его отложения простираться значительно ниже, чем теперь. Это было результатом влажности почвы и уменьшавшегося испарения, которые, конечно, влияли также на высоту уровня воды в Лоб-Норе. Все же остается вопросом, был ли действительно Лоб-Нор так велик, как предполагает Норин [26]. Возможно, Норин ошибочно объединил ряд разобщенных и разновозрастных бассейнов в один большой бассейн. То же самое относится и к большому озеру в северо-западном Тибете, о существовании которого с уверенностью говорил Тринклер [38]. Де-Терра много раз путешествовал по этой же местности, но он ни разу не сообщает о береговых террасах, которые указывали бы на такое большое озеро. Поэтому возможно, что и Тринклер

ошибочно объединил целый ряд озер в одно. Это тем более вероятно, что большинство тибетских озер имеет многочисленные террасы, но до сих пор не было еще произведено ни определения возраста отдельных озерных террас, ни их синхронизации.

Находки ископаемой флоры или фауны на южных склонах Тянь-Шаня совершенно отсутствуют. Однако широкое распространение почти исключительно намывных [т. е. пролювиальных. — Ред.] лёссов у подножья этих гор [23] указывает на то, что от горных глетчеров в бассейн Тарима стекали обильные талые воды. Возможно, что при этих условиях там произрастала более богатая степная растительность, чем теперь.

Гране (реферировано Обручевым [27]) наблюдал в центральной впадине Танну-Тувы, а именно в долине Толы ниже Кызыла гравийно-галечные накопления, вероятно одновременные предпоследней ледниковой эпохе. Поверх этих накоплений лежит лёсс, содержащий две погребенные почвы. Точная датировка погребенных почв отсутствует, но можно предполагать, что одна из них относится к последней ледниковой эпохе. В таком случае вполне возможно, что здесь имелась довольно густая травянистая и кустарниковая растительность.

Как уже упоминалось, Висман посвятил специальную работу растительным зонам Китая в последнюю ледниковую эпоху. Поэтому мы можем ограничиться здесь лишь кратким резюме. Благодаря исследованиям Барбура [1] стало известно, что Маланский лёсс Северного Китая частично относится к эпохе последнего оледенения. Однако этот лёсс не может быть древнее времени начала последнего оледенения, поскольку в нем не обнаружено ни одного ископаемого почвенного горизонта, который указывал бы на более древний возраст нижних слоев. Последние имеют тот же возраст, что и суглинки Хся-шу и Нанкина, которые, в свою очередь, можно благодаря исследованиям Висмана [41] с полной уверенностью отнести к последней ледниковой эпохе.

Лёссовая степь того времени, по крайней мере на севере, находилась под влиянием холодного сухого климата. Это доказывают найденные в Северном Китае ископаемые мамонт и шерстистый носорог [19]. На южной границе лесостепи произрастали, однако, теплолюбивые деревья, например *Celtis*. Они образовывали лесостепь и переходили в смешанные леса южнокитайской горной страны.

Подведем еще раз итоги сказанному. Сравнение изохрон последней ледниковой эпохи с современными показывает, что метеорологический режим был тогда весьма схож с современным. Депрессии снежной линии можно легко объяснить общим понижением годовой температуры. При этом понижение летней температуры являлось особенно важным, даже решающим. Ни в коем случае нельзя объяснить смещение изохрон увеличением осад-

ков. Это доказывает также растительная обстановка последней ледниковой эпохи, поскольку в ней находит отражение современная растительная зональность. Только растительность той эпохи была более угнетенной в силу меньшего притока тепла.

Усиление влияния холодного арктического воздуха было особенно заметно в резко периодическом климате восточной Азии. Там благодаря перемещению на юг путей циклонов Северный Китай получал меньше влаги, чем теперь, так что зона лесовых степей распространялась дальше на юг. Это расширение площади лесовых степей Китая указывает, что понижение летней температуры особенно резко выразилось в соответствующем удлинении зимы. Ведь только это могло настолько усилить северо-западные муссоны, что сухой и холодный климат, благоприятный для лесообразования, существовал столь долго.

Итак, ледниковая эпоха была временем с пониженной годовой, а в особенности летней температурой. Метеорологический режим того времени, сохранивший свои основные черты до сих пор, видоизменял характер проявления этого охлаждения в разных областях Евразии, что часто приводило к весьма своеобразной растительной обстановке.

ПРИЛОЖЕНИЕ ПОДРАЗДЕЛЕНИЕ ЛЕДНИКОВЫХ ЭПОХ В ОБЛАСТИ ЕВРАЗИИ

Средняя Европа (по Гольдштедту)	Польша (по Пернику, Пеху, Чарноцкому)	Европейская часть СССР (по Герасимову, Маркову, Соколову)
Висла (Варта) Заале Эльстер ?	Варшавское II ? Варшавское I Краковское Ярославское (?)	Валдайское (Московское) Днепровское Лихвинское ?
Каспийское море (по Герасимову и Маркову)	Алтай (по Шульцу)	Средняя и Росточная Сибирь (по Саксу)
Хвалынский ярус ? Хазарский ярус Бакланский ярус ?	3-е оледенение ? 2-е оледенение I-е оледенение ?	Сартанское (?) Зырянское Максимальное Древнейшее ?
Китай (по Виссману)	Япония (по Шинду)	Североазиатское побережье (по Дамперову и Елисееву)
Тали ? Люшань Таку По-ян	Цари ? Коморо ? ?	Таймырское ? Чукчинское ? ?

ЛИТЕРАТУРА

1. Варбон Г. В., Pleistocene History of the Huangho, *Bull. Geol. Soc. Am.*, 44, 1143 и след. (1933).
2. Благовещенский Г. А., Формирование лесов ледниковой области европейской части СССР в связи с колебаниями климата в четвертичном периоде, Тр. Ин-та географии АН СССР, вып. XXXVII, Проблемы палеогеографии четвертичного периода, М.—Л., 267—292 (1946).
3. Боч С. Г., Краснов И. И., Процесс гольцовского выравнивания и образования нагорных террас, *Природа*, № 5, 25—35 (1951).
4. Вудел J., Die räumliche und zeitliche Gliederung des Eiszeitklimas, *Naturwiss.*, 105—112; 133—140 (1949).
5. Быков Г. Е., Четвертичные отложения Атбасарского и Есильского районов Казахской ССР, *Изв. Геогр. о-ва*, 65, вып. 3, 211—249 (1933).
- 5а. Быков Г. Е., Рельеф и водоемы бассейна реки Терс-Аккан (приток Ишима), *Изв. Геогр. о-ва*, 65, вып. 5, 408—423 (1933).
6. Дамперов Д. И., Елисеев Б. Н., О четвертичных отложениях Северного Сахалина в связи с вопросом о четвертичных террасах, Тр. II Межд. конф. АИЧПЕ, Л.—М.—Новосиб., вып. III, 137—147 (1933).
7. Думитрашко Н. В., Каманин Л. Г., Палеогеография Средней Сибири и Прибайкалья, Тр. Ин-та географии АН СССР, вып. XXXVII, Проблемы палеогеографии четвертичного периода, М.—Л., 132—151 (1946).
8. Эдельштейн Я. С., Геоморфологический очерк западносибирской низменности, Тр. ин-та физ. геогр. АН СССР, вып. 20, М.—Л. (1936).
9. Федорович Б. А., Вопросы палеогеографии равнин Средней Азии, Тр. Ин-та географии АН СССР, вып. XXXVII, Проблемы палеогеографии четвертичного периода, М.—Л., 174—186 (1946).
10. Габриелян Г. К., Следы древнего оледенения в северо-западной Армении, *Природа*, № 1, 57—59 (1951).
11. Герасимов И. П., Марков К. К., Ледниковый период на территории СССР, Тр. Ин-та географии АН СССР, М.—Л., вып. XXXVII (1939).
12. Городков Б. Н., Четвертичное прошлое растительности Арктической Берингии, Тр. Ин-та географии АН СССР, вып. XXXVII, Проблемы палеогеографии четвертичного периода, М.—Л., 328—330 (1946).
13. Гричук В. П., К истории растительности европейской части СССР в четвертичном периоде, Тр. Ин-та географии АН СССР, вып. XXXVII, Проблемы палеогеографии четвертичного периода, М.—Л., 249—266 (1946).
14. Громов В. И., Геология и фауна палеолитической стоянки Афонова гора II, Тр. Ком. по изуч. четв. периода АН СССР, № 1, 145—184 (1932).
15. Гаммерман А. Ф., Остатки угля из очажных слоев Афонтовой горы, Тр. Комиссии по изуч. четв. периода АН СССР, № 1, 131—135 (1932).
- 15а. Гаммерман А. Ф., Результаты изучения четвертичной флоры по остаткам дрезесинского угля, Тр. II Межд. конф. АИЧПЕ, Л.—М.—Новосиб., вып. V, 66—74 (1934).
16. Хороших П. П., Хамар-Дабан, *Природа*, № 3, 55—56 (1951).
17. Huntington E., Some Characteristics of the Glacial Period in Nonglaciated Regions, *Bull. Geol. Soc. Am.*, 18, 351—388 (1907).
18. Кесь А. С., О генезисе котловин западносибирской равнинны, Тр. Ин-та физ. геогр. АН СССР, вып. 15, 61—118, М.—Л. (1935).
19. Klebeisberg R., Beiträge zur Geologie West-Turkestan, Innsbruck, 1922, Handbuch der Gletscherkunde und Glazialgeologie, Wien, 1949.

20. Klute F., Die Bedeutung der Depression der eiszeitlichen Schneegrenze für eiszeitliche Probleme, *Ztschr. für Gle'scherkunde*, 16, 70—93 (1928).
21. Котов М. И., Высокогорная флора и растительность Южного Урала, *Сов. ботаника*, XV, № 3, 145—146 (1947).
22. Lendl E., Neuere gletscherkundliche Forschungen im nord-östlichen Sibirien, *Mit. Geogr. Gesellsch.*, Wien, 99, 112—114 (1948).
23. Machatschek F., Der westliche Tien-schan, *Peterm. Mit.*, Erg.-Heft 178 (1913).
24. Moskwitin A. I., Eiskeile, Keilartige Spalten und ihre stratigraphische Bedeutung, *Neues Jährb. f. Min. etc.*, III, 948 (1940).
25. Нейштадт М. И., Тюлина Л. Н., К истории четвертичной и послечетвертичной флоры в бассейне реки Майна, правого притока Анадыря, *Тр. Арктич. ин-та*, 40, 259—280, Л. (1936).
26. Norin E., Quaternary Climatic Changes within the Tarim Basin, *Geogr. Rev.*, 22, 591—598 (1932).
27. Obrutschew W. A., Die Verteilung der Eiszeitspuren in Nord- und Zentralasien, *Geol. Rundsch.*, 21/22 (1930—1931).
28. Попов Ю. Н., Современные ледники в бассейне Индигирки, *Природа*, № 4, 41—42 (1947).
29. Саке В. Н., Были ли в прошлом ледники на о. Врангеля, *Природа*, № 12, 50—51 (1947); Четвертичное оледенение севера Сибири, *Природа*, № 4, 16—25 (1947).
30. Schultz A., Morpho'logische Beobachtungen in der östlichen Karakum-Wüste, *Zschr. f. Geomorphologie* (1928).
31. Серков Л. К., Торняники Украинской ССР, Флористика и стратиграфия, Изд. АН УССР, Киев (1938).
32. Соколов Н. Н., О положении границ оледенений в европейской части СССР, Тр. Ин-та географии АН СССР, вып. XXXVII, Проблемы палеогеографии четвертичного периода, 83—109, М.—Л. (1946).
33. Солоневич К. И., Корчагин А. А., Об ископаемой арктической флоре у города Тотьмы, *Сов. ботаника*, 149—159 (1934).
34. Сукачев Н., Исследования четвертичных отложений Нижнеиртышского края, Эксп. АН 1932, Тр. СОПС АН, Л., 166—168 (1933).
35. Зубков А. И., О характере некоторых четвертичных отложений северо-востока Азии, *Изв. АН СССР, сер. VII, отд. мат. и ест. наук*, № 9, 1261—1266 (1931).
36. Taler St., Perennial Frozen Ground in Alaska, Its Origin and History, *Bull. Geol. Soc. Am.*, 54, 1433—1548 (1943).
37. Thiel E., Die Eiszeit in Sibirien, *Erdkunde*, 5, 16—35 (1951).
38. Trinkler E., Tibet, sein geographisches Bild und seine Stellung im asiatischen Kontinent, *Mit. Geogr. Gesellsch.*, München, 15 (1922).
39. Тугаринов А. Я., К характеристике четвертичной орнитофауны Сибири, Палеолитическая стоянка Афонтова гора II, Тр. Комиссии по изуч. четв. периода АН СССР, № 1, 115—129 (1932).
40. Тумель В. Ф., К истории вечной мерзлоты в СССР, Тр. Ин-та геогр. АН СССР, вып. XXXVII, Проблемы палеогеографии четвертичного периода, М.—Л., 124—132 (1926).
41. Wissmann H., Über Löbbildung und Würmezeit in China, *Geogr. Ztschr.*, 44, 201—220 (1938).

Г. ПОЗЕР

СЕВЕРНАЯ ГРАНИЦА ЛЁССА И ПОЗДНЕЛЕДНИКОВЫЙ КЛИМАТ

(Публикация из «Arbeitskreis für Periglazial Forschung» Брауншвейгского научного общества)

ВВЕДЕНИЕ

В моей недавно опубликованной работе об эоловых отложениях и позднеледниковом климате Средней и Западной Европы я коснулся вскользь и проблемы северной границы лёсса, точнее — проблемы ее возникновения [65]. Однако я не мог ей уделить тогда достаточного внимания в связи с иной целью исследования. Между тем я специально заново рассмотрел этот вопрос и пришел к ряду новых выводов и мыслей, которые, как мне кажется, достойны обсуждения. Поэтому я и излагаю их в данной статье. Правда, при этом не обошлось без некоторых повторений из моих прежних работ о позднеледниковом климате. Вторично публикуются мною также две небольшие карты (фиг. 1 и 5). Но это было сделано лишь после пересмотра и дальнейшего развития принятых ранее основных предпосылок и расширения и уточнения выводов. Изложение касается в первую очередь Средней Европы, но некоторое внимание уделяется при этом и Западной Европе. Восточная Европа осталась совершенно вне поля моего зрения, так как я не мог получить достаточно количества литературы. Возможно, что там проблема северной границы лёсса должна во многом ставиться и решаться по-иному.

Работа потребовала изучения чрезвычайно обширной литературы не только для дополнения собственных полевых наблюдений, но и просто потому, что о лёссе вообще очень много написано. Многочисленны также и работы, близко касающиеся распространения лёсса и его границ. Они публиковались в течение последних семидесяти лет. Среди них особенно достойны упоминания работы Пенка [58, 60, 61], Клокмана [45], Кейльгака [43], Зёргеля [74], Грамана [34, 37] и Вольдштедта [88, 89, 90], которые сыграли особенно большую роль в разработке проблемы. В настоящей статье не могли быть процитированы все старые исследования, но все они использованы как источники фактического материала. Много ценных фактических данных почерпнуто также

из объяснительных записок к специальной геологической карте немецких земель. Большинство необходимой литературы и карт было предоставлено мне в Геологическом институте Геттингенского университета.

Если обратиться к новейшей литературе, например к работам Грамана [34, 37], Вольдштедта [90], Деверса [17], Вортмана [91] и Клюте [46], то мы увидим, что особенно много внимания в ней уделяется проблеме лёссовых ветров, т. е. ветров, определивших распространение лёсса и очертания его северной границы. Очевидно, что именно это и должно являться основным содержанием нынешней дискуссии. На первом плане уже не стоит вопрос о том, где и как проходит граница лёсса с другими ледниковыми отложениями, как это было еще несколько десятилетий назад [43]. Не является первоочередным и вопрос о составе лёсса вдоль его северной границы. На них уже несколько лет тому назад дал ответ Граман [34], опубликовав свою статью и карту, основанные на целом ряде предварительных исследований. Им была нарисована столь полная картина, что тем самым задача была практически исчерпана. Отступил на задний план и вопрос о возрасте молодого лёсса. В настоящее время, особенно после работ Зёргеля [74], почти всеми признано, что лёсс образовался в эпоху максимума последнего оледенения.

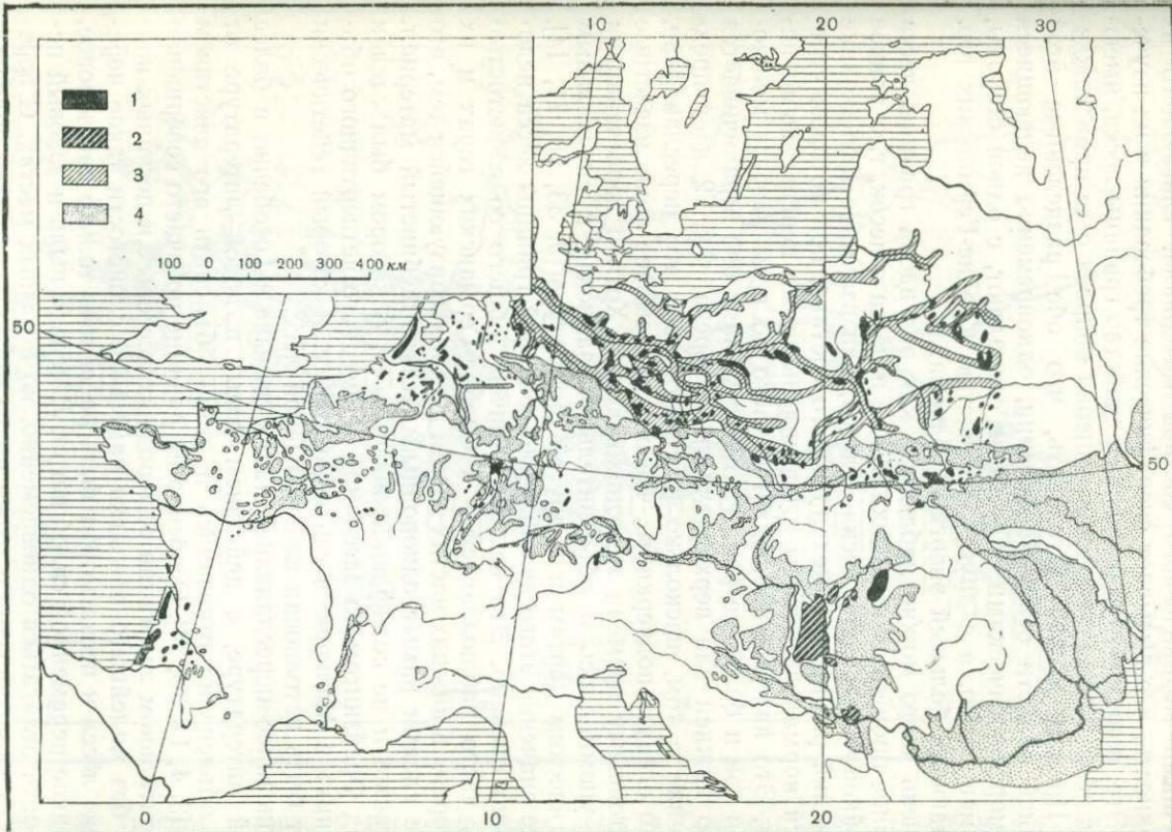
В центре внимания дискуссии стоят проблемы факторов и хода процессов, создавших северную границу лёсса. Поскольку для решения этих проблем могут быть привлечены лишь морфолого-климатические данные, то взгляды на динамику процесса весьма сильно расходятся. Одни исследователи доказывают, что решающим было воздействие северных и северо-восточных ветров, дувших с материкового льда. Другие считают, что главную роль играли западные ветры. В этих разногласиях, очевидно, находит свое выражение состояние вопроса. Сначала я сам считал правильными почерпнутые из литературы представления. Мне казалось, что я могу непосредственно приступить к решению основной проблемы, используя как достоверную фактическую базу существующие представления о природе и строении границы лёсса, о возрасте лёсса и т. д. Но как только старые фактические данные были заново пересмотрены и между ними были выявлены новые взаимосвязи, стало ясно, что надо еще выработать более совершенную точку зрения по всем указанным вопросам. При этом выяснилось, что проблема северной границы лёсса, как и прежде, весьма широка. Для своего решения она требует и выяснения природы и свойств самой лёссовой границы, и точной датировки молодого лёсса, и реконструкции прежней климатической и растительной обстановки. Три первые главы настоящей работы посвящены решению этих задач, а в последней главе делается попытка общего решения проблемы.

I. СТРОЕНИЕ И ОЧЕРТАНИЯ СЕВЕРНОЙ ГРАНИЦЫ ЛЁССА

Распространение лёсса и его северная граница показаны на фиг. 1, 2 и 3. Содержание этих карт, поскольку оно касается лёсса и родственных ему отложений, заимствовано из карт Грамана [34], Вольдштедта [88] и Вортмана [91], дополненных более новыми данными Даммера о распространении перевеянных песков в восточном Бранденбурге. Так как упомянутые авторы снабдили свои карты исчерпывающими объяснениями, можно ограничиться в последующем изложении лишь общим обзором рассматриваемой проблемы и фактами, непосредственно относящимися к ней. Следуя примеру Грамана и Вольдштедта, мы приняли на карте за северную границу лёсса линию, которая в основном ограничивает распространение настоящего или нормального лёсса, т. е. лишь тех отложений, известных под этим названием, которые отличаются весьма однородным механическим составом с содержанием фракции 0,05—0,01 мм до 50—75%. С внешней стороны к этой зоне примыкает пояс песчанистых и смешанных лёссов в несколько километров ширины, почти везде хорошо выраженный. Эти лёссы также эоловые, но они содержат примесь песка. Чем дальше от границы нормального лёсса, тем больше примесь песка и, наконец, смешанный лёсс переходит в настоящий перевеянный песок. Переход от одной механической разности лёсса к другой, т. е. от нормального лёсса через смешанный лёсс к перевеянному песку, бывает обычно постепенным, что затрудняет четкое картографическое разграничение этих отложений в поле.

Исходя из этих данных вещественного состава отложений, северная граница лёсса может рассматриваться и как геологическая и как почвенная граница. Но это только одна сторона ее природы. Другая сторона обнаруживается, если рассматривать эту границу в связи со всеми одновозрастными эоловыми отложениями и формами рельефа. Сюда относятся, как это видно из следующей главы, поля перевеянных песков и материковых дюн Средней и Западной Европы. Фиг. 1 дает представление о распространении таких эоловых образований.

Северная граница лёсса показана здесь как линия, разделяющая совершенно различные области. К югу от нее доминирует лёсс, а все песчаные образования, такие, как дюны и поля перевеянных песков, отступают на второй план и, наоборот, в области, лежащей к северу, господствуют песчаные образования, а тонко-зернистые отложения, например островки тонких песков и тонкопесчаных суглинков, в большинстве случаев составляют исключения. Отсюда мы видим, что северная граница лёсса является также морфологической, вернее климатически-морфологической границей, поскольку она разделяет геоморфологические области, отличающиеся друг от друга не только климатом времени их

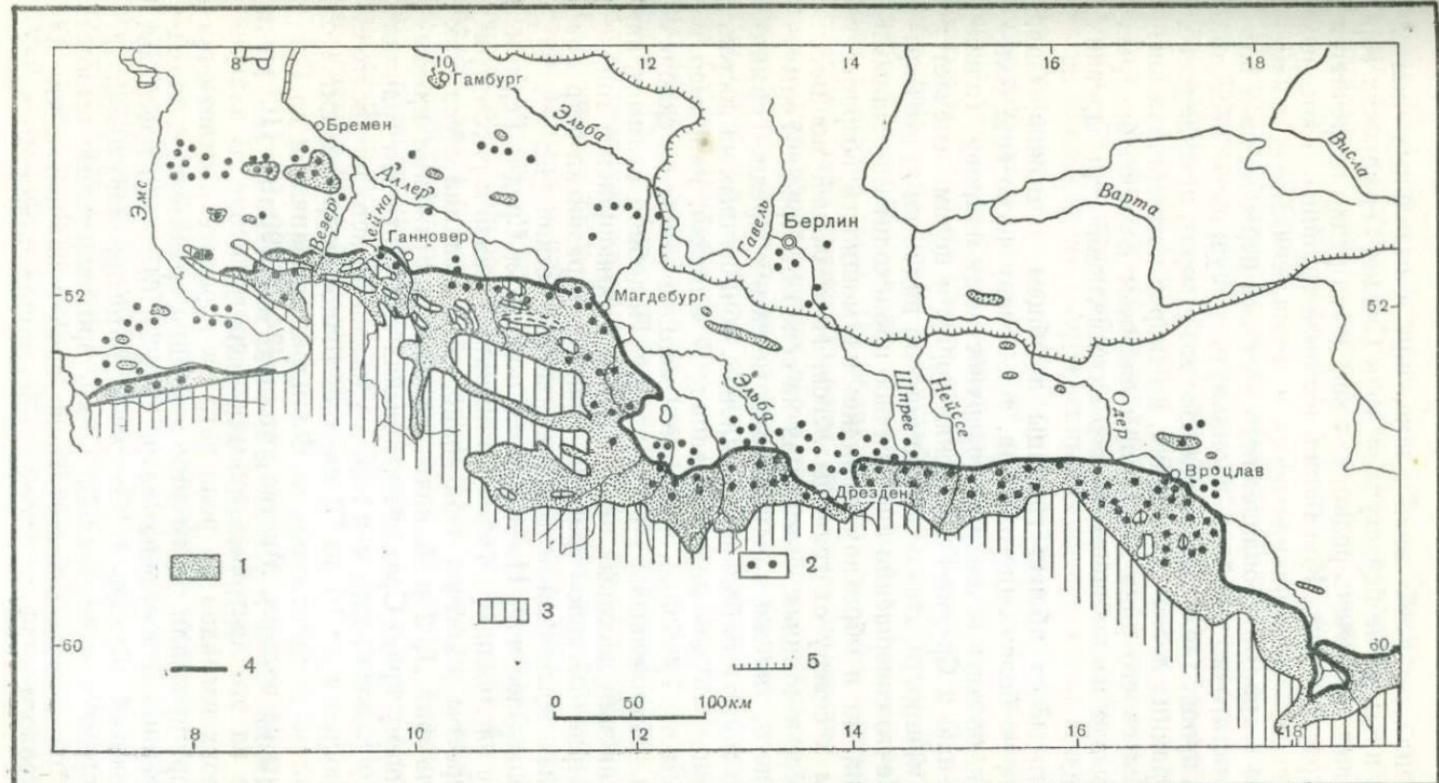


Фиг. 1. Распространение материковых дюн и лёсса в Средней и Западной Европе (по Позеру) с использованием карт Грамана, Кейльгака и Хоббома (*Naturwissenschaften*, вып. 9 (1948)).
1 — древние поля дюн (без береговых дюн Средней Европы); 2 — поля дюн неопределенного возраста; 3 — делювиальные долины (долины древних рек); 4 — лёссы (преимущественно молодой).

образования, но и соответствующими этому климату крупными различиями механического состава материала, слагающего их поверхность, что вызывает специфические требования к их изучению. Это, повидимому, важнейшее свойство границы лёсса, имеющее наибольшее значение для решения вопроса о ее происхождении. Причем можно установить, что обе разделенные этой границей области осадконакопления, одновременно являющиеся и геоморфологическими областями, совпадают, с одной стороны, с низменностью, а с другой — с частью Средне-Германских гор, обладающих большей энергией рельефа.

Очень часто можно наблюдать как раз вдоль границы лёсса взаимное проникновение песка в лёсса и лёсса в песок, т. е. тонкое послойное чередование песка и лёсса, или взаимное вклинивание отложений различного механического состава, при котором чередуются нормальные лёссы с нормальными же перевеянными песками. Это явление наблюдается часто во всем разрезе мощностью в три и более метров, в других случаях оно ограничивается только нижней или верхней частью разреза. Фиг. 2 дает представление о том, насколько распространено это переслаивание, причем следует подчеркнуть, что она показывает лишь известные к настоящему времени местонахождения. Хотя о переслаивании часто упоминалось в объяснительных записках к специальным геологическим картам и в другой литературе [3, 33, 80, 71, 14], все же значение этого явления для северной границы лёсса недостаточно оценено. Это не имеет ничего общего со слоистостью лёсса, часто наблюдающейся в Средне-Германских горах и их предгорьях в нижних частях толщи и характеризующейся тем, что в лёссе слоями намыт однородный песчано-щебнистый материал. Это также и не солифлюкционный лёсса, о котором был сделан доклад Фрейзингом на заседании «Немецкого четвертичного объединения» в Мюнхене в сентябре 1950 г. и который генетически может быть истолкован как намывной лёсса.

Описанное переслаивание часто связывали, особенно в более старой литературе, с действием воды; в новой литературе от этого объяснения отказались и стали объяснять его действием ветра [3, 4, 14, 38, 74]. Особенno на равнине при часто совершении горизонтальном залегании однородных лёсовых и песчаных прослоев без малейшего признака намывной слоистости такое чередование лёсса и песка может быть расценено только как эоловое, вызванное переменной силой ветра. Лёссовая пыль и эоловый песок могли отлагаться одновременно, но в разных местах. С переменой силы ветра одно и то же место могло служить то областью накопления лёсса, то областью накопления эолового песка. Другими словами, это значит, что граница лёсса как линия, разделяющая области накопления мелковернистых и грубовернистых отложений, не была постоянной в период их образования, и



Фиг. 2. Северная граница сплошного распространения лёсса в Средней Европе (главным образом по Вольдштедту) и известные местонахождения лёсса с прослойками песка и пески с прослойками лёсса.

1—лёсс (преимущественно по Вольдштедту с дополнениями по новейшим источникам); 2—лёсс с прослойками песка и пески с прослойками лёсса; 3—Средне-Германские горы (частично), покрытые суглинками и лёссоем; 4—северная граница лёсса; 5—граница вюрмского оледенения.

колебалась или по всей своей длине, или в отдельных частях. Однако она никогда не переступала края Средне-Германских гор или переступала его очень редко, так как здесь редко встречается подобное переслаивание. Колебания лёссовой границы, о которых свидетельствует переслаивание лёсса и песка, связанное с изменением силы ветра, обусловливавшего эоловый перенос, дает возможность достаточно глубоко проникнуть в сущность лёссовой границы и в процесс ее образования. Все это говорит, прежде всего, о том, что граница лёсса — не линия, но скорее пограничная зона. Она является своего рода застывшим снимком полного быстрых перемен отрывка из заключительного акта великой игры древних эоловых сил.

Мощность лёсса вблизи границы в общем ничтожна. Она, как правило, не более одного метра, а к северу часто еще более уменьшается, сводясь к тонкому поверхностному покрову. Только по направлению к Средне-Германским горам в целом отмечается увеличение мощности. Это особенно хорошо видно на карте Вортмана [91]. Нечто совершенно аналогичное происходит с песчаными отложениями, но в обратном порядке: их мощность возрастает с удалением к северу от границы лёсса. Наибольшей мощности достигает лёсс в долинах, отходящих на север от Средне-Германских гор. Здесь, так же как и в области самих Средне-Германских гор, его мощность больше на склонах, обращенных на восток, чем на склонах, обращенных на запад. В Силезии, например в лёссовой области Трибница, часто лёсс мощнее также на склонах гор и долин, обращенных на восток и юг. Подобная асимметрия в распространении лёссовых отложений, повторяющаяся в той же форме и севернее лёссовой границы в областях развития островов тонкопесчаных суглинков и тонкозернистых песков [42, 14, 91], является общеизвестной. Но для зоны подножья Средне-Германских гор она заслуживает особого внимания в связи с рассматриваемым вопросом о ветрах, отлагавших лёссы. Граница лёсса, как это видно на фиг. 1, 2 и 3, почти на всем протяжении примыкает к внешнему краю Средне-Германских гор. Хотя эта граница и лежит не у самого подножья гор, а удалена от него на расстояние, изменяющееся от 10 до 70 км, она точно воспроизводит его очертания на всем протяжении от Фландрии на западе и до Русской равнины на востоке. Многие авторы [34, 37, 90, 91, 110] указывали уже на это достойное внимания соотношение. В зависимости от своих взглядов на роль ветра в переносе и отложении лёсса, они приписывали горам либо значение препятствия, замедлившего северные и восточные ветры [34, 37, 61], либо преграды, обуславливающей образование ветровой тени при допущении западного направления ветров [90]. Столь противоречивые выводы из одних и тех же фактов достаточно ясно показывают, что на основании геолого-морфологической обстановки может быть сде-

дано только то заключение, что край Средне-Германских гор, весьма вероятно, оказывал существенное влияние на положение и очертание лёссовой границы. Но роль, которую он при этом играл, может быть выяснена только при условии привлечения данных другого рода.

Очертания границы лёсса обнаруживают также, по меньшей мере, частичную зависимость от наиболее крупных речных долин, спускающихся со Средне-Германских гор. Если проследить границу лёсса через Германию с запада на восток, то в некоторых местах заметны весьма характерные дугообразные отклонения ее с севера на юг при общем сохранении направления с запада на восток. На выступах, направленных к северо-востоку, площадь распространения лёсса оказывается разорванной наиболее широкими долинами, как, например, на очень большом отрезке долины Лейны выше и ниже Ганновера, что хорошо видно на карте Бортмана [91] и на картах, изображенных на фиг. 2 и 3. То же наблюдается на Эльбе у Магдебурга, на Эльбе у Дрездена, на Одере у Вроцлава и на Глетцер-Нейссе в том месте, где она течет с юга на север. На обоих берегах в таких местах лёсс отсутствует, зато распространены песчаные отложения. Как уже сказано, распространение лёсса прерывается речными долинами только в тех случаях, когда они широки и направлены приблизительно с юга на север, а обычно с юго-востока на северо-запад. Для более узких долин того же направления или для долин, направленных с запада на восток, такого явления не наблюдается. Граман [34] толкует взаимоотношение границы лёсса и речных долин несколько иначе и говорит, приводя те же примеры, об изгибе границы лёсса на север, к западу от рек. Однако далеко не безразлично, как рассматривать эти факты. При первом толковании создается впечатление, что отрезки речных долин, у которых прерывается распространенный западнее лёсс, как бы оттесняют область лёсса к югу; при втором толковании они, наоборот, как бы способствуют продвижению лёсса на север. Каждое из этих двух толкований, взятое в отдельности, заранее ограничивает поиски решения вопроса узко определенным путем. Но правильнее иметь в виду обе возможности.

II. ВОЗРАСТ СЕВЕРНОЙ ГРАНИЦЫ ЛЁССА И СОПРОВОЖДАЮЩИХ ЕЕ ЭОЛОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

Итак, северная граница лёсса является древним климатически и геоморфологически обусловленным феноменом. Поэтому для ее объяснения необходимо возможно более глубокое знание климата эпохи ее возникновения. Этого можно, в свою очередь, достичь лишь точным определением историко-климатического положения самой лёссовой границы, путь к чему ведет через датировку

сопровождающих ее эоловых отложений. Мы с полным основанием допускаем, что северная граница лёсса со временем своего образования испытала лишь незначительные изменения и сохранила до нашего времени свои важнейшие первоначальные черты. Вдоль всей своей северной границы лёсс является однородным. При небольшой мощности он здесь чаще всего нащел оглинен при почвообразовании и в нем нельзя установить никакого промежуточного горизонта, который указывал бы на перерыв в лёссоакоплении и делил бы его на нижний, или древний, и верхний, или молодой, лёсс. Горизонты, делящие лёсс подобным образом, в виде известных по многочисленным профилям зон выветривания появляются лишь с удалением от его северной границы по мере приближения к Средне-Германским горам и возрастания мощности лёсса. Итак, лёсс, залегающий вдоль северной границы, повсюду и по всей своей массе одновозрастен и, как это легко устанавливается в поле из сопоставления разрезов, соответствует верхнему молодому лёссе более мощных разрезов. С этим молодым нормальным лёсsem одновозрастны остальные эоловые отложения, развитые по соседству с его северной границей: грубый лёсс, смешанный лёсс и перевеянные пески, а также тонкие пески и тонкопесчаные суглинки, встречающиеся в виде островков перед границей лёсса. Эти образования нигде не лежат друг над другом в виде разновозрастных напластований, но всегда располагаются рядом, либо взаимно переслаиваясь, либо постепенно переходя друг в друга. Следовательно, они соответствуют разным фациям одной и той же возрастной формации. Эти выводы были сделаны еще в старых объяснительных записках к силезским и саксонским геологическим картам, а затем подтверждены исследованиями Бреддина [3, 4, 5] о взаимоотношении молодого лёсса и перевеянных песков на Нижнем Рейне. Другие наблюдения настолько подкрепили эти выводы, что не остается никакого сомнения в их правильности [14, 33, 34, 89, 91, 96, 108, 109]. Поэтому определение возраста одного из этих отложений является одновременно определением возраста другого, а тем самым и определением возраста границы лёсса.

В отношении молодого лёсса общеизвестно мнение [44, 87], обоснованное Зёргелем [74], что его образование началось в фазу наступления материкового льда, но полного развития достигло лишь в фазу максимального его продвижения. Таким образом, молодой лёсс считается относящимся к эпохе максимума оледенения. Между тем некоторыми авторами, в частности в последнее время, были высказаны и другие взгляды, как, например, Бреддином [3, 4, 5], который полагает, что образование лёсса продолжалось и в позднеледниковое время, или Миленом [53] и Вейсермелем [82], относящими образование лёсса на основании геологических и историко-климатических соображений полностью к поздне-

ледниковому времени, т. е. к фазе отступания льдов. Приведенных ссылок достаточно, чтобы показать, что вопрос о возрасте молодого лёсса все еще остается открытым, несмотря на посвященные ему объемистые труды.

За последнее время достигнуты большие успехи в области изучения древних структурных образований, возникших в условиях ледникового климата. Благодаря этому к старым методам определения возраста прибавился новый, основой которого являются ископаемые следы вечной мерзлоты в виде псевдоморфоз лёсса и суглинков по ледяным клиньям, «кипящих почв» и мерзлотных котлов. Этот метод особенно важен как средство определения той фазы истории развития климата, в течение которой образовались отложения, обладающие указанными структурными особенностями [65]. Каждая из этих форм характеризует определенную климатическую эпоху. Из проведенного мною в этой области исследования следует, что вечная мерзлота исчезла одновременно в Средней и Западной Европе, так как позднеледниковый климат вызвал таяние материкового льда в северной Германии и его отступание от границы максимального распространения [62, 64]. Лучшим доказательством в пользу этого служит отсутствие форм, характерных для мерзлоты в областях молодого моренного ландшафта; они представляют собой большей частью хорошо развитый горизонт. Он является надежным возрастным критерием раннеледникового времени и времени максимального развития оледенения, а тем самым и определения возраста заключающих его отложений для всей Средней и Западной Европы. То же самое можно сказать о солифлюкционных горизонтах, одновозрастных названным формам.

Хорошо известно, что в образовании этих форм часто принимал участие и молодой лёсс: или как масса, заполняющая ледяные клинья, или как материал, участвующий в строении «кипящих почв» и «мерзлотных котлов» [29, 40, 72, 75, 79]. Становится совершенно ясным, что во время существования мерзлоты, т. е. в раннеледниковое время и во время максимального распространения льдов, происходило интенсивное лёссообразование. Об этом же свидетельствуют неоднократно наблюдавшиеся в Средне-Германских горах случаи обогащения молодого лёсса вюрмским грубощебечатым солифлюкционным материалом. Однако, с другой стороны, имеются многочисленные разрезы, в которых лёсс при большой мощности и ненарушенном залегании покрывает мерзлотные почвы и ископаемые каменные потоки, не принимая в их строении никакого или лишь незначительное участие. Следовательно, его отложение в этих случаях могло начаться лишь только после того, как прекратились мерзлотные явления. В других работах я ссылался на такие разрезы [65] и здесь ограничусь только несколькими примерами.

Что касается лёсса, покрывающего ископаемые грубощебенчные солифлюкционные накопления в Средне-Германских горах, то он чаще всего содержит примесь грубого материала только в самом основании. Подобные разрезы описывают Пассарге [57] для района листа Штадтремда, Бергер [1] из окрестностей Глятцера и Рихтер [66, 67] в пределах склонов в Нижне-Рейнской области. Я сам наблюдал перекрывание лёссым в первичном залегании щебня склонов у южного подножья Таунуса в месте перехода горного склона в плоскую поверхность Гамбургской бухты.

Более важными я считаю разрезы из Эйхсфельда, где при большой мощности лёсса, залегающего над щебнем, часть лёссо-вой толщи, заключенная между базальным слоем, содержащим щебенку, и поверхностным слоем, измененным почвообразованием, обладает прекрасно сохранившейся вертикальной макропористостью. Сохранность такой структуры возможна лишь в том случае, если лёсс отлагался после окончания солифлюкции и особенно резких морозно-динамических процессов, связанных с вечной мерзлотой. Совершенно такие же выводы сделал Круммбек [49] о лёссе, залегающем поверх солифлюкционных накоплений в районе Регенсбурга. То же следует из наблюдений Рюля [68] в Фогтланде, где он описал лёсс, залегающий поверх вюрмского склонового щебня, причем раковины гастропод, встречающиеся в нижних его слоях, перетерты в результате солифлюкции, а в верхних слоях хорошо сохранились. Это можно объяснить только тем, что верхние слои образовались после окончания солифлюкции. Гертнер подчеркнул в своем устном сообщении, что его не опубликованные еще данные по съемке в южном Золлинге приводят к выводу даже об отложении молодого лёсса в этом районе преимущественно уже после окончания солифлюкции.

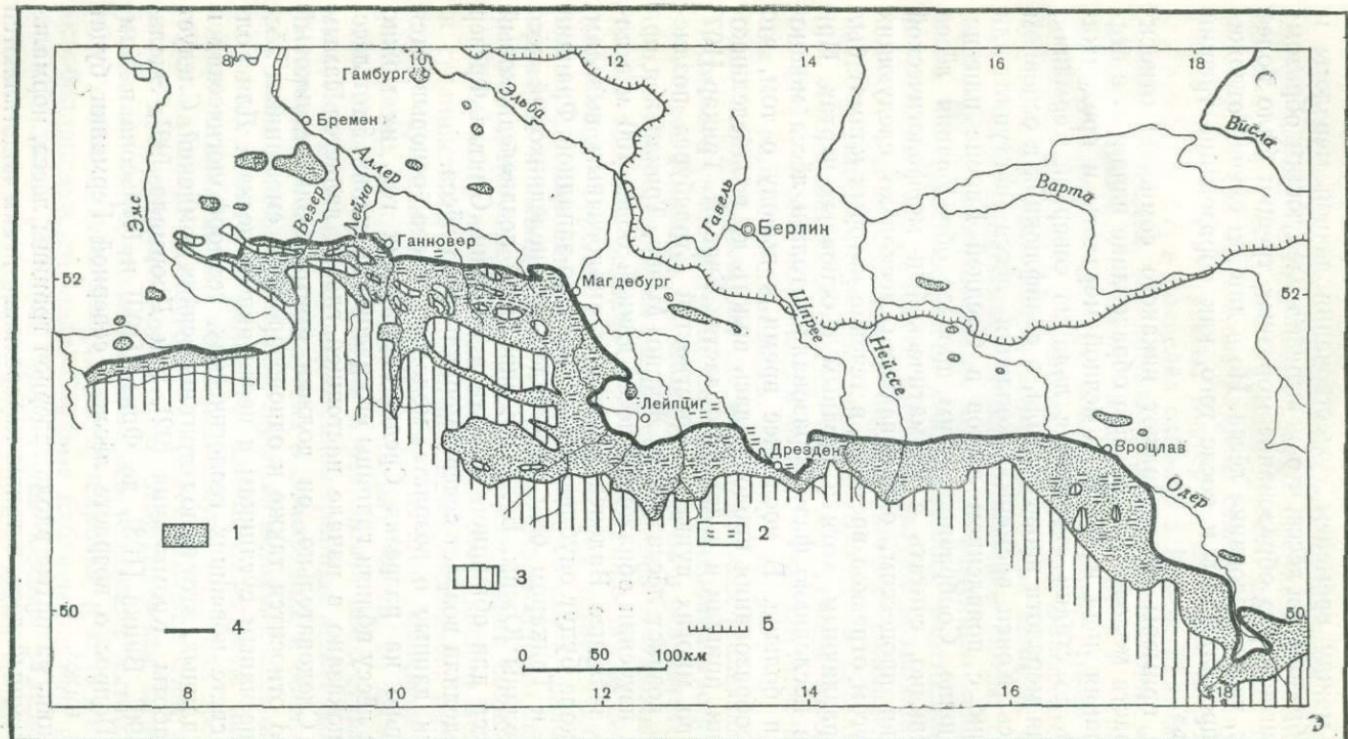
Еще более наглядными являются соотношения между лёсом и суглинистыми выполнениями ледяных клиньев. Бранд [2] описывает суглинистый клин из окрестностей Ашаффенбурга, который резко, как ножом, срезан сверху вместе со своим суглинистым выполнением, очевидно в результате последующей денудации. Поверх этой ярко выраженной границы лежит молодой лёсс. В глинице около Вильсхайзена в Эйхсфельде я обнаружил ледяной клин, заполненный и перекрытый молодым лёсском. В нижней части последнего наблюдаются изгибы слоистости, направленные внутрь клина. Изгибы могли возникнуть лишь при проникновении лёсса на место тающего льда. Более высокие слои лёсса находятся в совершенно нормальном ненарушенном залегании. Это указывает на то, что они отлагались уже после вытаивания ледяного клина и заполнения лёсском широкой и глубокой трещины, освободившейся от льда. Сходные наблюдения еще раньше сделал Галльвиц [29] над суглинистым клином вблизи Дрездена. В связи с этим он пришел к совершенно таким же выводам о со-

отношении между временем существования вечной мерзлоты и временем образования лёсса, что он выразил следующим образом: «Зёргель считает, что образование морозных трещин было более длительным, чем образование лёсса. Но в данном случае отложение лёсса продолжалось и после того, как образование трещин закончилось».

Все эти примеры не оставляют никакого сомнения относительно возраста молодого лёсса. Его образование началось в стадию наступления льда и развития вечной мерзлоты и продолжалось вплоть до стадии отступания льда из северной Германии, когда вечная мерзлота вновь исчезла, а солифлюкция в основном прекратилась. Конец времени накопления лёсса наступил или одновременно с появлением лёссов в Средней Европе или несколько раньше. Сообразно с этим процесс образования лёсса нужно, очевидно, считать с климатической и морфологической точки зрения процессом, охватывающим несколько следующих друг за другом отрезков времени, в течение которых климат был несколько различным, хотя и сходным в основных чертах. При этом уже в последнюю фазу образовались толщи лёсса мощностью 2 м и больше. В последнее время к выводу о том, что эпоха лёссообразования продолжалась вплоть до позднеледникового времени, пришли и в других областях Европы. Трикар [107] установил во многих пунктах окрестностей Страсбурга позднеледниковый возраст лёсса. Кайе, Журно, Мишо, Трикар и я при совместном изучении обнажения лёсса длиной более 100 м в долине Роны западнее Валенса пришли к аналогичным выводам, которые вскоре будут опубликованы. В северо-западной Франции мною [102] и Трикаром был установлен позднеледниковый лёсс в районе долины Южны. Булла [6] определил позднеледниковый возраст лёсса для обширной области в Венгрии. Смит и Фрэзер также определили возраст североамериканского лёсса.

Хотя эти данные о возрасте молодого лёсса основываются исключительно на разрезах Средне-Германских гор, их можно отнести и к лёссу вблизи границы его распространения. Этот лёсс, как было показано в начале настоящей главы, является самым молодым. Следовательно, он должен иметь позднеледниковый возраст, что относится также к одновозрастным смешанным лёссам, тонкопесчаным суглинкам и перевеянным пескам. Для Голландии, в свете новейших геологических, геоморфологических и пыльцевых данных, этот вывод стоит вне всяких сомнений. Следует назвать работы Кроммелина [92], ван Доормаля [93], Эдельмана [94—96], Винка [108], де Фриза [109] и Нельсона и Хаммена [99]. Вопрос о возрасте лёсса в северной Германии будет рассмотрен ниже.

Отложения, развитые вдоль северной границы лёсса, нормальный и смешанный лёсс, а также перевеянные пески подстилаются



Фиг. 3. Северная граница сплошного распространения лёсса в Средней Европе (глазным образом по Вольдштедту) и известные местонахождения базального валунного горизонта под лёсском и перевеянными песками.

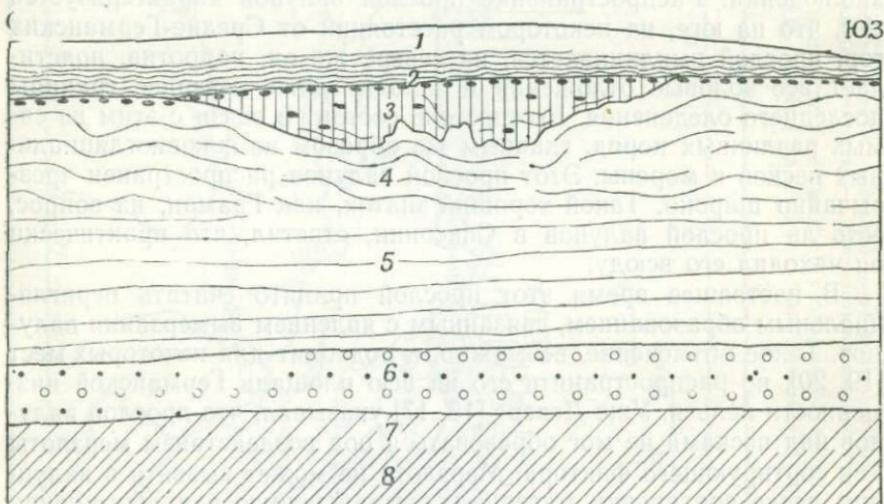
1—лёсс (преимущественно по Вольдштедту с дополнениями по новейшим источникам); 2—базальный валунный горизонт под лёсском, смешанный лёсском и перевеянными песками; каждая точка обозначает небольшой район развития валунного горизонта; 3—Средне-Германские горы (частично), покрытые суглинком и лёсском; 4—северная граница лёсса; 5—граница вюрмского оледенения.

прослоем валунов. Он имеет переменную мощность, но в большинстве случаев хорошо развит и содержит валуны, ограниченные ветром. Распространение этого прослойя валунов показано на фиг. 3. Данными для этой карты я обязан частично собственным наблюдениям и дружеским сообщениям товарищей по работе, большей же частью — литературе и главным образом объяснительным запискам к специальной геологической карте. Пробелы на этой карте, в общем, совсем не означают отсутствия прослоя валунов, они связаны в основном с недостатком опубликованных наблюдений. Распространение прослойя валунов характеризуется тем, что на юге, на некотором расстоянии от Средне-Германских гор, прослой выклинивается, на севере же он, напротив, подстилает все эоловые отложения и заходит даже севернее границы последнего оледенения. Его постель состоит в связи с этим из самых различных пород, главным же образом из флювиогляциальных песков и морены. Этот прослой валунов распространен чрезвычайно широко. Такой хороший знаток, как Граман, на вопрос, есть ли прослой валунов в Саксонии, ответил, что практически он находил его всюду.

В настоящее время этот прослой принято считать перигляциальным образованием, связанным с явлением вымерзания валунов. Такое объяснение, возможно, и подходит для некоторых мест [19, 20], но распространять его на всю площадь Германской низменности нельзя. Уже Деверс [15, 17] указывал, что прослой валунов над песками не мог образоваться под воздействием мерзлоты как сортирующего фактора. Мерзлота не может вызвать в валунном песке сортировку материала, выражющуюся в обогащении валунами поверхностного покрова. Наличие в рассматриваемом прослое ограниченных ветром валунов дает основание считать, что он произошел путем дефляции, т. е. в его образовании главная роль принадлежит ветру. Это объяснение также весьма распространено и многими принято.

Однако вытекающее отсюда представление о перигляциальном дефляционном прослое валунов, возникшем в области ледникового края в раннеледниковое время или в эпоху максимального продвижения льдов, не совсем обосновано. Дело в том, что почва здесь в то время еще была скована вечной мерзлотой. Если бы валунный прослой образовался именно тогда (чему действительно мог благоприятствовать режим ветров того времени), то вследствие сильных морозно-динамических процессов он должен был хотя бы на ледниковой морене подвергнуться широко распространенным в этой области явлениям солифлюкции и мерзлотных деформаций. Но я никогда не наблюдал таких случаев и не встречал упоминания о них в литературе. Правда, в строении валунного прослоя часто наблюдаются нарушения в виде неправильных смещений отдельных валунов или групп валунов вверх и вниз,

особенно там, где этот прослой располагается в тонком поверхностном слое. Но Деверс [13, 15], а также авторы объяснительных записок к геологической карте с полным основанием рассматривают их как нарушения, обусловленные корнями деревьев, норами землероев, а главным образом пахотой. Там же, где валунный прослой в каком-либо разрезе переходит по простианию на «кипящие почвы», «мерзлотные котлы» или солифлюкционные накопления, он срезает их по ровной грани, так же как и другие подстилающие породы. Примером служит профиль на фиг. 4. Он



Фиг. 4. Разрез глиняного карьера кирпичного завода Цольферейн (Гельзенкирхен-Ротгай), южная стена (по Вортману).

1—молодой лёсс (2 м), вверху неслоистый, внизу с прослойями песка; 2—базальный валунный горизонт; 3—морена, сильно перемята вместе со слоем 4; 4—древний лёсс, перемятый до глубины 2 м; 5—древний лёсс с ненарушенной слоистостью (2 м); 6—галечники террасы Эмшера (1,3 м); 7—сильно выветрелый эмшерский мергель (1 м); 8—эмшерский мергель (более 2 м).

был составлен Вортманом, причем последний не знал, для чего будет использован этот профиль, и был, следовательно, совершенно беспристрастен. Остается признать, что интересующий нас прослой валунов не подвергался действию морозно-динамических процессов. Он возник как дефляционное образование уже тогда, когда климат максимума оледенения с его вечномерзлыми почвами, мерзлотными деформациями и интенсивной солифлюкцией сменился иным климатом. Тот факт, что валунный горизонт заходит севернее границы оледенения, еще раз подтверждает наш вывод.

Поскольку базальный валунный горизонт имеет позднеледниковый возраст, то и покрывающий его лёсс, смешанный лёсс и перевеянные пески, а равно и их северная граница не могут быть

древнее начала позднеледникового времени. Этот вывод находит особенное веское подтверждение в тех накоплениях тонкоэзернистых песков и лёссовых образований, которые установлены Даммером [11] внутри области вислинского оледенения в Восточном Бранденбурге, Шёнгальсом [104] на Рюгене и Круминсом [97] и Шёнгальсом [105] в Латвии. Таким образом, северная граница лёсса как морфолого-климатическое явление может быть проведена только на основании климатических условий позднеледникового времени.

Исходя из этой датировки, устанавливаемой одновременно разными путями и потому надежной, образование молодого лёсса и оформление его северной границы вопреки старому мнению совпадает по времени с возникновением полей дюн и перевеянных песков Средней и Западной Европы. Ведь последние также возникли в позднеледниковое время, что подтверждается многочисленными данными из области геоморфологии, геологии, стратиграфии торфяников, пыльцевыми анализами и археологическими находками [65]¹. Эоловые процессы, приведшие к образованию дюн и перевеянных песков, начались еще в эпоху максимума оледенения, но лишь в позднеледниковое время они стали доминирующими морфогенетическими факторами. До сих пор только предполагалось [65], что образование дюн и образование молодого лёсса — взаимно дополняющие друг друга процессы, характерные для одной и той же климатической эпохи. Теперь это доказано. Одновременность обоих процессов необходимо учитывать при реконструкции позднеледникового климата и особенно при рассмотрении вопроса о лёссообразующих ветрах.

III. ПОЗДНЕЛЕДНИКОВЫЙ КЛИМАТ

а) Вопрос о возможности восстановления лёссообразующих ветров на основании данных о распространении и происхождении лёсса. Известны многочисленные попытки восстановить систему ветров, которые обусловливали перенос лёсса и определяли границу его распространения. При этом чаще всего исходили из более или менее предвзятой картины распределения давления в ту эпоху. Прежде всего допускали существование антициклона над материковым льдом, воздействовавшего на большие пространства. Из этого предположения делали вывод о существовании системы ветров, имевших направление от северного до восточного и переносивших лёссовую пыль. Затем пытались привести в соответствие с этой системой современное распространение

¹ Считаю необходимым упомянуть здесь недавно ставшие мне известными работы Грамана [35, 36] и Верта [83], в которых при помощи геологических, почвенных, археологических и пыльцевых данных доказывается позднеледниковый возраст крупных материковых дюн.

нение лёсса. Все это можно найти в многочисленных работах, в том числе и в важнейших руководствах. Однако новейшие исследования об атмосферном давлении и системе ветров над современным материковым льдом в Гренландии и Антарктике не дают нам права преувеличивать влияние антициклона над древним европейским материковым льдом на погоду и климат того времени [32, 18]. Кроме того, новейшие исследования, опирающиеся на строго конкретные данные, приводят к выводу, что во время максимума оледенения на большей части примыкающей к ледниковому краю Германской низменности, как и вообще в большей части Средней и Западной Европы, господствовали западные ветры [63, 64, 46]. Но даже отвлекаясь от всего этого, мы видим, что подобная реконструкция оказывается не-применимой к эпохе становления северной границы лёсса, так как она относится ко времени максимума оледенения, а лёссовая граница окончательно оформилась в позднеледниковое время, т. е. тогда, когда влияние материкового льда на климат Средней Европы значительно ослабло или совсем прекратилось.

Другие попытки решения этого вопроса исходили из неравномерности распространения лёсса, а именно из того, что в Средней Европе отмечается преобладающее его развитие и наибольшая мощность на западных склонах долин или, что то же, на восточных склонах гор. Это обстоятельство привело, однако, к прямо противоположным выводам. Некоторые ученые говорили о преимущественном отложении лёсса с наветренной стороны и соответственно о ветрах восточных направлений, о чем, например, в последнее время писал Мюлен [53], касаясь Силезии. Другие, исходя из данных теории вероятности и частично из наблюдений над условиями отложения снега, говорили об отложении лёсса с подветренной стороны и приходили к заключению о западном направлении ветров. Такого мнения еще недавно придерживались Вольдштедт [90] и Клюте [46]. Третье направление, к которому принадлежит, например, Граман [34, 37], занимает промежуточную позицию. Сторонники этого направления считают, что при слабо расчлененном рельфе, в частности у края Средне-Германских гор, лёсс откладывался с наветренной стороны, при более же расчлененном рельфе — с подветренной. Представители каждого направления подкрепляют свои выводы убедительными доказательствами. Но совершенно разные выводы, полученные из одного и того же фактического материала, показывают, насколько ненадежен этот способ реконструкции. Им нельзя будет успешно пользоваться до тех пор, пока отсутствуют действительно точные исследования вопроса об отложении лёсса на подветренных и наветренных склонах современных областей лёссонакопления, которые могли бы послужить средством восстановления былых условий в Европе.

Некоторые пытались, наконец, судить о лёссообразующих ветрах, исходя из соотношения во взаимном расположении областей отложения лёсса и области выноса лёссовой пыли. Ольбрихт [56] и Чайка [10] сделали, например, такую попытку для отдельных случаев в Силезии. Но, в общем, и этот путь не ведет к достоверному решению вопроса, поскольку общизвестная однородность химических и физических свойств лёсса делает невозможным определить ни исходный материал, ни место его образования. Несколько больше дает изменичивость содержания в нем тяжелых минералов. Эдельман [22, 96], а вслед за ним и другие голландские исследователи выделили для нидерландского лёсса, а также и для других отложений минералогические провинции, руководствуясь этим признаком, и таким образом установили происхождение слагающего их материала. Особенно успешны их последние работы [96]. В целом, однако, вопрос о происхождении лёссовой пыли еще не решен и нельзя строить на этой основе заключения о лёссообразующих ветрах. Неясность этого вопроса настолько велика, что совсем недавно даже такой исследователь, как Лотце [51], счел возможным выдвинуть гипотезу о космическом происхождении лёсса. Перспектива может показаться даже слишком мрачной. В самом деле, после наблюдений Лаутерборна [50] над содержанием пыли в рейнских террасах и критического разбора этого вопроса Граманом [34] можно считать достоверным, что одним из важнейших источников лёссовой пыли были осадки полых вод крупных рек. А как следует из убедительных выводов Дюкера [21] о механическом составе структурных почв Исполиновых гор, любая почва, подвергнувшаяся мерзлотным деформациям и преобразованная в структурную почву в условиях сурового климата ледниковой эпохи, могла стать источником лёссовой пыли. Между подобными источниками лёссовой пыли и областями лёссонакопления невозможно перекинуть мост, восстановив направление лёссообразующего ветра. И менее всего это возможно сделать для позднеледниковых ветров, познание которых в первую очередь необходимо для объяснения северной границы лёсса.

Можно попытаться реконструировать режим ветров того времени по ограниченным ветром валунам, весьма часто встречающимся в базальном валунном горизонте. Для этого необходимо тщательно определить ориентировку последних и по ней составить розу ветров. Клоппер сообщил мне результаты подобных наблюдений, проведенных им совместно с Мюллером в окрестностях Фризойте (Ольденбург). Из наблюдений вытекает, что направление ветров в этой местности было от западного до западно-юго-западного. Я сам проводил такие наблюдения юго-восточнее Брауншвейга и получил западное направление ветра. Титце в своей объяснительной записке к листу Нимпч в Нижней

Силезии описывает горизонт ограненных валунов, указывающий для этого местонахождения на юго-восточные ветры. Нас не должны смущать подобные различия в направлении ветров для сильно удаленных районов. Наблюдений еще слишком мало, чтобы их результаты можно было признать достаточно типичными. К тому же большинство старых наблюдений оказывается непригодным, так как они чаще всего были проведены под влиянием ложных взглядов на происхождение ограненных валунов и нередко с точки зрения какой-либо предвзятой теории. Дальнейшие объективные исследования в этой области могли бы привести к достоверным выводам. Правда, в связи с условиями залегания базального валунного горизонта эти выводы касались бы только эпохи, предшествовавшей отложению лёсса и перевеянных песков.

Подведем итоги всего сказанного. При современном состоянии вопроса нельзя сказать ничего определенного о прежнем режиме ветров, исходя из свойств и распространения самого лёсса или подстилающего его базального валунного горизонта, содержащего ограненные валуны. Возникает необходимость найти какой-то другой критерий для восстановления направления ветров, определявших положение северной границы лёсса. Для этого весьма пригодны одновозрастные с ним материковые дюны, так как именно они являются главными показателями режима ветров той эпохи. Распространение материковых дюн показано на фиг. 1. Так как эта карта показывает и распространение лёсса, его северная граница особенно ярко выступает на ней как рубеж между двумя областями разнородных комплексов эоловых отложений и форм рельефа. В то время как на востоке обе эти области связаны многочисленными переходами, в Средней и Западной Европе они наиболее четко разграничены. Поля перевеянных песков и дюн связаны почти исключительно с низменностью. Лёсс, наоборот, приурочен почти целиком к склонам и полым формам рельефа, а иногда и к выровненным площадям в пределах Средне-Германских гор.

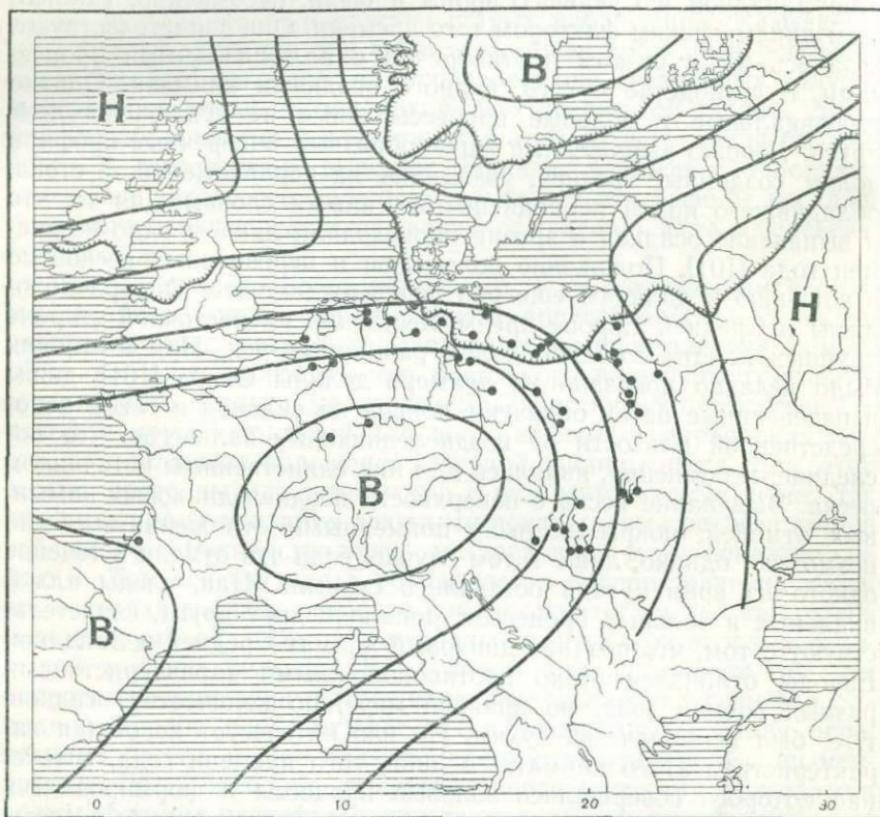
б) Позднеледниковый климат по данным изучения материковых дюн. Я уже посвятил позднеледниковому климату ряд исследований. Мои выводы были основаны частично на изучении полей перевеянных песков и материковых дюн [65, 100], частично на изучении речных террас эпохи максимума последнего оледенения и позднеледниковых террас [101].

Речные террасы характеризуют позднеледниковое время в Европе как одну из фаз эрозии, во время которой в галечных отложениях эпохи максимума последнего оледенения возник довольно значительный линейный врез в долинах рек и были созданы многие короткие долинки на их склонах за пределами

крупных тальвегов [52, 101]. Напротив, поля дюн и перевеянных песков, лёсс и базальный прослой валунов в его основании характеризуют позднеледниково время как фазу развития эоловых процессов, которые захватывали тогда огромные пространства Западной и Средней Европы и были, несомненно, важнейшим динамическим фактором того времени. Они свидетельствуют, казалось бы в резком противоречии с аллювиальными процессами, о господстве сухого, бедного осадками климата. Однако аллювиальные и эоловые процессы вовсе не исключают друг друга. Хорошо выраженные ящикообразные поперечные профили долин, созданные эрозией, указывают на неравномерность стока, обладавшего яркой периодичностью, иными словами, на то, что и выпадение осадков и эрозия происходили лишь в одно из времен года [101]. Положение полей дюн и перевеянных песков по отношению к долинам еще раз подтверждает это. Они расположены в Средней Европе преимущественно на восточной стороне крупных долин, особенно долин равнинных рек. При этом, как было недавно показано на примере долины Окера [101], дюны и перевеянные пески образуют покров на склонах в такой непосредственной близости от позднеледниковых тальвегов, что последние, несомненно, являлись для них единственным источником песка. Выдувание песка с поверхности позднеледниковых намывных отмелей, покрытых ныне пойменными отложениями, было возможно, однако, лишь в том случае, если эти отмелы в течение одного из времен года оставались сухими. Итак, следы аллювиальных и эоловых процессов, дополняя друг друга, свидетельствуют о том, что позднеледниковый климат Средней и Западной Европы отличался резко противоположными характеристиками разных времен года, по крайней мере, по количеству осадков, т. е. был периодически сухим. Но нас интересует не общая характеристика этого климата, а лишь того времени года, в течение которого совершались эоловые процессы и формировалась северная граница лёсса; очевидно, этим временем года было лето, которым мы и ограничимся при дальнейшем изложении.

Несмотря на незначительные изменения, о которых писали Луис и Зольгер, древние дюны в основном сохранили свои первоначальные формы и особенности до наших дней. Это щитообразные песчаные взбугрения, имеющие то форму валообразных, то поперечных, то продольных дюн, но чаще всего дугообразных дюн типа параболических, подковообразных и кучеобразных. Направление ветра, навеявшего эти дюны, можно определить по следующим характерным признакам: 1) по расположению дюн относительно источника слагающего их песка; 2) по положению их наветренной и подветренной стороны; 3) по внутренней слоистой структуре; 4) по тому, куда направлена вогнутая сторона и ось дугообразных, в частности параболических, дюн; 5) по

ориентировке продольных дюн; 6) по простиранию длинных осей полей параболических и продольных дюн, которое в Средней Европе совпадает с направлением осей самих дюн. Именно таким путем было определено направление ветра, создавшего дюны



Фиг. 5. Ветры и атмосферные давления летом в позднеледниковое время (по Позеру, *Naturwissenschaften* (1948), Н. 10, и *Erdkunde* (1950), Lfg. 1/2).

Кружки — местонахождения древних дюн; флагки — восстановленные по этим дюнам направления ветра; зубчатые линии — положение ледникового края в начале и в конце среднеевропейского позднеледникового; В — область высокого давления; Н — область низкого давления.

для большинства пунктов, названия которых были уже упомянуты в другой работе [65].

Данные, полученные таким образом для различных пунктов, представлены на фиг. 5 в виде точек с флагками, указывающими направление ветра. Эти направления должны рассматриваться как средние климатические значения и, пожалуй, как значения, определяющие наибольшую частоту повторяемости ветров. Вероятно даже, что они могут служить показателями значительного

постоянства ветров. В самом деле, строение крупных дюнных полей в средней и восточной части северной Германии, в Польше и Венгрии отличается необычайно ярко выраженным однообразием. Столь же однообразны и господствующие типы дюн — в одних случаях дугообразные и параболические, в других — продольные. При легкой подвижности песка это возможно лишь при условии, что в течение всего года или, по меньшей мере, в течение сезона, благоприятного для образования дюн, направление ветра не подвергалось частым и значительным изменениям, а было более или менее постоянным. Сильные колебания в направлении ветра вызывали бы каждый раз новое перемещение песка и привели бы к возникновению беспорядочных песчаных нагромождений, как это доказано прекрасными наблюдениями Карроля [9]. Они могли бы даже привести к образованию двух различных взаимно перекрецивающихся систем дюн, каждая из которых соответствует особому направлению ветра. Подобное явление известно из современных дюнных областей [24]. Из отдельных данных складывается картина атмосферных течений типа антициклона. Соответствующее распределение атмосферного давления (фиг. 5) легко восстановить по направлению ветров. Действительно, в Бельгии, Голландии и северо-западной Германии господствовали в основном юго-западные ветры, в остальных частях северной Германии — западные, в Польше — ветры от западно-северо-западных до северо-западных и в Венгрии — от северо-западных до северных. Следовательно, над Средней Европой, т. е. вправо от направления этих атмосферных течений, должна была иметься область высокого давления (фиг. 5). Это была, вероятно, лишь ветвь азорского барического максимума с побочным центром над Средней Европой. Второй подобный центр мог располагаться над Испанией, на что указывают западные румбы ветров в юго-западной Франции, ясно устанавливаемые по дюнам Ландов. Несомненно, эта картина соответствует летнему распределению атмосферного давления. Поскольку при современной климатической обстановке только летом имеет место столь глубокое проникновение азорского максимума вглубь континента, то и в позднеледниковое время не могло быть иначе. Распространение этой области высокого давления вплоть до Средней Европы приводит к выводу, что барические зоны, сместившиеся к югу в fazu максимума оледенения в связи с развитием материковых льдов в Северной Европе, в позднеледниковое время вновь переселились к северу.

Вторая область высокого давления показана на фиг. 5 также над Скандинавией. Это обосновывается тем, что на большей части Финляндии, Швеции и Норвегии в позднеледниковое время еще сохранялся довольно мощный покров материкового льда. Его охлаждающее влияние, несомненно, должно было привести

к возникновению высокого атмосферного давления. Обе области высокого давления — северная и средне-западноевропейская — не были, однако, связаны друг с другом; во-первых, они были образованы совершенно различными воздушными массами: северная — холодными, а южная — теплыми субтропическими; во-вторых, и это главное, между ними должна была лежать зона низкого давления, о которой свидетельствуют западные ветры над северной Германией и Польшей. Эта зона служила лишь связующим звеном между атлантической и русской континентальной областями низкого давления, о чем снова говорят направления ветров, реконструированные для Европы. Юго-западные ветры над Бельгией, Голландией и северо-западной Германией указывают на низкое давление на севере Британских островов, а северо-западные и северные ветры над Польшей и Венгрией — на низкое давление на востоке.

Понятно, что полученная таким образом картина распределения атмосферного давления в соответствии сложенными в ее основу данными наиболее достоверна для Средней и Западной Европы, т. е. как раз для тех областей, в которых мы сталкиваемся с проблемой северной границы лёсса. Понятно также, что эта картина является лишь выражением среднего состояния атмосферы, которое могло неоднократно сменяться отличными от него состояниями в ходе изменений погоды. Кроме того, это среднее состояние, по крайней мере над Средней и Западной Европой, было, повидимому, весьма устойчивым, на что указывают два обстоятельства: во-первых, уже упоминавшаяся примечательная однородность внутреннего строения дюнных полей с их однообразно развитыми формами рельефа, среди которых полностью отсутствуют какие бы то ни было формы, выражающие изменчивость направления ветра, вроде систем перекрещающихся дюн и подобных им смешанных систем; во-вторых, по-разительное сходство расшифрованной нами картины распределения ветров и атмосферного давления с современными направлениями ветров и давлением. Более подробное сравнение с современностью [100] показывает, что направление ветров, создавших когда-то дюны, соответствует во всей Средней Европе среднему преобладающему направлению современных летних ветров. Распределение же атмосферного давления, реконструированное по этим ветрам, является почти тем же, что и ныне в среднем за лето, — в обоих случаях ясно выражен язык азорского максимума, протянувшийся через Испанию в Западную и Среднюю Европу. Сначала это сходство между современностью и прошлым вызывает недоумение — слишком уж велика разница между современным лесным климатом и прежним климатом дюн, лёсса и степей. Но именно эта разница и показывает, что распределение давления над Западной и Средней Европой в позднеледниковое

время, будучи в общем сходным с нынешним, должно было отличаться значительно большим постоянством и устойчивостью, чем в настоящее время. Поэтому тогда и установился климат, способствовавший широкому распространению эоловых процессов и появлению степной растительности [85, 100]. Всего этого нельзя разглядеть на карте среднего распределения атмосферного давления. Благодаря доказанной таким косвенным путем устойчивости высокого давления над Западной и Центральной Европой получают большую достоверность и последующие выводы, которые также можно увязать с нашей картой, реконструирующей распределение атмосферного давления.

Эта карта дает понятие об общем характере летнего климата позднеледникового времени. Из нее видно, что Среднюю и Западную Европу постоянно пересекали потоки теплого и сухого субтропического воздуха. За время движения над сушей их относительная влажность должна была уменьшаться, так что не создавалось условий для образования облаков и выпадения осадков. В связи с этим во всем районе высокого давления, по-видимому, господствовала интенсивная инсоляция, обусловливающая совместно с притоком теплого воздуха относительно высокую температуру. Гильен полагает, что в результате таяния материкового льда в прибрежной полосе моря имелся поверхностный слой холодной воды. Если это так, а это весьма правдоподобно, то климат Западной и Средней Европы был ярко выраженным сухим, так как воздушные массы, идущие с запада, проходя над массами холодных морских вод, расходовали свою влажность на образование туманов и дождей и достигали берегов уже иссушеными.

При описанном распределении атмосферного давления циклоны также не могли приносить большого количества осадков в Западную и Центральную Европу. Эти циклоны должны были направляться главным образом на север по западной окраине области высокого давления, быть может нередко отклоняясь также на восток вдоль полосы низкого давления, проходившей от Британских островов через Балтийское море. При этом возможно, что и эти проникавшие дальше всего на восток циклоны при прохождении через зону холодных вод, окаймлявших побережье, в значительной мере теряли способность давать осадки. На бедность осадков именно в этих местах указывает тот факт, что в районе перехода от зоны низкого давления к области высокого давления, т. е. в северной Германии и Польше, особенно сильно развиты поля дюн. Итак, используя карту атмосферного давления и приняв во внимание упомянутые выше сравнительные данные, мы можем представить себе летний климат Западной и Средней Европы, особенно в их центральной части, как относительно теплый и очень сухой, в общем как достаточно аридный.

Климатические условия в районе европейского Средиземноморья, повидимому, мало отличались от описанных. Здесь также циклоническая деятельность была резко снижена ответвлением азорского максимума, в особенности по сравнению с моментом максимума оледенения, когда Средиземное море служило одним из важнейших путей движения циклонов. Но отдельные возмущения, особенно в восточной части Средиземного моря, могли повести к выпадению осадков в непосредственно примыкающих областях, особенно на Апеннинском полуострове и на Балканах.

Желательно было бы еще дополнить эту общую картину цифровыми данными по отдельным элементам климата. Но возможности для этого весьма ограничены. Что касается температурных условий, то ни карта атмосферного давления, ни геоморфологические данные не могут служить отправной точкой в этом вопросе. До некоторой степени здесь можно использовать распределение растительности. Среди ботаников многие десятилетия удерживается мнение, что в Средней Европе ледниковая тундра непосредственно сменилась степью [23, 55]. Наши данные о климате находятся в полном соответствии с этим. Со временем максимума оледенения лишь теплый и сухой климат позднеледникового времени мог способствовать образованию степей в Западной и Средней Европе. Упомянутые взгляды ботаников получили недавно конкретное подтверждение. Фирбас [27] доказал наличие в Средней Европе обширных растительных сообществ с преобладанием *Artemisia*. В позднеледниковых отложениях наблюдается преобладание пыльцы *Artemisia* среди пыльцы недревесных растений; во время аллерёдской стадии отступания льдов она исчезает и ее снова очень много в так называемое время молодой тундры. Люди [98] и Сарнтгейм [103] нашли еще раньше большое количество пыльцы *Artemisia* в позднеледниковых отложениях в Альпах. Вильгельми [85] считает, что степная растительность проникла сюда из южной части России или Южных Балкан и сменила прежнюю тундровую растительность. Таким образом, мнение распространенное среди ботаников, подтверждается еще раз.

На севере степная растительность вряд ли заходила дальше северной границы лёсса как сплошной травянистый покров. По крайней мере, можно полагать, что в поясе дюн и перевеянных песков, примыкающем к лёсовой границе с севера, этот покров был сильно разрежен в результате интенсивного развеивания песков и под влиянием эдафических факторов. Было бы, однако, неправильным представлять себе пояс дюн как настоящую пустыню. Известно, что на всех почвах, кроме сухих водопроницаемых песков, особенно с подветренной стороны неровностей рельефа, даже в очень сухом климате может существовать растительный покров, одевающий значительные площади. В нашем

случае различные формы дугообразных дюн, в особенности вытянутые параболические дюны, являются своего рода морфологическим выражением борьбы между ветром и растительностью. Они свидетельствуют о наличии хотя бы скучного растительного покрова. Для пояса песков была, очевидно, характерна редкая растительность. Следовательно, мы можем рассматривать границу лесса в общем и целом еще и как границу между зонами различной плотности растительного покрова.

На юге степь доходила до границы леса. Эта граница проходила в то время, согласно данным Фирбаса [26], от Южной Франции к югу от Альп к Карпатам. Возможно, что лесные области на Балканах, где происходили еще процессы образования лесса и дюн, имели характер лесостепи с большими открытыми пространствами, особенно в районах развития дюн. Положение границы леса могло быть обусловлено термически, т. е. возможно, что летняя температура в более северных областях была недостаточно высокой для произрастания леса. Но возможно также, что отсутствие леса в северных областях вызывалось сухостью климата при достаточно высокой температуре. Этот вопрос остается пока нерешенным. Второй точки зрения придерживался Пенк [59], считая, что восстановление лесов Средней и Западной Европы в позднеледниковое время было связано с окончанием предшествующей эпохи сухим климатом, препятствовавшим произрастанию лесов. Несомненно, что в наиболее высоких горах Средней и Западной Европы климат был влажнее, чем в области их подножий. Если бы в этих горах были обнаружены хотя бы следы существования лесного пояса, сменявшего ниже расположенную позднеледниковую степь, то взгляды Пенка подтвердились бы. Однако вероятность этого, судя по имеющимся научным данным, крайне мала. Поэтому первая точка зрения о термической природе границы леса кажется более обоснованной. Это подтверждает тот факт, что последующее восстановление леса в Средней Европе определенно зависело от температуры, поскольку во времени сменялись зональные типы лесной растительности в том же порядке, в каком ныне они сменяют друг друга по направлению на юг от северной границы лесов [28].

После всего сказанного позднеледниковую границу леса с известной достоверностью можно считать обусловленной термически и идентифицировать ее с прежней июльской изотермой $+10^{\circ}\text{C}$. На юг от нее средняя температура июля могла быть выше, а на север, во всем районе степей, была, очевидно, ниже 10°C ; на сколько ниже, сейчас трудно сказать. Если судить по распределению атмосферного давления, то не намного, особенно в центральных частях Средней и Западной Европы; повидимому, погода там была по большей части солнечной и безоблачной.

Вообще такую низкую температуру при давлении, способствовавшем сухому и теплому климату, можно объяснить лишь тем, что быстрое таяние материковых и альпийских ледников поглощало много тепла. Это все, что можно сказать о температурных условиях того времени.

Еще труднее восстановить распределение осадков того времени. Невозможно подобрать достоверный критерий для определения прежнего количества осадков. Из карты распределения атмосферного давления вытекает лишь представление об общей значительной сухости климата. Его можно дополнить только указанием на региональное уменьшение степени влажности по мере движения с запада на восток. В морфологии полей перевеянных песков и дюн наблюдается резкое различие между Бельгией, Голландией и северо-западной Германией, с одной стороны, и северо-восточной Германией и Польшей — с другой. В первой области преобладают слабо расчлененные поля перевеянных песков, настоящие дюны встречаются редко и плохо выражены. Во второй области поля дюн обширнее, слагающие их дюны многочисленнее, больше и теснее расположены. При этом значительно типичнее оформлены линейные и параболические дюны. Между дюнами обеих областей нет возрастного различия. Возможно только, что лучше оформленные дюны, например в областях молодого моренного ландшафта, лишь немногим моложе. Нет различий и в средней крупности песка. Сила ветра в обоих случаях также была равной, что будет ясно из дальнейшего. Все это говорит о том, что разница в строении дюн может быть объяснена лишь возраставшей с запада на восток подвижностью песков, что, в свою очередь, может быть объяснено только разницей во влажности почвы. Иными словами, климат по мере удаления на восток становился все более континентальным. К тому же выводу приходит Кайе [7, 8] в своем исследовании, имеющем большое методическое значение. Он показал, что количество кварцевых зерен, перенесенных и окатанных эоловым путем, возрастает в плейстоценовых песках с запада на восток: в Англии их содержание 10—20%, в Голландии 40—50%, в северной Германии 40—60% и в Польше выше 80%.

Гораздо лучше обстоит дело с возможностью оценки силы ветров той эпохи, что особенно важно при изучении проблемы северной границы лёсса в северной Германии. Некоторые предпосылки для этого дает уже карта атмосферного давления. Она дает возможность установить два района с различной силой ветра: центральные части языка высокого давления с очень слабыми ветрами и фланги этого языка, обрамляющие прилежащие области повышенного давления, со значительно большей силой ветра. Это разделение Средней и Западной Европы на два района по силе ветра соответствует вышеуказанному раз-

делению на два района по характеру эоловых отложений и форм рельефа. Область слабых ветров внутренней части зоны высокого давления совпадает с областью тонкозернистых отложений, лежащей к югу от границы лесса; здесь преобладает лёсс, песчаные эоловые отложения отступают на второй план, дюны плохо оформлены — это по большей части кучеобразные песчаные холмы. Область сильных ветров на флангах зоны высокого давления совпадает с областью, лежащей севернее границы лесса; здесь господствуют песчаные отложения, дюнны поля встречаются чаще, они больше по размерам, а дюны имеют значительно более ярко выраженные формы.

Для обеих областей возможно определить несколько окольным путем приближенные значения силы ветра. Из наблюдений Карроля [9] над дюнами в районе Перта (Австралия) следует, что песок тем легче приходит в движение, чем чаще ветер меняет направление и, таким образом, разрыхляет его. Напротив, чем постояннее направление ветра, тем более уплотняется верхний слой песка и тем больше должна быть сила ветра для его перемещения. Так, Карроль нашел, что в первом случае легкое движение песка начиналось при скорости ветра в 6,84 мили в час ($3,0 \text{ м/сек}$), а во втором случае песок с зернами величиной в 1 мм пришел в движение лишь при скорости ветра в 13 миль в час ($5,8 \text{ м/сек}$), причем перенос песка в полном смысле слова еще не начался. Последний начинается при несколько большей скорости ветра. Карроль этой скорости не приводит, но, по данным одного из наблюдений Соколова [77], песок с песчинками в 1 мм начинает подниматься в воздух при скорости ветра в 9,8 м/сек. При постоянном ветре наименьшая его скорость, необходимая для переноса поверхностного слоя песка с крупностью зерен до 1 мм, лежит между этой цифрой и последней цифрой Карроля, т. е. близка к 7,8 м/сек.

Эти два случая с известными оговорками могут быть использованы при изучении позднеледниковых эоловых песков Средней Европы. Внутри области высокого давления ветры имели, конечно, в среднем какое-то определенное господствующее направление. Однако можно полагать, что они, как обычно в любой области высокого давления, были часто слабыми и переменными. Значит, для всей области высокого давления в соответствии с первым из упомянутых случаев подвижность песка была относительно большой и его движение могло начинаться при наименьших из указанных выше минимальных значений скорости ветра. Фактически образование дюн внутри этой области происходило лишь в ограниченном размере, несмотря на то, что среднеевропейские речные долины являлись неисчерпаемыми источниками материнских песков. Отсюда следует, что ветер редко достигал здесь наименьшей скорости, необходимой для

переноса песка, т. е. 3 м/сек, или редко превышал ее. К краевой зоне области высокого давления больше подходит второй случай, так как ветры здесь были очень устойчивыми. Как показано выше, это вытекает из однородности морфологии дюн и дюнных полей. В пределах этой зоны для переноса песка, очевидно, были необходимы наибольшие из указанных значений минимальной скорости ветра. Здесь дюны сложены на 96—99 % из материала с крупностью зерна до 1 мм, что предполагает скорость ветра, по крайней мере, 7,8 м/сек. Эта скорость временами была, по-видимому, еще большей, так как в дюнных песках в ограниченном количестве содержатся и более грубые компоненты¹, а иногда даже тонкие прослойки окатанных галечек размером до ореха.

Указанные выше скорости соответствуют высоте одного фута над поверхностью земли. При помощи таблицы Беста, переизданной Гейгером [31], можно пересчитать их для высоты около 2 м над поверхностью земли, на которой обычно производятся измерения. В таком случае мы получим следующую картину. В центре области высокого давления ветры, в общем, имели скорость максимум 4,0 м/сек, что отвечает силе ветра в 2—3 балла по шкале Бофорта. Порою здесь имели место и ветры большей силы, но редко, о чем свидетельствует небольшое развитие дюн и их неправильная, в лучшем случае кучеобразная, форма. Напротив, в краевой зоне области высокого давления движение песка начиналось лишь при скорости ветра 7,7 м/сек или, что тоже, при его силе в 4—5 баллов. Значительный же перенос песка и образование дюн протекали здесь при силе ветра в 5—6 баллов. Большое количество дюн в этой области и обилие в ней перевеянных песков свидетельствуют о том, что столь сильные ветры были здесь особенно частым явлением. Обе эти области не были разделены резкой границей, но переходили друг в друга постепенно и меняли свои очертания в связи с непериодическими изменениями в распределении атмосферного давления. Однако в среднем они все же обладали большой устойчивостью.

IV. ИСТОЛКОВАНИЕ СЕВЕРНОЙ ГРАНИЦЫ ЛЁССА

Нам пришлось признать, в противоположность распространенному до сих пор мнению, что образование дюн и молодого лёсса происходило одновременно. Даже если не имелось бы

¹ Прейль (Ганновер) сообщил, например, мне в письме следующие данные о механическом составе дюнных песков долины Лейны, являющиеся средними из 10 анализов:

Фракция	м.м.	0,06	0,15—0,5	0,5—1,0	1—2
п.д. йониконд	%	4	78	14	3

достаточных геологических и морфологических доказательств, все же можно было бы предположить, что лёссообразование длилось, по меньшей мере, вплоть до позднеледникового времени включительно. Такой вывод напрашивается из характера возможных взаимосвязей между позднеледниковой климатической и растительной обстановкой, с одной стороны, и природой лёсса — с другой, так как последний является продуктом аридного почвообразования [30, 54], возникшим за счет отложения лёссовой пыли эоловым или местами водным путем. Многие учёные, как, например, Вейсермель [82], делали уже этот вывод на основании аналогичных соображений. Да и было бы странным капризом природы, если бы образование лёсса закончилось во время максимума оледенения и не продолжалось бы в позднеледниковое время, климат которого так ему благоприятствовал. Приведенное выше описание этого климата, в частности для летнего периода, уже частично содержит ответы на вопросы, связанные с северной границей лёсса. Поэтому дальнейшее изложение будет кратким, ибо нам остается лишь связать воедино отдельные выводы. Следует еще раз подчеркнуть, что они касаются только позднеледникового времени и позднеледникового лёссообразования.

Наш ответ на главный вопрос о лёссовых ветрах гласит, что в районе лёссовой границы они, в общем, имели западные направления. Точнее, в более западных районах, приблизительно до Голландии и северо-западной Германии включительно, преобладали юго-западные ветры; в центральных областях северной Германии — западные; в Восточной Германии и восточных районах Средней Европы вообще — западные и северо-западные.

Это дает нам ответ и на вопрос о том, с наветренной или подветренной стороны отлагался лёсс, решить который было невозможно путем изучения самого лёсса и условий его залегания.

Преобладающим западным направлениям ветров соответствует и столь часто подчеркиваемое для Средней Европы наиболее частое его развитие и наибольшая мощность на склонах гор и долин, обращенных на восток, иными словами, преимущественное его отложение на подветренных скатах. Это относится ко всем малым и средним формам рельефа равнинной области, а с некоторыми ограничениями и к более высоким северным предгорьям Средне-Германских гор. Сами эти горы также способствовали отложению лёсса с подветренной стороны, что еще будет показано ниже. Но на частные особенности распределения лёссовой пыли в пределах своих северных скатов и прилежащих участков равнины они не оказывали никакого влияния. Уже было упомянуто, что и здесь, в долинах северного направления, расположенных на внешнем скате гор и в предгорной зоне, лёсс тоже

более часто развит и имеет большую мощность на склонах, обращенных к востоку. Этот факт однозначно свидетельствует, что распределение лёсса в полосе, прилегающей к Средне-Германским горам, было обусловлено не теми ветрами, которые переваливали через горы, а ветрами, дувшими с запада перед фронтом гор и параллельно ему. И если в Силезии лёсс преимущественно развит на склонах, обращенных как на восток, так и на юг, то это находится в полном соответствии с антициклональной циркуляцией позднеледниковых ветров, принимавших здесь направления от западных до западно-северо-западных.

При сравнении карты распространения лёсса (фиг. 1) с картой атмосферного давления (фиг. 5) бросается в глаза, что в Западной и Средней Европе по северному и восточному краю зоны высокого давления лёсс слагает почти сплошные обширные площади. Напротив, в центральных частях области высокого давления господствуют обширные пространства, свободные от лёсса, а лёсс покрывает много мелких разрозненных участков. Более сомкнутые его площади наблюдаются только в отдельных понижениях рельефа, например в долине верхнего Рейна, в Гессенской и Моравской депрессиях и т. д. В связи с этим напрашивается вывод, что внутренняя часть области высокого давления была в основном зоной эоловой денудации и зоной выноса для средне- и западноевропейских лёссов. Для переноса песка и образования дюн в крупных масштабах не был благоприятен рельеф этой области, совпадавший со Средне-Германскими горами, а главное, средняя сила ветра здесь была недостаточной. Но даже весьма слабых ветров было достаточно для транспорта тонкой и более легкой лёсовой пыли, возникавшей за счет илистых наносов рек, в результате выветривания горных пород и т. д. Часть лёсовой пыли, перемешиваясь во время переноса, осаждалась еще в центральной части области высокого давления на уплощенных участках, а главным образом в полых формах рельефа. Большая же ее часть выносилась антициклональными воздушными течениями к самой границе области высокого давления и осаждалась здесь в пределах площадей с пониженной силой ветра. Тот факт, что лёсовая пыль осаждалась именно здесь и не относилась дальше на север, уже непосредственно затрагивает вопрос о северной границе лёсса.

Как уже говорилось на стр. 67, северная граница лёсса совпадала с граничной зоной между центральными частями области высокого давления, которой были свойственны очень слабые ветры, и флангами этой области, характеризовавшимися гораздо более сильными ветрами. Это видно также из сравнения фиг. 1 и 5. Сильно упрощая и схематизируя картину, можно сказать, что граница лёсса соответствовала определенной изолинии скоростей ветров. Распространению лёсса вне области высокого

давления ставили преграду обычные здесь скорости около 4,0 м/сек, соответствующие силе ветра в 3 балла. Эти ветры, разумеется, не препятствовали переносу, но делали невозможным отложение однородной лёссовой пыли, долго поддерживая ее во взвешенном состоянии и перемешивая с более крупными частицами, приносимыми тем же воздушным течением. Тем самым было ограничено и дальнейшее распространение на север современного почвенного покрова, сложенного настоящими лёссами.

Выше было указано (стр. 44), что вдоль границы лёсса очень часто наблюдаются случаи переслаивания перевеянных песков с лёсском и, наоборот, лёсса с песком. Из этого следует, что во время отложения молодого лёсса северная его граница не представляла совершенно неподвижной линии, но ее положение смешалось в известных пределах то на север, то на юг. Иными словами, она была границей подвижной. Это можно объяснить изменением распределения скоростей ветра. Даже при относительном постоянстве режима атмосферного давления области с различным его значением непрерывно испытывают большие или меньшие изменения своей площади, напоминающие как бы дыхательные движения. Тем самым испытывают смещения и области с различной скоростью ветра. Без малейшей настяжки мы можем применить эту закономерность и к поздне-ледниковому времени. Тогда зона переслаивания перевеянных песков и лёсса предстанет перед нами как выражение и как итог подобных небольших изменений атмосферного давления и скорости ветра.

Наряду с этими небольшими, но довольно частыми колебаниями среднее атмосферное давление летнего периода испытывало и более крупные изменения. Область высокого давления над Средней Европой расширялась по временам так далеко на север и восток, что зона развеивания песков и дюнообразования оказывалась в ее центральной части, где ветры слабые, что давало возможность и здесь отлагаться лёссе. Почти все островки лёсса, тонкопесчаных суглинков и тонкозернистых песков, развитые к северу от лёссовой границы и расположенные за малыми исключениями с наветренной стороны больших и малых повышений рельефа, произошли таким образом. То, что здесь, на равнине, лёссовая и лёссоподобная пыль не оседала на более обширных пространствах, обусловливалось разными причинами. Прежде всего, крупные расширения площади высокого давления были, конечно, лишь редкими явлениями. Далее, даже при высоком давлении ветер на равнине, где ему не мешал расчлененный рельеф, был, очевидно, всегда несколько более сильным, чем в Средне-Германских горах, а потому не благоприятствовал отложению пыли. Наконец, неблагоприятное влияние оказывали также песчаные пространства, служившие постелью

лесса и отличавшиеся эдафически обусловленной изреженностью растительного покрова.

Наряду со столь крупными расширениями область высокого давления, без сомнения, испытывала по временам и значительные сокращения. Во всяком случае, нельзя отвергать возможность подобных сокращений. Поэтому можно было бы ожидать, что граница между зонами переноса и отложения лессовой пыли, с одной стороны, и зонами переноса песка и дюнообразования — с другой, порою должна была отодвигаться к югу, переходя через край Средне-Германских гор. Но так как нет никаких геологических или морфологических данных, подтверждающих это, то остается предполагать, что при любом состоянии атмосферного давления эта граница проходила где-то в предгорной зоне. Причина, очевидно, заключается в том, что внешний скат гор, так же как и сами эти горы, оказывал сильное тормозящее влияние на ветер в силу большой расчлененности рельефа. При этом горы одновременно служили защитным экраном для прилегающей узкой низменной предгорной полосы, так что и в ее пределах могла откладываться лессовая пыль, хотя, если судить только по барическим градиентам, здесь, казалось бы, должны были дуть уже сильные ветры. Отсюда видно, какое большое локализующее влияние имели горы на границу лесса.

С этим сочетается еще и общее влияние внешнего ската гор и примыкающих предгорий как преграды, обусловливающей явление ветровой тени в обычном смысле слова. Оно распространялось на значительные отрезки лессовой границы, видоизменяя и закрепляя ее очертания. Это видно на фиг. 2 и 5, если проследить по ним взаимоотношения между границей лесса, краем Средне-Германских гор и средними направлениями ветров. У подножья Саксонской горной страны и в особенности у подножья Хаарштранга, где среднее направление ветра было почти параллельно подошве гор, прилегающая полоса лессовых отложений сравнительно узка. Ее ширина показывает, на какое примерно расстояние здесь могло распространяться экранирующее влияние гор, рассмотренное в предшествующем абзаце. Там же, где простирание гряд, образующих фронт гор, пересекает среднее направление ветра, там граница лесса, если отвлечься от частностей, изгибается дугой к востоку, а ширина лессовой зоны соответственно возрастает. Так обстоит дело вдоль линии Дейстер—Гарц—Финне с примыкающими к ним более мелкими горными грядами или вдоль всего фронта Судетов. Для этих отрезков явление ветровой тени, которое Вольдштедт [90] считает обязательным для всего края гор, несомненно.

Подобные связанные с явлением ветровой тени выступы лессовой границы на восток во многих местах упираются в долины

рек, переходя через последние. Об этом было уже сказано в первой главе, где были приведены примеры реки Лейны у Ганновера, Эльбы у Магдебурга, Одера у Броцлава и т. д. Для объяснения этого явления наиболее показательны, пожалуй, соотношения, наблюдавшиеся на Эльбе у Дрездена, так как они были картографически изображены Граманом [34]. Здесь, как и в других случаях, речь идет о широкой плейстоценовой долине. Лесс подступает к ней с запада и прерывается у ее края. На восточной же стороне от самого края долины начинаются перевеянные пески, за которыми лишь через большой промежуток следует узкая полоса песчаного лесса, вскоре переходящего восточнее в нормальный лесс. Картина здесь исключительно ясная. Между прочим, она лишний раз подтверждает деятельную роль западных ветров. Действительно, последовательная смена отложений от грубозернистых к тонкозернистым восточнее Эльбы понятна только как итог сортирующего воздействия ветров этого направления. То, что описанный ряд осадков начинается непосредственно у самого края долины, указывает на ее ложе как на источник материала. Однако лессовая пыль, осевшая к западу от долины, не могла происходить из этого источника. Ее принесли с собою с запада западные ветры. Разумеется, ее перенос не мог здесь внезапно прекратиться, а должен был продолжаться и по ту сторону долины. Воздух лишь дополнительно обогащался новым, на этот раз более грубым материалом, захваченным на отмелях, намываемых Эльбой, и оседавшим в связи с ограниченной силой ветра уже вблизи самой долины. Итак, граница нормального лесса в данном месте обусловлена тем, что наперерез ветру возник новый источник пыли и песка, который заменил транспортируемую лессовую пыль более грубым материалом. Совершенно так же можно объяснить и другие случаи, когда граница нормального лесса упирается в долины, тянувшиеся от Средне-Германских гор на север, или, как иначе выражал эту мысль Граман [34], когда граница лесса западнее какой-либо крупной реки выдается на север.

Оглядываясь назад, мы можем сказать, что положение северной границы лесса обусловлено не каким-то одним фактором, а целой совокупностью факторов. Решающая роль принадлежала местами одним из них, местами — другим. Решающее значение имела при этом относительно постоянная по своему расположению граница между полем слабых ветров на юге и полем сильных ветров на севере, а также экранирующее влияние Средне-Германских гор на прилежащую к ним область, связанное с тормозящим воздействием этих гор на ветры. Этими факторами в общем и целом было предопределено положение лессовой границы у края области летнего максимума. Почти исключительно ими же определялась и поразительная прямолинейность широтно

ориентированных отрезков лёссовой границы. Но на промежуточных между ними отрезках на первый план выступали другие факторы. К ним относится эффект ветровой тени, вызвавшийся теми участками Средне-Германских гор, которые располагались вкрест направлению ветров, и обуславливающий дугообразные выступы лёссовой границы. Сюда же относятся песчаные отмели широких речных долин, ныне ограничивающих с востока отдельные участки лёссовой зоны. Они поставляли новый пылеватый и песчаный материал для ветров и тем самым служили причиной возникновения нового ритма сменяющих друг друга осадков по восточную сторону долин.

ЛИТЕРАТУРА

- Berger F., Zur Gliederung des schlesischen Lößes, *Centralbl. f. Min. Geol. Pal.*, Abt. B, 376—380 (1932).
- Brand E., Diluviale Eiskeile bei Aschaffenburg, *Senckenbergiana*, **20**, 412 (1938).
- Breddin H., Löß, Flugsand und Niederterrasse am Niederrhein, *Jb. Pr. Geol. Landesanst.*, **46**, 635—662 (1925).
- Breddin H., Löß, Flugsand und Niederterrasse im Niederrheingebiet, *Geol. Rundsch.*, **18**, 72—78 (1927).
- Breddin H., Flußterrassen und Löße am Niederrhein, *Z. Dtsch. Geol. Ges.*, **83**, 659 (1931).
- Bülla B., Der pleistozäne Löß im Karpathenbecken, *Földtanit Közlöny*, **68**, 33—52 (1938).
- Cailleux A., Les actions éoliennes périglaciaires quaternaires en Europe, *Compt. rend. somm. et Bull. de la Soc. Géol. de France*, Sér. 5, 6 (1936).
- Cailleux A., Les actions éoliennes périglaciaires en Europe, Thèse Fac. des Sciences, Paris (1942).
- Carroll D., Movement of sand by wind, *Geol. Mag.*, **76**, 6—23 (1939).
- Czajka W., Der schlesische Landrücken, Eine Landeskunde Nordschlesiens, Teil I, Breslau (1931).
- Dammer B., Über Flottsande in der östlichen Mark Brandenburg, *Jb. Reichsstelle f. Bodenforschg.*, **61**, 186—197 (1941).
- Dewers F., Beiträge zur Kenntnis des Diluviums in der Umgebung des Dümmer Sees., *Abh. Naturwiss. Ver. Bremen*, **27**, 1—46 (1928).
- Dewers F., Studien über die Entstehung des Geschiebedecksandes, *Abh. Naturwiss. Ver. Bremen*, **27**, 299—330 (1930).
- Flottandsgebiete in Nordwestdeutschland, ein Beitrag zum Lößproblem, *Abh. Naturwiss. Ver. Bremen*, 131—204 (1932).
- Dewers F., Einige wesentliche Charakterzüge der nordwestdeutschen Diluvialmorphologie, *Abh. Naturwiss. Ver. Bremen*, **29**, 44—47 (1934).
- Dewers F., Probleme der Flugsandbildung in Nordwestdeutschland, *Abh. Naturwiss. Ver. Bremen*, **29**, 324—360 (1934/1935).
- Dewers F., Das Diluvium. In: Gripp K., Dewers F., Overbeck F., Das Känozoikum in Niedersachsen, Oldenburg (1941).
- Dorsey Hb. G., Jr., Some meteorological aspects of the Greenland ice cap, *Journ. Met.*, **2**, 135 (1945).
- Dücker A., Steinsohle oder Brodelpflaster, *Centralbl. Min. Geol. Pal.*, Abt. B, 264—267 (1933).

20. Dücke r A., Die Windkanter des norddeutschen Diluviums in ihren Beziehungen zu periglazialen Erscheinungen und zum Decksand, *Jb. Pr. Geol. Landesanst.*, 54, 487—530 (1933).
21. Dücke r A., Über Strukturboden im Riesengebirge. Ein Beitrag zum Bodenfrost- und Lößproblem, *Ztschr. Dtsch. Geol. Ges.*, 89, 113—129 (1937).
22. Edelman C. H., Ergebnisse der sedimentpetrologischen Forschung in den Niederlanden und den angrenzenden Gebieten 1932—1937, *Geol. Rundsch.*, 29, 259—260 (1938).
23. Engler A., Versuch einer Entwicklungsgeschichte der Pflanzenwelt, insbesondere der Florenegebiete seit der Tertiärperiode, Teil I: Die extratropischen Gebiete der nördlichen Hemisphäre, Leipzig, 1879.
24. Euquist F., The relation between dune-form and wind-direction, *Geol. Förh.*, 54, 19—59, Stockholm (1932).
25. Farago M., Die oberflächlichen Gebilde der Umgebung von Nagykörös, *Földtani Közlöny*, 68, 144—167 (1938).
26. Firbas F., Vegetationsentwicklung und Klimawandel in der mitteleuropäischen Spät- und Nachzeit, *Naturwiss.*, 27, 81 (1939).
27. Firbas F., Über das Verhalten von *Artemisia* in einigen Pollendiagrammen, *Biol. Zentralbl.*, 67, 17—22 (1948).
28. Firbas F., Die Waldgeschichte Mitteleuropas, Jena, 1949.
29. Gallwitz H., Fliebere und Frostspalten als Zeitmarken im Löß bei Dresden, *Geol. Rundsch.*, 28, 612—623 (1937).
30. Ganssen R., Die Entstehung und Herkunft des Löß, *Mitt. Lab. Pr. Geol. Landesanst.*, 4, 35—46 (1922).
31. Geiger R., Das Klima der bodennahen Luftsicht, Braunschweig, 1942.
32. Georgi J., Das Klima des grönlandischen Inlandeises und seine Einwirkung auf die Umgebung, *Abh. Naturwiss. Ver. Bremen*, 31, 408—465 (1939).
33. Graumann R., Zum Vortrag von Herrn Dr. H. Breddin: Löß, Flugsand und Niederterrasse im Rheingebiet, ein Beitrag zur Frage der Entstehung des Löß, *Geol. Rundsch.*, 18, 298 (1927).
34. Graumann R., Der Löß in Europa, *Mitt. Ges. Erdkunde*, Leipzig, 5—24 (1930—1931).
35. Graumann R., Das Alter der „Hellerterrasse“ und der Dünen bei Dresden, *Mitt. Ver. Erdkunde. Dresden. Jahrb.* (1931—1932), N. F., 85—97.
36. Graumann R., Grundriß der Quartärgeologie Sachsen, Leipzig, 1934.
37. Graumann R., Über die Richtung der Lößwinde im europäischen Würmglazial, Manuscript, 1949.
38. Gruppe O., Über jüngeren und älteren Löß im Flußgebiet der Weser, *Jb. Pr. Geol. Landesanst.*, 37, I, 144—163 (1916).
39. Guillien Y., Gel et dégel du sol: les mécanismes morphologiques, *Inform. Géograph.*, 13, 104—115 (1949).
40. Harrassowitz H., Die Entstehung der oberhessischen Bauxite und ihre geologische Bedeutung, *Ztschr. Dtsch. Geol. Ges.*, 73; *Abh. und Monatsber.*, 179f (1921).
41. Högbom J., Ancient Inland dunes of Northern and Middle Europe, *Geogr. Annaler*, 5, 113—241 (1923).
42. Keilhack K., Bericht über die wichtigsten Ergebnisse der Aufnahmen auf dem Fläming während der Jahre 1901 bis 1904, *Jb. Geol. Landesanst.*, 25, 672—684 (1904).
43. Keilhack K., Die Nordgrenze des Löß in ihren Beziehungen zum norddeutschen Diluvium, *Ztschr. Dtsch. Geol. Ges.*, 70, Monatsber., 77—79, (1918).
44. Klebeisberg R., Handbuch der Gletscherkunde und Glazialgeologie Bd. I, Wien, 1948.

45. Klockmann F., Die südliche Verbreitungsgrenze des oberen Geschiebemergels und deren Beziehung zu dem Vorkommen der Seen und des Lößes in Norddeutschland, *Jb. Königl. Pr. Geol. Landesanst.*, 4, 238—266 (1883).
46. Klüte F., Rekonstruktion des Klimas der letzten Eiszeit in Mitteleuropa auf Grund morphologischer und pflanzengeographischer Tatsachen, *Geogr. Rundsch.*, S.—A., 1—10 (1949).
47. Koehne W., Alter und Entstehung der Gesteine der Lößgruppe in Oberbayern, *Ztschr. Dtsch. Geol. Ges.*, 73, 69 (1921).
48. Kölbl L., Studien über den Löß, *Mitt. Geol. Ges.*, Wien, 23 (1930).
49. Krummbeck L., Über den Löß und Lias & auf dem Keilberg (östl. Regensburg), *Ztschr. Dtsch. Geol. Ges.*, 93, 460—461 (1941).
50. Lauterborn R., Über Staubbildung aus Schotterbänken im Flußbett des Rheins, ein Beitrag zur Lößfrage. Verh. naturwiss.-med. Ver. Heidelberg, N. F., 11, 359—368, 1913.
51. Lotze F., Votze F., Vortrag auf der Versammlung der Geologischen Vereinigung in Mainz im Frühjahr, 1949.
52. Mortensen H., Das Umlauftal von Bodenfelde, *Nachr. Akad. Wiss. Göttingen, Math.-Phys. Kl.*, 200—216 (1941).
53. Mühlen L. zur, Diluvialstudien am mittelschlesischen Gebirgsrande, *Jb. Pr. Geol. Landesanst.*, 49, I, 580—586 (1928).
54. Münnichsdorffer F., Der Löß als Bodenbildung, *Geol. Rundsch.*, 17, 321—332 (1926).
55. Nehring A., Über Tundren und Steppen der Jetzt- und Vorzeit mit besonderer Berücksichtigung ihrer Fauna, Berlin, 1890.
56. Olbricht K., Neue Beobachtungen im Diluvium Schlesiens, *Jb. Pr. Geol. Landesanst.*, 42, 341—351 (1921).
57. Passarge S., Morphologie des Meßtischblattes Stadremda, *Mitt. Geogr. Ges.*, Hamburg, 28 (1914).
58. Penck A., Löß in Deutschland, *Ztschr. Dtsch. Geol. Ges.*, 35, 394 f (1883).
59. Penck A., Die Eiszeit in den bayrischen Hochalpen, *Sitz.-Ber. Pr. Akad. Wiss. Math.-Phys. Kl.*, 17, 349—371, 1925.
60. Penck A., Europa zur letzten Eiszeit. Landeskundl. Forschung. Norbert-Krebs-Festschrift, 222, Stuttgart, 1936.
61. Penck A., Das Klima der Eiszeit. Verh. III, Int. Quartär-Konf. 1936, I, 1—14, 1938.
62. Poser H., Dauerfrostboden und Temperaturverhältnisse während der Würmeiszeit im nicht vereisten Mittel- u. Westeuropa, *Naturwiss.*, 34, 10—18 (1947).
63. Poser H., Auftautiefe und Frostzerzung im Boden Mitteleuropas während der Würmeiszeit. Ein Beitrag zur Bestimmung des Eiszeitklimas, *Naturwiss.*, 34, 232—238, 262—267 (1947).
64. Poser H., Boden- und Klimaverhältnisse im Mittel- und Westeuropa während der Würmeiszeit, *Erdkunde*, II, 53—68 (1948).
65. Poser H., Äolische Ablagerungen und Klima des Spätglazials in Mittel- und Westeuropa, *Naturwiss.*, 35, 269—276, 307—312 (1948).
66. Richter M., Diluvialer Gehängeschutt südlich von Bonn, *Decheniana*, 96A, 283—286, 1937.
67. Richter M., Geologie des Rodderberges südlich von Bonn, *Decheniana*, 101AB, 1—24, 1942.
68. Rühl W., Frosthangschutt und Fossilführung, ein Beitrag zum sächsischen Periglaziar, *N. Jb. Min. Geol. Pal. Beil.*, Bd. 78, Abt. B., 241—267 (1937).
69. Rühl W., Glaziale und interglaziale Fauna bei Plauen i. V., *Zentralbl. Min. etc.* Abt. B., 201 ff (1937).
70. Sauer A., Über die äolische Entstehung des Löß am Rande der norddeutschen Tiefebene, *Ztschr. f. Naturwiss.*, 62, 326—351 (1889).

71. Schwarzbach M., Das Diluvium Schlesiens, *N. Jb. Min. etc.* Beil., Bd. 86, Abt. B., 189—246 (1942).
72. Selzer G., Diluviale Lößkeile und Lößkeilnetze aus der Umgebung Göttlings, *Geol. Rundsch.*, 57, 275—293 (1936).
73. Selzer G., Die Gliederung des Lösses im westlichen Eichsfeld und im Talgebiet der oberen Leine. *Städle-Festschrift*, 212—222, Stuttgart, 1936.
74. Soergel W., Löse, Eiszeiten und paläolithische Kulturen, Jena, 1919.
75. Soergel W., Diluviale Eiskeile, *Ztschr. Dtsch. Geol. Ges.*, 88 (1936).
76. Smith H. T. U., Fraser H. J., Loess in the vicinity of Boston, Massachusetts, *Am. J. Sci.*, 30, 16—32 (1935).
77. Sokolow N. A., Die Dünen, Berlin, 1894.
78. Stahl W., Geologische Untersuchungen zwischen unterer Pegnitz und Schwarza (Mittelfranken), *Diss. rer. nat.* Erlangen, 1930.
79. Steeger A., Diluviale Bodenfrosterscheinungen am Niederrhein, *Geol. Rundsch.*, 34, 520—538 (1944).
80. Tietze O., Die geologischen Verhältnisse der Umgegend von Breslau, *Jb. Pr. Geol. Landesanst.*, 31, I, 258—298 (1910).
81. Tietze O., Neue geologische Beobachtungen aus der Breslauer Gegend, *Jb. Pr. Geol. Landesanst.*, 36, I, 498—507 (1915).
82. Weissermeier W., Zur Stratigraphie und Tektonik des östlichen Teiles der subherzynischen Mulde und ihrer nordöstlichen Nachbargebiete, *Abh. Pr. Geol. Landesanst.* N. F., 125, 1—193, 1930.
83. Werth E., Zum Alter der norddeutschen Dünenlandschaften und ihre Beziehungen zu den steinzeitlichen Kulturen und den nacheiszeitlichen Niveauschwankungen, *Hermann-Stremme-Festschrift*, 35, Danzig, 1944.
84. Wildvang D., Die Geologie Ostfrieslands, *Abh. Pr. Geol. Landesanst.* N. F., 181, 1—211, 1938.
85. Wilhelm H., Das Alter der Schwarzerde und der Steppen Mittel- und Osteuropas, *Erdkunde*, 4, 5—34 (1950).
86. Woldstedt P., Über eine Innerste-Terrasse zwischen Dernburg und Broistedt, *Jber. Niedersächs.*, *Geol. Ver. Hannover*, 21, S.-A, 1—9 (1928).
87. Woldstedt P., Das Eiszeitalter, Stuttgart, 1929.
88. Woldstedt P., Geologisch-morphologische Übersichtskarte des norddeutschen Vereisungsgebietes, *Pr. Geol. Landesanst.*, 1935.
89. Woldstedt P., Erläuterungen zur geologisch-morphologischen Übersichtskarte des norddeutschen Vereisungsgebietes, *Herg. Pr. Geol. Landesanst.*, 1935.
90. Woldstedt P., Bemerkungen zu meiner geologisch-morphologischen Übersichtskarte des norddeutschen Vereisungsgebietes, *Ztschr. Ges. Erdkunde*, Bln., 282—295 (1935).
91. Wortmann H., Bemerkungen zu einer Karte der Lößverbreitung in Niedersachsen, *Archiv f. Landes- und Volks-Kunde*, Niedersachsen, 192—202, 1942.
92. Crommelin R. D., in Schelling J., Een bodemkartering van het landbouwgebied van de gemeente Groesbeek, Verslagen van landbouwkundige onderzoeken, 40, 1949.
93. Doormaal J. C. A. van, Onderzoeken betreffende de lössgronden van Zuid-Limburg, Haarlem, 1945; Auch, *Diss. Wageningen*, 1945.
94. Edelman C. H., Les limons et les sables de couverture des Pays Bas. La Géologie des Terrains Récents dans l'Ouest de l'Europe. Sess. extraord. Soc. Belge de Géol. 1946, 303—310, 1947.
95. Edelman C. H., De invloed van het klimaat op het ontstaan van de bodem in het algemeen en de Nederlandse bodem in het bijzonder, *Tidschr. Koninkl. Nederl. Aardrijkskundig Genootschap*, Teil 64, 3; 297—302, 1947.

96. Edelman C. H., Samenvatting van nieuwe resultaten van het sediment-petrologisch onderzoek in Nederland en aangrenzende gebieden, Teil 65, 753—780 (1948).
97. Krumins K., Löß und Lößböden in Lettland. Latvijas Univ. Raksti. Landw. Fak., Serie II, Nr. 1—4, Riga, 1931.
98. Lüdi W., Die Waldgeschichte des südlichen Tessin seit dem Rückzug der Gletscher, Ber. Geobotan. Forschungsinst. Rübel in Zürich 1943, 1944.
99. Nelson H. W., Hammens T. van der, Een kwartaal-geologisch onderzoek van het SW-deel van Noord-Brabant. Geologie en Mijnbouw, 12, 241—251; 272—276, 1950.
100. Poser H., Zur Rekonstruktion der spätglazialen Luftdruckverhältnisse in Mittel- und Westeuropa auf Grund der vorzeitlichen Binnendünen, Erdkunde, 4, 81—88 (1950).
101. Poser H., Die Niederterrassen im Okertal als Klimazeugen, Abh. Braunschweig, Wiss. Ges., 2, 109—122, 1950.
102. Poser H., Tricart J., Les terrasses de la vallée de l'Huisne, Bull. de la Soc. Géol. de France (im Druck).
103. Sarntheim R., Moor- und Seablagertungen aus den Tiroler Alpen in ihrer waldgeschichtlichen Bedeutung, Teil III: Kitzhübler Alpen und unteres Inntal, Österreich. Botan. Zeitschr., 95, 1—85 (1948).
104. Schönhals E., Jungglazialer Löß auf Rügen. Ber. Reichs-Anst. f. Bodenforschg., 45—49, 1944.
105. Schönhals E., Spätglazialer Löß in Lettland, N. Jahrb. f. Min. etc., Monatsh., Abt. B., 241—250 (1944).
106. Schönhals E., Riß- und würmeiszeitliche Frostbodenstrukturen aus der Magdeburger Börde, Geol. Jahrb., 65, 589—602 (1950).
107. Tricart J., Dépôts würmiens et postwürmiens du cône de déjections de la Bruche près de Strasbourg, C. R. Sommaire de la Soc. Géol. de France, 138—139, 1950.
108. Vink A. P. A., Bydrage tot de kennis van Loess en dekzanden, Diss. Wageningen, 1949.
109. Vries O. de, Karakteristick van Brabantse zandgronden, Verh. Geol. Mynbouwkundig Genootschap v. Nederland en Kolonien, Geol. Ser. 14, 537—544, 1944.
110. Woldstedt P., Norddeutschland und angrenzende Gebiete im Eiszeitalter, Stuttgart, 1950.

Э. ШЕНГАЛЬС

ОБ ИСКОПАЕМЫХ ПОЧВАХ ВНЕЛЕДНИКОВОЙ ОБЛАСТИ

ВВЕДЕНИЕ

Для подразделения плейстоцена особенно важное значение имеют такие образования теплых эпох, как торф, трепел, мергель, пресноводный известняк и морские осадки. К сожалению, эти отложения обычно занимают небольшие площади и крайне редко встречаются во внедниковской области. Поэтому здесь мы располагаем лишь очень ограниченным материалом наблюдений для характеристики теплых эпох.

Тем большую ценность имеют ископаемые горизонты выветривания в плейстоценовых отложениях, обладающие различной мощностью и разным типом развития. Разумеется, эти древние почвы подвергались денудации на больших пространствах.

Чаще всего встречаются следы верхнеплейстоценового выветривания, и то лишь в местах, где существовали благоприятные условия для их сохранения. Одной из важнейших предпосылок сохранения погребенных почв было быстрое захоронение их новыми осадками без разрушения самой почвы в ходе процесса. Это происходило в первую очередь там, где почва погребалась под легкой лессовой пылью, предохранявшей ее от денудации. Поэтому лессовые области особенно благоприятны для изучения погребенных почв. Ценность сохранившихся в лессе горизонтов выветривания для сравнительных региональных исследований тем более велика, что в этом случае материнская порода почвы практически везде одинакова. Следовательно, можно считать постоянными такие важные факторы почвообразования, как петрографический, химический и механический составы материнской породы и ее структура, так что различия в типе почвы выражают в основном влияние климата и рельефа местности. Влияние последнего в большинстве случаев можно установить, непосредственно прослеживая древнюю поверхность земли в разрезе, и тогда по почвенному профилю устанавливается климат.

Следующей предпосылкой почвенной и климатической оценки наблюдений является датировка горизонтов выветривания, для чего необходимо стратиграфическое подразделение покрывающих слоев.

Ниже будут описаны наблюдения, проводившиеся в связи с составлением почвенной карты в области Рейна и Майна, в северной части Гессенской впадины, а также в Чехии и Моравии. Они касаются, прежде всего, геологического подразделения и датировки соответствующих слоев и, кроме того, свойств залегающих среди них горизонтов выветривания как почвенных образований. При исследовании ископаемых почв производилось тщательное описание всех горизонтов, как это делается для почв современных, и уделялось внимание всем признакам, важным для определения почвенного типа. В рамках данной статьи можно было дать, однако, лишь краткие объяснения к наиболее важным разрезам. Поэтому нельзя было привести подробностей, касающихся как самих почвенных профилей, так и строения вмещающих их слоев.

Основой для всех наших рассуждений является сводный разрез плейстоцена, который должен рассматриваться и как исходный пункт последующих соображений.

ОПИСАНИЕ ИСКОПАЕМЫХ ПОЧВ

Область Рейн — Майн [15, 16]

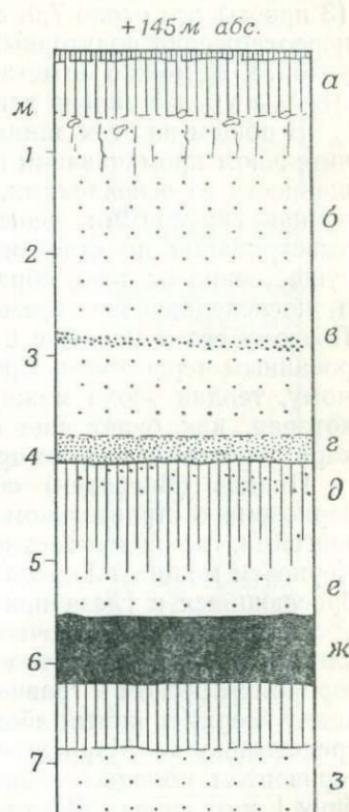
Обратимся, прежде всего, к некоторым разрезам из Рейнгау, плодородной области, расположенной между южным склоном Таунуса и Рейном. Здесь крупными сбросами северо-восточного простирания, в виде нескольких ступеней, опущены отложения среднего и верхнего олигоцена и нижнего миоцена, южнее Рейна снова вздымающиеся к рейнско-гессенскому плато. Этими древними нарушениями определился в основных чертах современный ландшафт, окончательно приобретший нынешние черты в плейстоцене в результате образования террас и наведения лёсса.

В Рейнгау наряду с верхнетретичными ступенями, которые прослеживаются вдоль окраины гор вниз по течению за Бинген, можно различить три группы плейстоценовых террас: во-первых, главную террасу с абсолютными отметками 200—260 м, которая сохранилась лишь в виде незначительных остатков; затем верхнюю и среднюю террасы с высотами 120—180 м выше уровня моря и, наконец, нижнюю ступень средней террасы, или так называемую «тальвеговую» террасу, с отметками 90—100 м выше уровня моря. На этой последней лежат главнейшие населенные пункты вдоль Рейна. Нижняя терраса, имеющая высоту около 85 м выше уровня моря, развита лишь в немногих местах, например на берегу Рейна против Эльтвилле. Все террасы, за исключением нижней, покрыты лёсском, в особенности «тальвеговая». Верхняя ступень средней террасы, по наблюдениям Герта [2] и Мордзиола [8], между Ширштейном и Гехстом покрыта древ-

ним лёсом, на котором развит горизонт выветривания мощностью до 1,5 м. Последний выглядит как «типичный растительный, или гумусовый, горизонт с часто встречающимися обуглившимися остатками растений». По мощности и строению этот горизонт выветривания Мордзил сравнивает с аналогичными горизонтами на древнем лёссе Нижнего Рейна в классическом лёсовом профиле Ахенгейма близ Страсбурга.

В упомянутых Гертом и Мордзиолом выходах древний лёсс и сохранившаяся на нем почва нигде более не наблюдались. Однако я обнаружил летом 1947 г. в овраге, идущем от Эрбаха к Эйхбергу, древний лёсс, а на нем горизонт выветривания мощностью около 1 м. Эта древняя поверхность земли лежит в первом из обнажений в 0,7 км от Эрбаха на отметке около 122,5 м выше уровня моря, а во втором обнажении, непосредственно за хутором Мариенгое, — на 139,5 м выше уровня моря. Последовательность слоев в овраге показана на фиг. 1.

Как показывают данные механического анализа, в этом случае речь идет о типичном лёссе. Развитый же на нем горизонт выветривания по морфологии вертикального профиля и химическим особенностям может быть назван «деградированным черноземом». Его горизонт А имеет около 60 см мощности, окрашен в кофейно-коричневый цвет и слабо гумусирован. Книзу он постепенно переходит в тонкопесчаный тяжелый суглинок, равномерно окрашенный в бурый цвет и имеющий около 40 см мощности (горизонт В). Валовое содержание гумуса в горизонте А достигает 0,65 %, что, вероятно, составляет лишь незначительный остаток его прежнего содержания. В более сильно деградированном профиле обнажения в 0,7 км от Эрбаха содержание



Фиг. 1. Последовательность напластования и испытываемые горизонты выветривания у хутора Мариенгое в овраге, идущем от Эрбаха к Эйхбергу.

a — карбонатный бурозем, 0,6 м; *b* — вюрмский лёсс; *v* — прослой гравия; *g* — серый лёсс; *d* — горизонт выветривания интерстадиала вюрм I-II; *e* — лёсс вюрм I; *j* — деградированный чернозем рисс-вюрмской межледниковой эпохи; *z* — рисский лёсс.

гумуса определено всего в 0,3%¹. Содержание карбонатов в горизонте А достигает 3,5%, в буром же горизонте В — всего 2,2%. Значения рН (определенные с KCl) лежат для горизонта А (3 пробы) все около 7,6, в горизонте В около 7,4. Значительного переотложения полуторных окислов не наблюдается. Только в горизонте В можно отметить небольшое повышение содержания Al_2O_3 , а в более сильно деградированном профиле также и Fe_2O_3 .

В общем из этих данных можно вывести заключение о незначительном промачивании почвы в период ее образования и насыщенности ее основаниями, в силу чего могло происходить обогащение гумусовыми веществами. Этот погребенный горизонт выветривания по строению профиля и химизму не отличается существенно от почв, образовавшихся в наших степных районах в послеледниковое время и впоследствии деградировавших. Поэтому его и можно с известным основанием назвать деградированным черноземом. Временем его образования была, повидимому, теплая эпоха между рисским и вюрмским оледенениями, которая, как будет еще показано ниже, и в других областях характеризовалась формированием черноземов.

Пинков (Висбаден) обнаружил еще одно местонахождение чернозема в строительном котловане сейчас же к северу от Гейзенгейма, где он залегает под молодым лёсом мощностью в 4,5 м. Чернозем мощностью около 70 см не обнаруживает здесь никаких бросающихся в глаза признаков деградации.

Над погребенной почвой в разрезе в 0,7 км от Эрбаха располагается 2,5-метровая толща лёсса, переслаивающегося с тонко-зернистым песком и гравием, который уже довольно быстро переходит кверху в чистый лёсс. В обнажении же, находящемся непосредственно за Мариенгое, древний лёсс покрывается нижним горизонтом молодого лёсса, измененного выветриванием на глубину 1 м от кровли. Верхние его 60 см превращены в темнобурый карбонатный суглинок, сменяющийся в следующих 40 см светлобурым также карбонатным тонкопесчаным суглинком, ниже которого следуют еще 20 см лёсса. Равномерное распределение карбонатов указывает, что они не вынесены сверху, а представляют остаток карбонатов, первоначально содержащихся в породе. Так как подстилающий чернозем последнего межледниковья был погребен сразу же после своего образования, можно полагать, что описанный выше измененный почвообразованием лёсс был отложен в начале вюрмской ледниковой эпохи. Если бы чернозем был погребен не сразу после своего образования, то, по всей вероятности, он был бы размыт или сильнее деградирован. Судя по условиям залегания, лёсс, перекрывающий погребенный чернозем,

¹ Пелишек [11] в Моравии определил содержание гумуса в одном относительно более древнем погребенном черноземе в 0,4%, а в более молодом — в 1,8%.

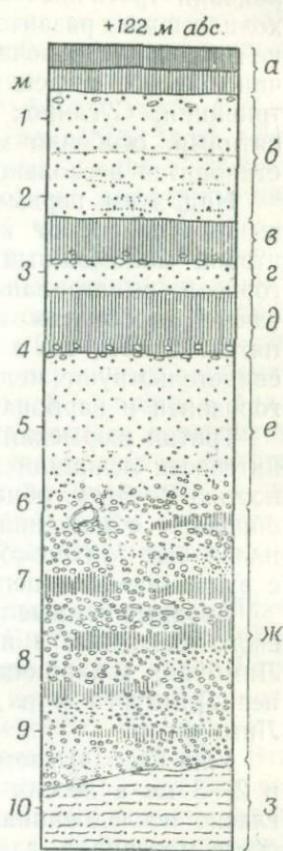
можно отнести к вюрму I, а время его изменения почвообразованием — к интерстадиалу вюрм I — вюрм II. Как тип почвы этот горизонт выветривания относится к буроземам¹, а именно к недоразвитым буроземам, поскольку в нем сохранились еще карбонаты.

Поверх горизонта выветривания лежат светлосерые мучнистые пески мощностью 45 см, вероятно, являющиеся продуктом перевевания выходящих рядом тонкозернистых песков из пресноводной серии циренового мергеля. Встречающиеся иногда прослойки мелкого гравия могли быть принесены стекавшими со склона атмосферными осадками.

Вышележащий верхний горизонт лёсса мощностью 3,8 м подразделяется на две части прослоем гравия 5—8 см, залегающим на глубине около 3 м от поверхности и слабо наклоненным на юг. Этот прослой, возможно, отмечает границу размыва, так что верхний горизонт лёсса, представляющийся нам единым, в действительности состоит из двух различных горизонтов (вюрм II и вюрм III).

Разрез, изображенный на фиг. 2, показывает, как и другие факты, что молодой лёсс в пределах Рейнгау часто обладает подобным трехчленным строением.

В районе кирпичного завода Клютера, расположенному на верхней ступени средней террасы, частично поверх солифлюкционных образований, залегает покров лёсса мощностью 6 м. При ближайшем изучении удается установить, что он делится на три горизонта. Нижний из них сложен лёсом желто-серого цвета. На нем развит бурый измененный почвообразованием слой мощностью 0,8 м с много-



Фиг. 2. Строение плейстоценовых отложений в обнажении у кирпичного завода Клютера.

a — бурозем; *b* — лёсс вюрм III (тонкий пунктир — залегающий на глубине 1,5 м темный прослой); *c* — карбонатный бурозем вюрм II—III; *d* — лёсс вюрм II; *e* — карбонатный бурозем интерстадиала вюрм I—II; *f* — лёсс вюрм I; *ж* — суглинистые галечники и пески, частично солифлюкционные; *з* — глины и тонкие пески.

¹ Здесь, как и всюду ниже, термин «бурозем» применяется автором в понимании Раманна, т. е. обозначает так называемые бурые лесные почвы лиственных лесов тепло-умеренного климата. Их ни в коем случае не следует путать с бурыми степными почвами советских почвоведов; бурые степные почвы характерны для полупустыни и ничего общего не имеют с буроземами Раманна. — Прим. ред.

численными черно-бурыми пятнами величиной с булавочную головку. Равномерно распределенные карбонаты и остатки раковин третичных ископаемых указывают, что здесь не происходило полно развитого почвообразования. Содержащиеся в нижней части этого почвенного горизонта известковые дутики величиною всего с греческий орех говорят о мало интенсивном выветривании. Суглинок частично испещрен яркими ржаво-бурыми пятнами, особенно многочисленными в нижних частях, где он становится несколько более глинистым.

Над этим первым вюрмским лёссом и кроющим его слабо выщелоченным от карбонатов почвенным горизонтом залегает второй маломощный слой лёсса, вновь несущий вверху бурый горизонт выветривания. Последний имеет мощность всего в 0,5 м, также карбонатен и содержит лишь единичные ржаво-бурые пятна. О том, что и в данном случае происходило выветривание, свидетельствуют мелкие дутики в нижних частях описываемого горизонта и карбонатные налеты в подстилающем лёссе.

Третий вюрмский лёсс имеет мощность свыше 2 м. Особенно интересен лежащий на глубине 1,5 м темносерый прослой мощностью 2—3 см, обнаруженный и в других частях Рейнгау. При описании обнажений у кирпичного завода Клютера он упоминался еще Михельсом [7], ставившим его возникновение в связь с вулканическим пеплом.

Сходные темные прослои встречаются также в лёссе Лимбургского бассейна, а именно на холме Менсфельдер-Копф (лист Лимбург), у кирпичного завода Эйфингера в Эльце северо-западнее Лимбурга и в долине ручья Керкербах в границах листа Лимбург.

Уже Гесс [4] упоминал об этих темных прослойках мощностью в 2—3 см в лёссях Лимбургского бассейна и сообщал, что, согласно исследованиям проф. Брунса, они состоят из вулканического материала, главным образом из санидина и авгита.

По моей инициативе проводятся еще не законченные минералогические исследования материала из Рейнгау (выполняются Штейнвером в Институте минералогии и петрографии Майнцского университета) и из Лимбургского бассейна (выполняются Хенчелем в Управлении службы почвенных исследований земли Гессен в Висбадене). До сих пор эти исследования ничем не подтвердили вулканического происхождения описанных выше прослоев. Все же едва ли возможно какое-либо иное их происхождение, так как, видимо, нельзя другим способом объяснить наличие многочисленных зерен авгита в образцах из Лимбургского бассейна. Авгит довольно равномерно распределен в тонких прослойках внутри карбонатного лёсса, что говорит об одновременном наведении лёсса и темного материала. Более подробное изучение всех известных местонахождений даст, повидимому, возможность объяс-

нить природу и происхождение этого темного прослойя. Такое изучение приобретает большое значение, поскольку темный прослой является руководящим горизонтом для самого молодого вюрмского лёсса. У кирпичного завода Клютера он залегает над обоими почвенными горизонтами, отвечающими интерстадиалам вюрм I — вюрм II и вюрм II — вюрм III.

Недалеко от этого обнажения, в овраге Альбус, можно еще раз убедиться в трехчленном делении молодого лёсса. Здесь лёсс вюрм I также располагается на поверхности нижнего уровня средней террасы. Покрывающий его горизонт выветривания, имеющий мощность около 40 см, а местами и часть самого лёсса, подверглись частичному размыву. Поверхность размыва перекрыта солифлюкционными накоплениями, выше которых лежит лёсс вюрм II мощностью от 0,5 до 1 м, в свою очередь венчающийся горизонтом выветривания в 0,5 м. Последний сложен бурым суглинком, содержащим еще немного первичных карбонатов и, кроме того, вмытый сверху углекислый кальций в виде лжегрибницы. Дутики, встречающиеся в основании горизонтов выветривания и в подстилающем их лёссе, указывают на то, что это настоящие элювиальные образования типа буроземов, а не переотложенные лёссовидные суглиники. Трехметровой мощности лёсс вюрм III венчается типичным для Рейнгау современным буроземом.

Вюрмские интерстадиальные горизонты выветривания наблюдались также в ближайших окрестностях Висбадена, например у кирпичного завода вблизи Вальмюле (перекресток дорог Висбаден — Ширштейн и Доттцейм — Бибрих) и близ обоих кирпичных заводов по дороге из Висбадена в Эрбенгейм. Их мощность и строение обнаруживают лишь незначительные отличия. Эти почвенные горизонты имеют мощность не более 0,7 м, от светло-до темнобурого цвета и иногда с ржавыми пятнами гидрата окиси железа. В них часто еще можно установить содержание первичных карбонатов. Какого-либо уплотнения или перемещения железогумусовых золей, которое указывало бы на слабое насыщение основаниями или на оподзоливание, вовсе не наблюдается. Поэтому погребенные почвы и здесь можно считать буроземами.

Ископаемые горизонты выветривания известны также из обширных лёссовых областей в предгорьях Таунуса и Веттерау. Здесь имеются гумусовые почвенные горизонты мощностью более 3 м, развитые на древнем лёссе (Зоссенгейм, Мюнценберг) и бурые горизонты мощностью до 1 м внутри молодого лёсса. До сих пор в этих районах были бегло осмотрены лишь некоторые разрезы, а более подробное изучение еще впереди.

Разрез Мюнценберга (Веттерау) был описан еще в 1910 г. и позднее изучен химически Гаррасовицом. По его данным ([3], стр. 262), погребенная почва залегает под молодым лёсском

мощностью 3,5 м, который на глубину 1 м изменен современным почвообразованием. Погребенная почва подразделяется на следующие горизонты (в метрах):

1. Богатый гумусом суглинок, чернозем	1—1,5
2. Серозем	0,5
3. Подстилающий суглинок с отдельными гальками, вверху сильно побуревший	2,5
4. Древний лёсс, темно-желтый, неслоистый, с крупными дутиками	3,0

Горизонты 1 и 2 совершенно лишены карбоната кальция и очень бедны основаниями. Беднее всех основаниями «серозем», который «производит отчетливое впечатление песка». Исходя из наблюдений Гаррасовица, я предполагаю, что это первоначально был чернозем, впоследствии после ухудшения климата сильно деградированный под влиянием лесной растительности или, иначе говоря, оподзоленный.

Точное определение возраста этого почвенного профиля не может быть сделано. Однако глубоко проникнувшее и интенсивное выветривание указывает на длительный теплый промежуток времени с колебаниями климата, т. е. на межледниковую эпоху. Хотя в непосредственной близости от этого разреза сильно деградированный чернозем частично подвергся смыву, все же, повидимому, его погребение под молодым лёсском последовало вскоре после почвообразования. Поэтому временем его образования с большой вероятностью можно считать последнюю межледниковую эпоху (рисс-вюром).

Сходный морфологический облик имеет сохранившийся под молодым лёсском почвенный профиль в глинище у южного выезда из Берштадта (в 7 км к юго-востоку от него). Горизонт A₁ здесь имеет мощность около 70 см, серо-бурый горизонт A₂ — 30 см и красновато-бурый горизонт B — 60 см (об еще не законченных полевых и лабораторных исследованиях этого профиля будет сообщено позднее).

В бассейне Узинга у северо-восточного окончания Таунуса встречаются совершенно иные почвенные типы, чем те, которые до сих пор описывались для Рейнгау и Веттерау. Здесь, у кирпичного завода Якк в Узингене, на обоих развитых переотложенных горизонтах лёссовидных суглинков сохранились две очень резко оглеенные почвы, тогда как на молодом лёссе развит современный буровозем. Исходный материал всех трех горизонтов лёссовидных суглинков был одинаковым. Ничем, кроме угла склона, не отличалась от современной и поверхность земли во время образования обоих древних почвенных горизонтов. Следовательно, вертикальная смена почвенных типов может быть объяснена только климатически. Обе интенсивно оглеенные ископаемые почвы, очевидно, противополагаются современному

буровому как показатели двух более влажных и холодных климатических фаз.

Такая же смена почвенных типов наблюдается и во многих пунктах по юго-западному и северо-восточному подножью Фогельсберга. Во всех этих случаях на основании геологических условий залегания возраст погребенных горизонтов выветривания можно датировать в юрмской ледниковой эпохой. Здесь невозможно сообщить всех подробностей, поэтому ограничимся ссылкой на соответствующую работу Шёнгальса [16].

В Рейнгессене в покровах лёсса, часто имеющих значительную мощность, также сохранились древние почвы. Так, например, Гогенштайн [5] еще в 1917 г. обнаружил и описал погребенный карбонатный чернозем возле кирпичного завода Шнелля у железнодорожной станции Шпрендлинген (линия Альцей — Бинген). Позднее Шнель [13] произвел подробный химический анализ всего лёссового профиля. Деградация чернозема не была установлена. По данным Гогенштейна, «верхний погребенный горизонт чернозема» имеет мощность 0,3—1,75 м. Под этим черноземом идет сначала лёсс мощностью 0,3—1,0 м, а затем «нижний погребенный горизонт чернозема» мощностью 0,5—0,6 м, сливающийся в более глубокой точке карьера с верхним горизонтом. Вероятно, это смыкание обоих горизонтов чернозема обусловлено эрозионным несогласием.

Еще две погребенные почвы я наблюдал в апреле 1949 г. неподалеку от Альцае во время экскурсии Геологического объединения. Там на нижнем лёссе сохранился почвенный профиль, являющийся, по мнению всех присутствовавших почвоведов, деградированным черноземом (кrottovины). Выше лежит переотложенный лёсс со вторым ископаемым почвенным профилем на нем. Его типологический характер нельзя определить однозначно (деградированный чернозем или буровоз). Заканчивается разрез вторым горизонтом молодого лёсса. Датировка этих погребенных почв и особенности строения их профиля требуют более подробного изучения.

Нижнегессенская впадина

Еще в 1934 г. я обнаружил погребенную почву в глинище на кладбище Хольцгаузена у Гомберга на Эфце. Она залегала здесь под измененным почвообразованием молодым лёсском мощностью 1,3 м и подстилающими его солифлюкционными образованиями мощностью 0,6 м. Почва эта ясно подразделялась на генетические горизонты [14]. Черно-коричневый гумусовый горизонт мощностью 0,5 м постепенно переходит в легко растирающийся пальцами светлосерый тонкий песок мощностью 0,4 м. Последний, судя по цвету, составу и структуре, является

горизонтом вымывания. Ниже следует 2,5-метровый горизонт вымывания, имеющий темнобурый цвет с неравномерной мрамороподобной окраской и многочисленными мелкими черноватыми конкрециями. Подстилающий древний лёсс мощностью 1,4 м сохранил еще свою карбонатность и содержит многочисленные мелкие дутики. Эту сильно оподзоленную почву с признаками оглеения можно отнести к вюромской межстадиальной фазе выветривания. При этом следует отметить, что значительная глубина выветривания, доходящая более чем до 3 м, вызвана в данном случае положением разреза в долине. Изученные мною осенью 1946 г. интерстадиальные горизонты выветривания в молодом лёссе в районе Францлар-Гуденсберг свидетельствуют в противоположность этому о значительно более слабом и несколько ином по своему типу выветривании.

Прежде всего следует указать на то, что в области севернее широкой долины Эдера молодой лёсс имеет значительно большую мощность, чем в окрестностях Гомберга. Лёссовый покров, имеющий мощность выше 6 м, согласно до сих пор сделанным наблюдениям, разделяется здесь лишь одной ископаемой почвой на молодой лёсс 1 и молодой лёсс 2. Но так как ни в одном обнажении не вскрыта постель лёсса, то не исключено, что и в этом районе существует еще более древний лёсс с покрывающим его горизонтом выветривания, не доступный пока наблюдению. Интерстадиальные почвенные горизонты, которые я наблюдал возле Кирхберга, Лоне, Верен-Норд (лист Фримлар) и у Гуденсберга в пределах одноименного листа, имели мощность 0,3—0,8 м. Большинство из них имеет светлобурый цвет и все еще содержит карбонаты. Содержание углекислого кальция в них лишь очень мало отличается от его содержания в лёссе. Лёсс содержит 10—17% CaCO_3 , а для интерстадиальных почв эта цифра снижается до 10—13%.

Сходную мощность (0,4 м) имел также почвенный горизонт, наблюдавшийся Зельцером [17] в северном Эйхсфельде у Бильсгаузена.

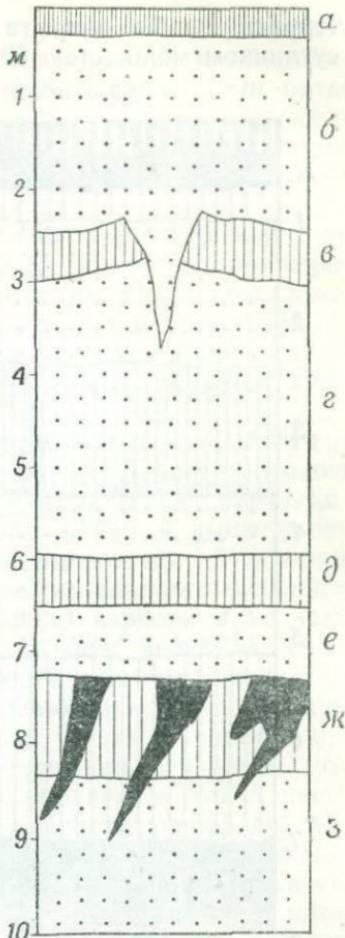
Чехия и Моравия

Обе эти области чрезвычайно интересны для геологов-четвертичников и археологов. В обширных и мощных лёссовых покровах Чехии и Моравии в многочисленных пунктах скрыты погребенные почвы, исследование которых приводит к важным выводам. В описанных до сих пор разрезах мы никогда не встречали случая, чтобы погребенные горизонты выветривания рисс-вюромской межледниковой эпохи и обоих вюромских интерстадиалов лежали друг над другом в одном и том же месте. В Чехии и

Моравии можно наблюдать подобное нормальное их залегание¹. В данной работе имеется возможность опубликовать и пояснить лишь разрезы, наиболее важные с стратиграфической или палеопедологической точки зрения.

Рассмотрим сначала три разреза из окрестностей Праги и Кёниггрецца (фиг. 3, 4, 5). Согласно наблюдениям Зарубы-Пфеффермана [25, 26], аллювиальные отложения Вейнбергской (миндель I) и Девитцкой (прерисс) террас у Зельцеровских кирпичных заводов (фиг. 3) перекрыты лёссом мощностью свыше 10 м. В общей сложности можно различить 6 лёссовых горизонтов. Из них три более древних относятся, по Зарубе-Пфефферману, к рисской ледниковой эпохе и венчаются деградированным черноземом. Три вюрмских лёссовых горизонта разделяются двумя бурьими горизонтами выветривания мощностью примерно 0,4 м, а иногда солифлюкционными образованиями, которые встречаются и в других разрезах у Праги. Заруба-Пфефферман считал бурые горизонты выветривания в молодом лёссе остатками древних буровоземов. Погребенные почвы, особенно почвы, венчающие лёссовые горизонты рисс I и рисс II, пересекаются многочисленными ледяными клиньями длиною до 1,8 м и шириной до 0,4—0,7 м, заполненными черноземом или лёсsem.

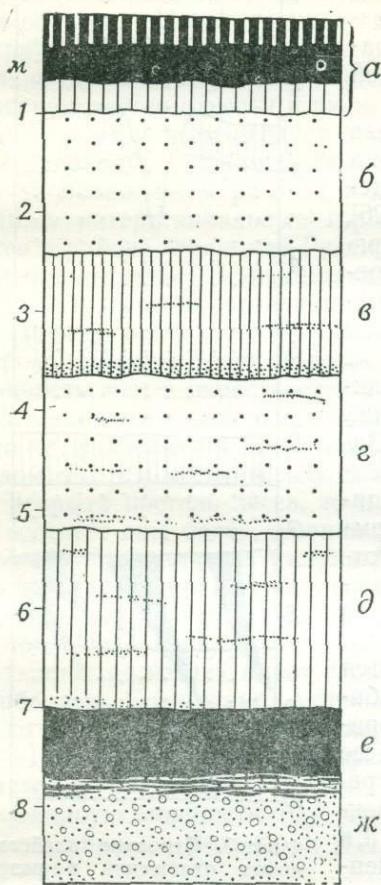
Подобные же разрезы покровных слоев можно наблюдать в окрестностях Кёниггрецца. У кирпичного завода Комарека у Фрейгофена (фиг. 4) самая молодая рисская



Фиг. 3. Строение плейстоценовых отложений в разрезе у кирпичного завода Зельцера близ Праги. Фрагмент из рисунка Зарубы-Пфеффермана [26].
 а — буровозем; б — лёсс вюрм III; в — буровозем интерстадиала вюрм II-III, прорезанный ледяным клином вюрма III; г — лесс вюрм II; д — буровозем интерстадиала вюрм I-II; е — лёсс вюрм I; ж — размытый деградированный чернозем рисс-вюрмской межледниковой эпохи; ледяные клинья заполнены черноземом; з — лёсс рисс III.

¹ Результаты моих исследований были изложены в работе «Über die Stratigraphie der jüngeren Diluvialablagerungen Nord- und Mittelböhmens und ihre fossilen Verwitterungsdecken». Работа эта находилась в печати, но в связи с войной не была опубликована.

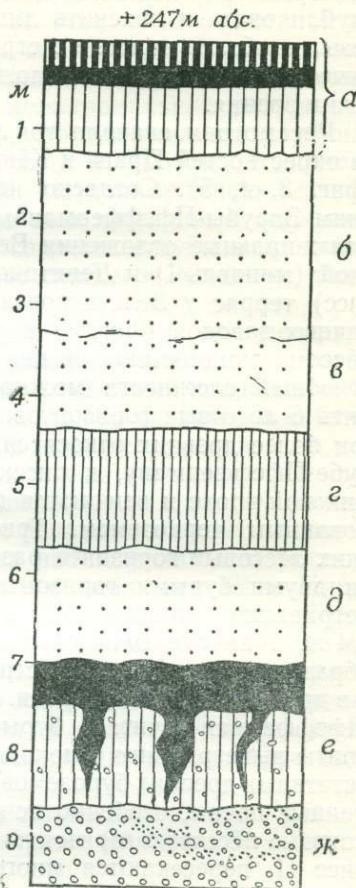
терраса Эльбы покрыта тонкопесчаным черновато-коричневым суглинком мощностью 60 см. Богатый гумусом мягкий суглинок + 250 м абс.



Фиг. 4. Последовательность слоев и погребенные почвы в разрезе у кирпичного завода Комарека.

а—деградированный чернозем с горизонтами *A₁*, *A₂* и *B*; *б*—лесс вюрм III; *в*—буровозем интерстадиала вюрм II—III; *г*—лесс вюрм II; *д*—лесс вюрм I, измененный почвообразованием в интерстадиале вюрм I—II (буровозем); *е*—деградированный чернозем рисс-вюрмской межледниковой эпохи; *ж*—верхняя рисская терраса 242,5 м абс. высоты.

имеет тонкоплитчатую структуру и совершенно не содержит карбонатов. Следовательно, все его свойства указывают на слабо



Фиг. 5. Последовательность слоев и погребенные почвы в строительном котловане западнее Плотища.

а—деградированный чернозем с горизонтами *A₁*, *A₂* и *B*; *б*—лесс вюрм III; *в*—лесс вюрм II; *г*—буровозем интерстадиала вюрм I—II; *д*—лесс вюрм I; *е*—деградированный чернозем рисс-вюрмской межледниковой эпохи, ледяные клинья заполнены черноземом; *ж*—верхняя рисская терраса 239,5 м абс. высоты.

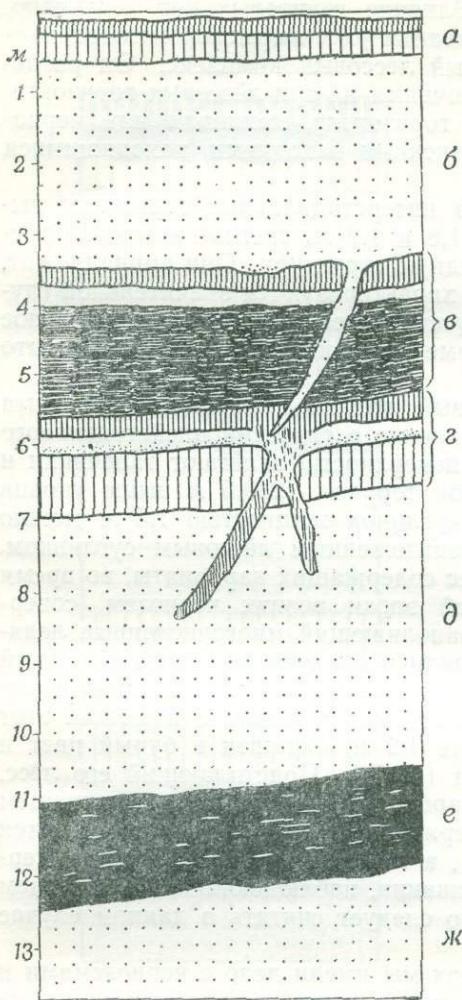
деградированный чернозем. Влияние грунтовых вод незаметно. Над этим горизонтом выветривания рисс-вюромской межледниковой эпохи лежит семиметровый лессовый комплекс. Он разделяется двумя погребенными почвами на три лессовых горизонта. Вюромский возраст лессовых горизонтов, лежащих над черноземом, подтверждается ориньякскими находками, находящимися в кёнигсбергском музее [18].

Оба лишенные карбонатов интерстадиальные горизонты выветривания имеют мощность 1,8 и 1,2 м, светло- и темнокоричневого цвета, имеют призмовидную структуру. Они принадлежат, следовательно, к буровоземам и характеризуются значительной глубиной выветривания. Присутствующее в них незначительное количество карбонатов в форме лжегрибницы и налетов вмыто из кроющего лесса.

Глубокий почти 10-метровый котлован западнее Плотища (фиг. 5) дает полное представление о строении плейстоценового плато. Здесь, на 8,5 м ниже поверхности, залегают галечники и гравии самой молодой рисской террасы (239,5 м выше уровня моря). Лежащий над ними суглинок мощностью 1,5 м можно считать солифлюкционно переотложенным лессовым суглинком. На этих породах, еще и сейчас содержащих карбонаты, во время рисс-вюромской межледниковой эпохи возник чернозем, совершенно лишенный извести и заполняющий многочисленные ледяные клинья. Последние возникли в следующий, более холодный промежуток времени, когда был навеян также и нижний горизонт вюромского лесса. Горизонт выветривания, венчающий этот лесс вюрма I, имеет мощность 1,2 м, окрашен в бурый цвет и лишь очень слабо карбонатен (1,3%). Подстилающий его лесс, напротив, содержит до 9,5% карбоната кальция. В вышележащем лессе мощностью 4,4 м содержание карбонатов увеличивается в нижней его части до 11,2%, а выше — до 16%. Второй интерстадиальный горизонт выветривания, наблюдающийся в соседнем разрезе, здесь отсутствует, что следует считать в данном случае следствием смыва.

В описанных выше разрезах мы имели дело с черноземами и буровоземами. В последующих обнажениях мы встретимся также с подзолистыми почвами, которые характерны для обоих вюромских интерстадиалов в области, лежащей на 70—80 км западнее, в окрестностях Чешского Брода и Юнгбунцлау.

Около кирпичного завода Клима юго-западнее Чешского Брода можно выделить всего четыре лессовых горизонта. Очень возможно, что самый нижний из них, который отличается от более молодых лессов значительно большей измененностью почвообразования, относится к предпоследней ледниковой эпохе. Во время вюрма I образование лесса началось с навеяния тонкозернистых песков, отличающихся тонкой слоистостью и, согласно с уклоном



Фиг. 6. Плейстоценовые отложения и по-гребенные почвы у кирпичного завода Хегеля в Горке на Изере.

а — бурозем; *б* — лёсс вюрм III, выполняющий одновозрастный ледяной клин; *в* — солифлюкционные образования вюрм II с сильно подзолистой почвой интерстадиала вюрм II—III (горизонты A_1 , A_2 и B); *г* — сильно подзолистая почва интерстадиала вюрм I—II с горизонтами A_1 , A_2 , A_{2g} и B ; *д* — лёсс вюрм I; ледяной клин, образовавшийся в вюрм II, заполнен материалом вышележащей почвы; *е* — солифлюкционно нарушенный чернозем; *ж* — чернозем рисс-вюрмской межледниковой эпохи; *з* — русский лёсс.

поверхности, падающих на север. Эти тонкозернистые пески почти непосредственно переходят в светло-желтый лёсс, поверх которого полностью сохранился горизонт выветривания, образовавшийся в интерстадиале вюрм I—II. Здесь речь идет о почве с хорошо выраженным подзолистым профилем, подразделяющимся на горизонты A_1 , A_2 и B , что сближает ее с почвами, о которых будет сказано ниже. Под темным серо-бурым лёссо-видным суглинком горизонта A_1 мощностью 30 см следует светло-серый сильно тонкопесчаный горизонт вымывания мощностью 40 см. Еще ниже идет бурый горизонт вымывания мощностью 1 м со стяжениями и корочками гидроокиси железа.

Подзолистая почва пересекается ледяными клиньями, заполненными гумусовым материалом горизонта A_1 и внедряющимися в нижележащий сильно карбонатный лёсс. На этой поверхности, пронизанной ледяными клиньями, отложился лёсс вюрма II. Однако уже в следующий интерстадиал он был полностью захвачен почвообразованием (1,3 м). Наибольшей мощности достигает лёсс вюрма III с современным почвенным горизонтом на нем

(чернозем, преобразованный буровозенным почвообразованием).

Еще более полную картину верхнеплейстоценового разреза и приуроченных к нему горизонтов выветривания дает стенка карьера кирпичного завода Хегеля в Горке на Изере, южнее Юнгбунцлау (фиг. 6). Здесь, на нижнем лёссе, также развит чернозем. Правда, наблюдению доступна лишь слегка нарушенная мерзлотой его верхняя часть мощностью 0,8 м (чернозем с лёссовыми прожилками). Однако на основании сообщений владельца завода и по фотографии, на которой видны ранее обнаженные более глубокие слои, можно заключить, что чернозем уходит еще глубже и перекрывает древний лёсс. Севернее вследствие смыва чернозем отсутствует и лёсс вюрма I лежит прямо на древнем лёссе без промежуточного горизонта выветривания последней межледниковой эпохи. Описанный здесь чернозем, как и чернозем кирпичного завода Комарека и строительного котлована западнее Плотища, возник, очевидно, в рисс-вюрмскую межледниковую эпоху. Эта датировка подтверждается также морозобойными трещинами, образованными в лёссе вюрма I и солифлюкционных образованиях, так как каждая трещина соответствует эпохе похолодания. По трем самостоятельным комплексам отложений (лёсс — солифлюкционные образования — лёсс), по морозобойным трещинам разного возраста и двум сходно развитым зонам выветривания мы можем установить, что после образования чернозема имели место три холодные эпохи.

Описываемый нами разрез покровных образований и подчиненных им погребенных почв в целом подразделяется следующим образом (мощность в метрах):

A	0—0,20	0,20	Серо-бурый гумусовый лёссовидный суглинок, внизу несколько более светлый
(B)	0—0,50	0,30	Бурый лёссовидный суглинок, призмовидный, распадающийся на полигональные куски
C	0—3,30	2,80	Светло-желтый лёсс, в северной части обнажения мощность до 6 м
A ₁	0—3,50	0,20	Серо-бурый слабо гумусовый тонкопесчаный суглинок с пластинчато-листоватой структурой; местами более мощный, местами уничтоженный смывом; в местах размыва гравий и песок
A ₂	0—3,85	0,35	Светло-серый белесоватый тонкопесчаный и песчаный суглинок, внизу серовато-белые пятна
B ₁	0—5,35	1,50	Бурый тонкопесчаный и песчаный слоистый суглинок, сильно уплотненный, столбчатый, распадающийся на полигональные кусочки; на изломе видны темнокоричневые потеки железо-гумусовых гелей
B ₂	0—5,45	0,10	Желто-бурый тонкопесчаный суглинок

A ₁	0—5,65	0,20	Серо-бурый гумусовый лёссовидный суглинок; во влажном состоянии черновато-коричневый
A ₂	0—5,75	0,10	Светлосерый белесоватый лёссовидный суглинок
A _{2g}	0—5,85	0,10	Серовато-белый лёссовидный суглинок с конкрециями гидроокиси железа
B	0—6,85	1,00	Бурый лёссовидный суглинок, столбчатый, распадающийся на полигональные кусочки; в средней части черно-бурые гумусовые примазки
C	0—10,55	3,70	Желтый лёсс, сильно карбонатный, местами с белыми известковыми прожилками
	0—11,35	0,80	Чернозем с прожилками лёсса толщиною 1—2 см; ниже следует лёсс

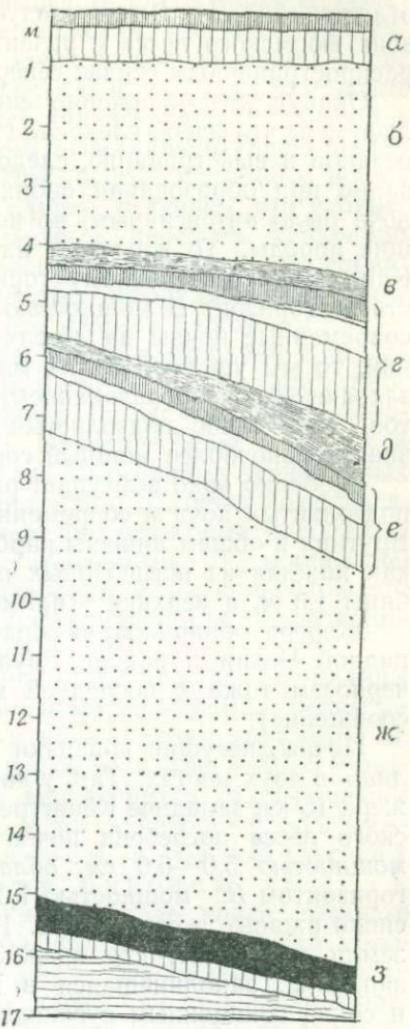
Как вытекает из этого описания, обе почвы, лежащие над черноземом, представляют собой вюрмские интерстадиальные подзолы. Верхняя погребенная почва оподзолена сильнее, чем нижняя, что должно объясняться малым содержанием карбонатов и оснований в материнских солифлюкционных образованиях. Ярко выраженные осветленные горизонты и обогащение вмытыми железо-гумусовыми гелями в горизонте В указывают на далеко зашедший подзолистый процесс.

Конкремции гидроокиси железа в нижних 10 см горизонта A₂ нижней подзолистой почвы свидетельствуют о том, что горизонт В был уплотнен привнесенными в него коллоидальными веществами, и на нем начали временами застаиваться почвенные воды (оглеение).

Принципиально тем же самым строением обладают погребенные почвы в разрезе плейстоценовых отложений у кирпичного завода западнее Кропач-Врутица (лист Мельник, сектор 4; см. фиг. 7). Это 16-метровое обнажение находится на северном краю долины Струги, пересекающей юго-восточную часть листа в северо-восточном направлении. Сейчас же у западной окраины села в долину с северо-запада впадает маленькая долинка, отделяющая лёссовую поверхность с отметками около 260 м, лежащую между Кропач-Врутицем и Втено, от примыкающей с запада меловой равнины с высотами около 245 м.

По западную сторону этого достаточно древнего эрозионного желоба сохранились разновозрастные лёссовые горизонты. Здесь можно различить четыре лёссовых горизонта, залегающих поверх плотного мелового кремнистого известняка. Все они венчаются хорошо сохранившимися горизонтами выветривания. Нижний из лёссовых горизонтов мощностью всего 1 м возник, повидимому, в рисскую ледниковую эпоху, вышележащие — в вюрмскую. На древнем лёссе развит лишенный карбонатов чернозем мощностью 0,6 м, обладающий бурым горизонтом В. Над этим рыхлым гумусовым суглинком лежит лёсс вюрма I мощностью 6—9 м, венчаю-

щейся почвой с хорошо выраженным подзолистым профилем. Сильно гумусовый горизонт A_1 мощностью 25 см резко отличается от серого горизонта A_2 мощностью 15—20 см (горизонт осветления). Темнобурый горизонт B мощностью примерно 0,8 м имеет призмовидно-полигональную структуру. На этой подзолистой почве, образовавшейся в интерстадиале вюрм I—II, залегает суглинок, окрашенный полосами в серый и бурый цвета (25—50 см), мощность которого уменьшается вверх по склону. Возможно, здесь мы имеем дело со снесенным с более высокой части склона горизонтом выветривания подстилающего лесса. Переотложение материала произошло после образования погребенной почвы и до отложения покрывающего горизонта лесса, т. е. в начале ледниковой эпохи вюрм I (первый прослой солифлюкционных отложений — I). Как и на лессовом горизонте во втором вюрмском интерстадиале возникла подзолистая почва. Этот второй почвенный горизонт также и здесь сильнее оподзолен, чем предыдущий, нижележащий. Так же как и последний, он прекрасно сохранился и перекрыт суглином до 30 см мощностью, по слойно окрашенным в серо-бурые и бурые тона. Этот суглинок можно тоже рассматривать как переотложенный горизонт выветривания лесса (второй прослой солифлюкционных



Фиг. 7. Лессовые горизонты, солифлюкционные образования и погребенные почвы у кирпичного завода близ Кропач-Врутца.

a — бурозем; *б* — лесс вюрм III; *в* — солифлюкционный суглинок (II горизонт солифлюкционных накоплений); *г* — лесс вюрм II, измененный почвообразованием с сильно подзолистой почвой интерстадиала вюрм II—III (горизонты A_1 , A_2 и B); *д* — солифлюкционный суглинок (I горизонт солифлюкционных накоплений); *е* — сильно подзолистая почва интерстадиала вюрм I—II (горизонты A_1 , A_2 и B); *жс* — лесс вюрм I; *з* — деградированный чернозем риссвермской межледниковой эпохи на рисковом лессе; ниже — кремнистый известняк.

отложений — II). Выше следует третий и самый молодой горизонт вюрмского лёсса с развитым на нем типичным буроземом, распространенным сейчас севернее Кропач-Врутица.

Окинув это обнажение еще раз общим взглядом, мы убеждаемся, что здесь следовали друг за другом только отложение осадков и выветривание, следов же сноса не имеется. Выветривание при образовании обоих средних горизонтов погребенных почв было интенсивным, но не проникало глубоко в подстилающие породы. То же самое наблюдается и у кирпичного завода Клима, где освещенному горизонту мощностью 40 см соответствует горизонт В мощностью лишь 1 м. Если с этим сравнить современные почвы на лёссеах со сходной степенью оподзоливания, то мы увидим, что их материнские породы гораздо глубже захвачены почвообразованием, точнее — выщелочены от карбонатов. Уже слабо подзолистые почвы на лёссе имеют, в общем, значительно более мощный горизонт В.

Особенно ярко выступает различие при сравнении ископаемых подзолистых почв и современных буроземов. Буроземы севернее Врутица в общем лишены карбонатов до глубины 1 м, в то время как нижняя из погребенных подзолистых почв — только до глубины 1,3 м, а верхняя — примерно до 1,9 м.

Жебера обнаружил ископаемый чернозем также в северо-западной Чехии в районе Раудница на Эльбе. Он относит этот чернозем тоже к последней межледниковой эпохе (письменное сообщение).

Почвы, несущие признаки избыточного увлажнения, найдены лишь в двух местах. Так, у кирпичного завода Шульца близ Стежера (5 км западнее Кёниггрепа) под верхним горизонтом вюрмского лёсса погребена почва с серовато-белым горизонтом A_g мощностью 5,0—6,0 см, обладающим плитчатой структурой, и горизонтом B_g , мощностью 1,3 м, пятнисто окрашенным в интенсивно ржавые и серые тона. Реконструкция древней поверхности земли указывает, что прежде здесь была маленькая, плоская западина, заполнившаяся в ходе почвообразования намывным и солифлюкционным суглинком. На вновь образовавшейся плоской поверхности начал затем отлагаться лёсс вюрма III. По особенностям погребенной почвы и прежде всего по мелким конкрециям, равномерно распределенным в горизонте A_g , можно заключить, что большую часть года она была переувлажнена и просыхала лишь на короткое время. Заставление влаги можно в первую очередь отнести за счет положения её на дне западины. И поскольку послеледниковый бурозем образовался здесь уже на плоской поверхности, т. е. после изменения одного из решающих факторов почвообразования, то ископаемую оглеенную почву нельзя использовать как средство оценки прежнего климата.

Почти нигде в пределах Среднечешского плоскогорья не обнаружены так хорошо плейстоценовые отложения, как возле кирпичного завода Штейнера у Бенешау. Здесь на покрывающем склон суглинке мощностью в общей сложности 6 м, частично состоящем из лёссового материала, сохранились три ископаемые оглеенные почвы. Последниковый же горизонт выветривания представлен буроземом среднего увлажнения. Ископаемые оглеенные почвы очень похожи на гессенские, с тем, однако, отличием, что у Бенешау нет резко ограниченных базальных прослоев конкреций в горизонте А₂. Все же и здесь достойна внимания последовательная смена трех хорошо выраженных ископаемых оглеенных почв при завершении плейстоценового разреза буроземом.

Погребенные черноземы известны также в Моравии с ее современными степными почвами, развитыми на больших пространствах. Подробные исследования разрезов в средней Моравии проводил Пелишек [9, 10, 11]. Западнее Брно, у Вишана и в долине Шварцавы, он обнаружил два погребенных черноземных горизонта, отделяющих друг от друга три лёссовых комплекса. Нижний сильнее деградированный горизонт чернозема мощностью 1—1,5 м обладает ржаво-бурым горизонтом В мощностью 0,8—1,0 м. Верхний горизонт деградирован менее сильно, но его мощность составляет всего около 0,7 м. Временем их образования Пелишек считает два интерглациала.

Стейскал [21] описал в восточной части вишавской впадины две лежащие друг над другом погребенные черноземные почвы на лёссе. Они также деградированы и имеют бурые горизонты В.

Летом 1943 г. Жебера выделил в одном разрезе у Брно 9 разновозрастных лёссовых горизонтов, венчающихся каждый своим горизонтом выветривания. И здесь к рисс-вюрмской межледниковой эпохе относится чернозем, а оба вюрмских и интерстадиала характеризуются буроземами.

В 1936 г. Цотц [28] у кирпичного завода возле Нижнего Вистерница в Южной Моравии наблюдал в верхней части молодого лёсса «темную ржаво-бурую зону», лежащую над ржаво-красным «гёттвейгским» горизонтом почвы. Около деревни Мораваны в долине Нижнего Вага (Словакия) в молодом лёссе также встречаются почвенные горизонты мощностью от 1 до 1,5 м [28].

Другие местонахождения ископаемых почв

Известно много местонахождений черноземов из средней Германии. В 1903 г. во время строительства железной дороги Кверфурт — Витценбург Вейсермель [23] мог наблюдать в различных местах погребенные под молодым лёсском черноземные почвы мощностью от 0,5 до 1 м. Гогенштайн [5] упоминает о черноземе мощностью от 0,6 до 1 м у Гроссенготтерна, между Лангензальцем

и Мюльхаузеном. Погребенная почва лежит здесь под лёс-
сом мощностью 4 м и содержит 2% гумуса. По соседству,
в Герольдисхаузене, под 5-метровой толщей лёсса была вскрыта
погребенная черноземная почва мощностью 0,75—1,0 м. Тот же
Гогенштейн наблюдал погребенные черноземы между Вейсен-
фельсом и Цайтцом, а также у Роттельсдорфа в Мансфельде.
Зёргель [19] описывает две погребенные черноземные почвы
(деградированные), подстилаемые двумя более древними лёссами,
в Османштедте в Тюрингии. В этой связи следует упомянуть
также разрез плейстоценовых отложений в Виккерштедте [20].
Здесь на выветрелых мергелистых осадках Ильмской поймы
лежит слой солифлюкционно переотложенных отложений кайпера,
венчаемый гумусовым горизонтом выветривания. Последний,
правда лишь местами, развит на упомянутых солифлюкционных
образованиях, возникших в ледниковую эпоху рисс II. Однако по
заполненным гумусовым материалом ледяным клиньям видно,
что когда-то он был распространен повсеместно. Исходя из на-
блюдений Зёргеля, я полагаю, что этот гумусовый горизонт
выветривания со средней мощностью 1,2 м был прежде почвой
типа чернозема или rendzины. Зёргель считает, что она образо-
валась в рисс-вюрмскую межледниковую эпоху.

Мюккенхаузен наблюдал оглеенные почвы на горе Роддер
у Мелема и возле Муффендорфа недалеко от Годесберга. В обоих
местах хорошо сформированные и совершенно лишенные карбо-
натов оглеенные почвы покрыты молодым карбонатным лёсском.

ПОЧВЫ И КЛИМАТ

В ТЕЧЕНИЕ ВЕРХНЕПЛЕЙСТОЦЕНОВЫХ ЭПОХ ВЫВЕТРИВАНИЯ

Подвергнем описанные наблюдения еще раз краткому сравни-
тельному обзору. Особенно важны для нас, разумеется, типы
почв, развитые на разных отложениях, и глубина почво-
образования.

Прежде всего, если сравнить между собой межледниковые и
межстадиальные горизонты выветривания, то, как и следовало
ожидать, выявляются значительные различия.

Глубина почвообразования для межледниковых почв превы-
шает 3 м, а для межстадиальных почв она большей частью ме-
нее 2 м. При этом следует заметить, что незначительная глубина
межледникового выветривания в Северной Чехии (менее 1 м)
вызвана небольшой первичной мощностью материнской породы
почвы или последующей эрозией. Меньшая глубина выветрива-
ния и более слабое выщелачивание межледниковых почв обнару-
живаются в разных местах Рейнгессена, Рейнгау и в средней Гер-
мании. В этих областях черноземы большей частью еще содержат
карбонаты. Там, где в силу деградации в них развит нижний

бурый горизонт, он также оказывается слабо карбонатным. В Северной Чехии деградация также местами бывает сравнительно слабой. Тем более достойна внимания сильная деградация чернозема в Мюнценберге и Берштадте в Веттерау и в Оссманштедте в Тюрингии.

Это позволяет разделить горизонты выветривания последней межледниковой эпохи по их почвенному типу на три группы:

1. Карбонатные черноземы иногда с карбонатным же бурым горизонтом В (слабо деградированные).

2. Бескарбонатные черноземы с лишенным карбонатов бурым горизонтом В разной мощности (умеренно и сильно деградированные черноземы).

3. Сильно деградированные или оподзоленные черноземы.

Согласно проведенным до сих пор наблюдениям, распространение черноземов группы 1 ограничено некоторыми районами Рейнгессена, Рейнгау и средней Германии. Умеренно и сильно деградированные черноземы встречаются в предгорьях Таунуса (южный Веттерау), а главным образом в чешско-моравских лесовых областях. Сильно деградированные или оподзоленные черноземы наблюдались только у Мюнценберга и Берштадта в северном Веттерау, а также у Оссманштедта.

Итак, черноземы последней межледниковой эпохи распространены в тех же областях, что и послеледниковые. Однако следует заметить, что современные черноземы занимают в Рейнгессене лишь небольшие площади, а в Рейнгау встречаются в совершенно разобщенных ничтожных участках. Здесь самыми распространенными типами почв являются буровозмы, а в Рейнгессене — недоразвитые светлые слабогумусовые почвы на лессе. Трудно сказать на основании до сих пор известных находок погребенных почв, имели ли черноземы в обеих этих областях более широкое распространение во время последней межледниковой эпохи. Для Рейнгау и предгорий Таунуса это кажется, однако, вполне вероятным. Сильно деградированные черноземы Мюнценберга и Берштадта также располагаются в области, где известны и находки современных черноземов, правда, ни в коем случае не занимающие таких больших площадей, как это изображено на почвенной карте Германии [32].

Повидимому, межледниковые черноземы были шире распространены, чем сейчас в Северной Чехии, поскольку, например, в районе западнее Юнгбунцлау ныне самым распространенным почвенным типом является буровозм.

Среди интерстадиальных горизонтов выветривания также можно различить несколько почвенных типов, объединяющихся в следующие пять групп:

1. Карбонатные слабо и неглубоко выщелоченные почвы; оглинивание слабо выражено; недоразвитые почвы.
2. Слабокарбонатные более глубоко выщелоченные почвы (до 0,8 м); неполно развитые буровоземы.
3. Бескарбонатные глубоко выщелоченные почвы (свыше 1 м); буровоземы.
4. Подзолистые почвы.
5. Оглеенные почвы.

В региональном распределении этих почвенных типов наблюдаются известные различия. Первая группа встречается главным образом в Нижнем Гессене, изредка также в Рейнско-Майнской области. Но больше всего здесь распространена вторая группа. Иногда в этих областях встречаются и бескарбонатные почвы, имеющие примерно ту же глубину выщелачивания, которые уже следует рассматривать в качестве типа, переходного к третьей группе. Эта последняя больше всего распространена в лёссовых областях Чехии и Моравии. Подзолистые почвы встречаются только в приэльбской части средней Чехии и у Гамберга в Нижнем Гессене.

Наряду с этими региональными различиями большую роль играет обрисованное выше общее распределение типов чернозема, так как из него могут быть сделаны важные заключения относительно климата.

Чернозем считается вообще типом почвы, характеризующим степной климат. Он богат настоящим гумусом, насыщенным основаниями (прежде всего Ca и Mg). Этой гумусовой почве, образующейся в условиях умеренного промачивания, свойственен свой оптимальный режим почвообразования. Под влиянием усилившегося промачивания или лесной растительности чернозем теряет свои ценные химико-биологические свойства, что выражается в побурении почвы и в уменьшении насыщенности основаниями. При дальнейшем понижении насыщенности основаниями гумусовые вещества, накапливающиеся на поверхности чернозема, не могут уже нормально разлагаться в силу бедности почвы глинистыми частицами и разрушения чистых гумусовых кислот микробиологическим путем. В итоге возникает кислая поверхностная зона. Следствием является усиленная деградация, весьма быстро протекающая в этих условиях и могущая привести в конце концов к оподзоливанию.

Судя по этим выводам, полученным для современных черноземных областей, во время последней межледниковой эпохи наиболее благоприятные условия для образования и сохранения черноземов существовали в Рейнгессене, в Рейнгау, в Тюрингенском бассейне и в лёссовых районах восточнее и юго-восточнее Гарца вплоть до окрестностей Цайтца и Вейсенфельса. В этих

областях совсем не происходила деградация или она была очень слабой, а, следовательно, климат во время всей межледниковой эпохи был более или менее континентальным. Более сильная деградация черноземов в других областях их развития и по окраинам названных выше областей связана, вероятно, с проникновением в их пределы леса в более влажные фазы межледниковой эпохи.

По тем же соображениям, во время последней межледниковой эпохи, так же как и теперь, самыми сухими районами в Германии были Рейнгессен, Центрально-тюрингенская мульда и Бёрде¹ в районе Магдебург — Галле. Сохранившиеся здесь и в других упомянутых местах ископаемые черноземы своей слабой деградацией или полным ее отсутствием указывают даже на то, что климат последней межледниковой эпохи был более теплым, чем климат послеледникового времени. Об этом же свидетельствуют многочисленные данные пыльцевых анализов ([1], стр. 439).

Распространение типов межстадиальных почв, как и распределение типов черноземов последней межледниковой эпохи, было обусловлено климатическими. Как можно заключить по другим наблюдениям, климат интерстадиалов был более холодным и влажным, чем климат настоящих межледниковых эпох [47]. Это видно также и по вертикальной последовательности почвенных типов во всех известных до сих пор разрезах. Разумеется, климат в любую древнюю эпоху выветривания, как и современный климат, не был везде одинаковым. Поэтому в одну и ту же эпоху выветривания не везде возникали и почвы одного и того же типа, даже если материнские породы были совершенно одинаковыми. Ведь тип почвы зависит не только от материнской породы, но и от растительности, от степени увлажнения и от морфологии рельефа. Естественно, что в одно и то же время возникали разные почвы, как это видно по смене типов интерстадиальных почв в различных районах. Так, для Рейнгау характерны буроватые почвы, для бассейна Узинга и предгорий Фогельсберга — оглеенные почвы, для северного Гессена — буроватые почвы, для Северной Чехии — подзолы и буроватые почвы. Все это не позволяет приписывать какой-либо определенной эпохе лишь один почвенный тип.

Если в данном исследовании для последней межледниковой эпохи упоминаются только черноземы и их деградированные разности, то отсюда вовсе не следует, что для нее и повсюду были характерны только черноземы ([1], стр. 447, прим. 2). Следует иметь в виду, что до сих пор рассматривались исключительно

¹ Под названием «Бёрде» известно невысокое плато, окаймляющее с востока и северо-востока горы Гарца по левобережью Заале и Эльбы. — Прим. ред.

сравнительно пониженные и сухие лёссовые области, где, само собою разумеется, и в последнюю межледниковую эпоху вряд ли могли возникать какие-либо другие типы почв. В примыкающих к ним более влажных и выше расположенных районах, по всей вероятности, образовывались не черноземы, а почвы, более бедные гумусом и основаниями, а частью и подзолы и глеевые почвы.

Чтобы восстановить историю климата для какой-либо определенной местности, нужно исходить только из вертикальной смены почвенных типов, учитывая, однако, при этом и прошлое влияние других факторов почвообразования. Только сходные и одновозрастные почвенные типы, возникшие при одинаковых или сходных климатических условиях, могут быть использованы для восстановления климата в региональном масштабе. Успешнее всего этого можно было бы достигнуть при помощи почвенных карт, составленных для отдельных эпох выветривания, но к решению подобной задачи можно будет приступить лишь тогда, когда будет накоплено достаточное количество данных.

ВЫВОДЫ

Исследование ископаемых почв в некоторых районах виеледниковой области показало, что для разных эпох выветривания верхнего плейстоцена характерны определенные почвенные типы. Так, в Рейнско-Майнской области, в средней Германии, в Северной Чехии и Моравии во время рисс-вюрмской межледниковой эпохи образовались черноземы, среди которых можно выделить следующие разности:

1. Карбонатные черноземы с нормальным А/С-профилем.
2. Деградированные черноземы с А/В/С-профилем.
3. Оподзоленные черноземы с А₁/А₂/В/С-профилем.

Региональное распределение этих типов и вытекающие из него особенности общей климатической обстановки в настоящее время еще только выясняются.

Во время вюрмских интерстадиалов возникали следующие типы почв:

1. Карбонатные слабо и неглубоко выщелоченные почвы; недоразвитые почвы.
2. Слабокарбонатные сильнее и глубже выщелоченные почвы (до 0,8 м); неполно развитые буроземы.
3. Бескарбонатные почвы, выщелоченные до глубины более 1 м; буроземы.
4. Подзолистые почвы.
5. Оглеенные почвы.

Известные различия в распространении этих почвенных типов могут быть также объяснены влиянием климата.

Исследования показали, что, исходя из вертикальной последовательности почвенных типов, можно восстановить в основных чертах историю климата верхнего плейстоцена для данной области. Благодаря этому ископаемые почвы приобретают весьма большое значение для всей четвертичной геологии и палеоклиматологии и заслуживают особого внимания. Лучшей основой региональной реконструкции климата являются почвенные карты для отдельных эпох выветривания. Но чтобы можно было набросать такие карты, требуется дальнейшее изучение как описанных выше, так и других районов. Хотелось бы, чтобы данная работа послужила толчком к началу таких исследований.

ЛИТЕРАТУРА

1. Büdel J., Die Klimaphasen der Würmeiszeit, *Naturwiss.*, **37**, 438—449, Berlin, Göttingen, Heidelberg (1950).
2. Gerth H., Über die Gliederung des Lößes auf den Terrassen am Taunusrand zwischen Höchst und Wiesbaden, *Ber. Vers. niederrhein. geol. Ver.* Jg. 1909, 45—49, Bonn, 1909.
3. Harrassowitz H., Fossile Verwitterungsdecken, *Handbuch der Bodenlehre*, 4, 225—305, Berlin, 1930.
4. Hess W., Über die vulkanische Asche im Diluvium des Limburger Beckens, *Ber. Vers. niederrhein. geol. Ver.* Jg. 1909, 8—9, Bonn, 1909.
5. Hohenstein V., Die Löß- und Schwarzerdeböden Rheinhessens, *Jber. u. Mitt. oberhess. geol. Ver.* N. F. 9, 74—97, Stuttgart, 1920.
6. Meyer H. L. F. (Harrassowitz): Einige Lößprofile der Wetterau, *Ber. oberhess. Ges. Nat. und Heilkde*, N. F. 3, 88—94, Gießen, 1910.
7. Michels F. R., Erl. geol. K. v. Preußen und benachbarten deutschen Ländern 1:25 000, Bl. Eltville-Heidenfahrt, 79, Berlin, 1951.
8. Mordziol C., Über den Nachweis von älterem Löß bei Wiesbaden, *Jb. Nass. Ver. Naturk.*, **63**, 257—262, Wiesbaden (1910).
9. Pelíšek J., Prispěvek k studiu diluviálních půd ve středomoravských spraších, *Práce Moravské přírodotvůrnické společnosti* 11, F. 106, Brno, 1938.
10. Pelíšek J., Diluviální nory („krotoviny“) v pohžbených černozemích od Vyškova na Moravě, *Příroda*, **32**, Brno (1939).
11. Pelíšek J., Černozemé pohžbené (diluviální) ve spraších od Vyškova Sborník Klubu přírodotvůrnického v. Brně 22, Brno, 1940.
12. Pelíšek J., Studie diluviálních půd (ve spraších) a diluviálního podnebí v oblasti svrateckého úvalu na Moravě. *Práce Moravské přírodotvůrnické společnosti* 12, F. 112, Brno, 1940.
13. Schnell A., Chemische Untersuchungen über den Löß von Sprendlingen (Rheinhessen), Diss., Gießen, 1928.
14. Schönhalß E., Über verschiedenealtrige Löse und ihre fossilen Verwitterungsdecken bei Homberg a. d. Efze (Ber. Kassel), *Ber. Reichsamt Bodenforschung*, Jg. 1944, 111—119, Wien, 1945.
15. Schönhalß E., Über einige wichtige Lößprofile und begrabene Böden im Rheingau. *Notizbl. hess. L. Amt. Bodenforsch.*, VI, F., 244—259, Wiesbaden, 1950.

16. Schönhals E., Fossile gleitartige Böden des Pleistozäns im Usinger Becken und am Rand des Vogelsbergs, *Notizblatt des Hessischen Landesamtes für Bodenforsch.*, 6, 160–183; Wiesbaden (1951).
17. Selzer G., Diluviale Lößkeile und Lößkeilnetze aus der Umgebung Göttingens, *Geol. Rundsch.*, 27, 175–293, Stuttgart (1936).
18. Snajdr L., Die vorgeschichtlichen Denkmäler menschlicher Tätigkeit im böhmischen Elbetal, *Pravěk* 5, Kojetín i. d. Hanna, 1909.
19. Soergel W., Die diluvialen Terrassen der Ilm und ihre Bedeutung für die Gliederung des Eiszeitalters, Jena, 1924.
20. Soergel W., Die geologischen Grundlagen der Vollgliederung des Eiszeitaters, *Fortschr. Geol. Pal.*, 12, H. 39, 292, Berlin (1939).
21. Stejskal J., Pokryvné útvary ve východní části vyškovského uvalu, Amt Bodenf. Böhmen und Mähren 17, 158–165, Prag, 1941.
22. Stremme H., Die Böden des deutschen Reiches und der Freien Stadt Danzig, Petermanns Mitt. Erg. H. 216, 74, Gotha, 1936.
23. Weissermel W., Zur Stratigraphie und Tektonik des östlichen Teils der subherzynen Mulde und ihrer nordöstlichen Nachbargebiete, Abh. pr. geol. Landesanst. N. F. H. 125, 93, Berlin, 1930.
24. Woldstedt P., Die Strahlungskurve von Milankovich und die Zahl der Eis- und Zwischeneiszeiten, *Geol. Rundsch.*, 35, 23–25, Stuttgart, 1947.
25. Zaruba-Pfeffermann Q., Längsprofil durch die Moldauterrassen, zwischen Kamaik und Weltrus, *Mitt. Tschech. Akad. Wiss. Jg.*, 52, Nr. 9, 1–36, Prag. (1942).
26. Zaruba-Pfeffermann Q., Periglaziale Erscheinungen in der Umgebung von Prag, *Mitt. Tschech. Akad. Wiss. Jg.*, 53, Nr. 15, 1–33, Prag. (1943).
27. Zeberá K., Devět sprášových pokryvů fosilními pídními s typy pod „Novou Horou“, na říšenském katastru u Brna, *Příroda*, 36, Brünn (1943).
28. Zott L. F., VLK W., Paläolithikum des unteren Waagtales, *Quartär*, 2, 65–101, Berlin (1939).
29. Zott L. F., Wiederauflebende Urgeschichtsforschung im fränkischen Jura, *Kosmos*, 44, 54–58, Stuttgart (1948).

СТРАТИГРАФИЧЕСКОЕ ЗНАЧЕНИЕ ЯВЛЕНИЙ ПЕРИГЛЯЦИАЛЬНОЙ СОЛИФЛЮКЦИИ¹ В СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ НИЖНЕЙ САКСОНИИ

В чрезвычайно геоморфологически разнообразной области северогерманского юного моренного ландшафта отложения последней ледниковой эпохи в общем почти не подвергались смещению и залегают на месте своего первоначального накопления. В прошлом такой же волнистый рельеф имела и область древних моренных образований. Ныне же ее поверхность очень сильно сглажена, что особенно подчеркнул Грипп. Исходя из этого, в северной части Нижней Саксонии следует уже заранее ожидать сильного развития солифлюкционных отложений и затопления ее ландшафта, если можно так выразиться, продуктами собственного разрушения. Такое же предположение возникает и при сопоставлении среднегерманских, вернее южногерманских, внеледниковых районов с северогерманским древним моренным ландшафтом. По наблюдениям Бюделя, Гальвитца, Кесслера, Зёргеля, Шмидта, Тролля и многих других, в районах, лежащих за границами оледенений, распространены различные перигляциальные отложения, часто в виде псевдоморен. Того же следует ожидать, очевидно, и в области древнего моренного ландшафта. Между тем на специальной геологической карте 1:25 000 района древнего моренного ландшафта севера Нижней Саксонии, в частности на листах, примыкающих к Бремену, не показано ничего подобного. Возникает вопрос: действительно ли, кроме образования песков речных долин и голоценовых осадков, здесь не проявлялось никаких древних явлений переотложения?

¹ В данном случае выражением «явление солифлюкции» передан немецкий термин «Umlagerung», не имеющий точного эквивалента в русской геологической литературе и весьма широко применяющийся в Германии. С одной стороны, он обозначает солифлюкцию как процесс и употребляется в качестве синонима выражения «Fließerde» (см. примечание редактора на стр. 11). С другой стороны, им же часто называют уже совершившееся солифлюкционное переотложение, точнее, испытанные при этом солифлюкционные деформации грунта. И, наконец, иногда под ним понимаются мерзлотные деформации, не сопровождавшиеся солифлюкционным смещением типа мерзлотных котлов, «кипящих почв» (*Brödelböden*, *Würgeböden*) и пр. В связи с этим в дальнейшем термин «Umlagerung» будет переводиться различно, в зависимости от контекста. — Прим. ред.

Деверс [2], касаясь этого вопроса, пишет очень красочно:

«Вообще можно сказать, что у подножья склонов, где следовало бы ожидать накопления солифлюкционных образований, чаще всего под тонким покровом, в котором слоистость уничтожена корнями растений, сразу же залегают слоистые образования. Следовательно, солифлюкционные накопления, если они существовали, должны были быть нацело удалены другими факторами сноса — текучей водой и ветром».

В других местах этой работы встречаются, между тем, многочисленные указания на перигляциальные солифлюкционные явления. Столь резко отрицательная точка зрения Деверса становится совершенно непонятной, если привлечь наблюдения из средней Германии. Напрашивается вопрос: не потому ли перигляциальные осадки до сих пор не были здесь распознаны, что большинство из них трудно поддается определению? Все же ведь все геологи, проводившие съемку в областях древнего моренного ландшафта, в один голос заявляют, что очень трудно отграничить, например, пески речных долин от более молодых, нарушенных мерзлотою и переотложенных образований.

Во время моих съемок в Хюммлинге мне прежде всего бросилось в глаза, что валунные суглиники этого района, не говоря уже о том, что они выщелочены от карбонатов, местами выглядят совершенно иначе, чем валунный суглинок области молодого моренного ландшафта. В таких местах валунный суглинок более песчанист, а главное, ясно горизонтально полосчат. Полосы располагаются совершенно горизонтально, в то время как в областях молодого моренного ландшафта они всегда изогнуты, волнисты, во всяком случае, не столь идеально горизонтальны, как здесь. Подобные образования никогда не встречаются в средней части ровных водораздельных поверхностей, но всегда тяготеют к их краю, часто располагаясь по периферии понижений. При этом уклоны от водораздельной поверхности еле заметны, едва достигая 2—5°.

На окраинах плато этого рода валунные суглиники часто становятся песчанистыми, щебнистыми и переходят в криотурбационные пакеты гравия, а далее вниз по склону — в валунный прослой из вытянутых в один ряд валунов. Наиболее выразительны такие обнажения, в которых вскрыт почти лишенный глинистых частиц неслоистый, средне- и грубозернистый песок, содержащий распределенные без видимого порядка ледниковые валуны или же такие, в которых обнажаются неслоистые пески, содержащие многочисленные совершенно горизонтальные прослои валунов, отстоящие друг от друга на несколько дециметров.

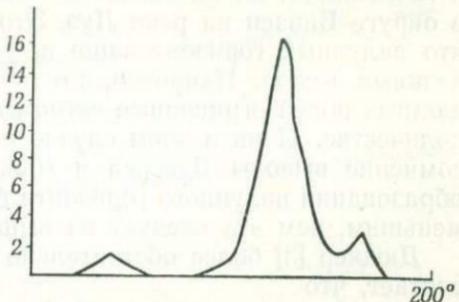
Разрезы с многочисленными валунными прослойками, лежащими друг над другом, встречаются довольно редко. Зато в области древнего моренного ландшафта на севере Нижней Саксонии широко распространен поверхность валунный прослой, лежащий

чаще всего на глубине 20—40 см под перевеянным песком. Во время обзорной съемки листа Ней-Аренберг в Хюммлинге мы по возможности наносили этот прослой на карту. Выяснилось, что он в виде каймы шириной в несколько километров обрамляет длинные гряды холмов, сложенных валунным суглинком и простирающихся в северо-восточном направлении. При этом близ границы распространения валунного суглинка, т. е. почти на вершине гряды, он достигает мощности в несколько дециметров. Затем вниз по склону он делается все тоньше и наконец сводится к одному ряду валунов. Итак, здесь речь идет не просто об остаточной россыпи, возникшей за счет вымывания тонких частиц из валунного суглинка, а о сносе самих валунов, на что указывает уменьшение мощности их прослоя вниз по склону, имеющему часто ничтожный уклон всего в 2—5°. Этот вывод подтверждается также измерением ориентировки валунов. Во многих случаях, где валунный горизонт состоит из одного ряда валунов, нами было произведено по 50 измерений ориентировки их продольных осей. В некоторых случаях получились поразительно четкие максимумы ориентировки. Наиболее ярко это было выражено на плоском холме к северо-востоку от Лорупа (Хюммлинг). Это указывает, что продольные оси валунов расположены радиально по отношению к вершине холма.

Позднее четкую ориентировку нам удалось установить в более мощном валунном прослое, что заранее можно было ожидать, исходя из наблюдений Дюккера ([3], таблица 29, фиг. 1). В общем максимумы кривой ориентировки оказываются тем шире, чем положе склон. В более мощных валунных горизонтах с яркими следами мерзлотных деформаций замеров не производилось, так как четкую картину здесь могут дать только серийные измерения.

Деверс [2] писал по вопросу об образовании валунного горизонта:

«Валунный горизонт имеет региональное распространение в северо-западной Германии вплоть до западной части Люнебургской пустоши включительно. Здесь он залегает поверх всех выходящих на поверхность песчаных образований. Это обстоятельство, а также встречающиеся в этом горизонте много-



Фиг. 1. Диаграмма ориентировки валунов из валунного горизонта под покровом перевеянных песков. Южное подножье пологого холма к северо-востоку от Лорупа (Хюммлинг).

численные ограниченные ветром валуны указывает, что существовал, по меньшей мере, один, а возможно, и несколько периодов усиленной переработки ветром верхнего слоя почвы. Это время не могло быть межледниковой эпохой, так как тогда имелся сплошной растительный покров. Вероятно, его следует отнести к одной из ледниковых эпох».

Несмотря на самые тщательные поиски, я не нашел ни одного ограниченного ветром валуна в типичном валунном горизонте ни в Хюммлинге, ни на песчаных холмах Вильдесхаузен-Зихера, ни в округе Винзен на реке Луэ. Это было тем более удивительно, что валунный горизонт чаще всего залегал под покровом перевеянных песков. Напротив, в остаточных дефляционных россыпях дюнных полей ограниченные ветром валуны встречались в большом количестве. Я ни в коем случае не хочу ставить тем самым под сомнение выводы Деверса и Дюккера. Но значение ветра при образовании валунного горизонта было, как мне кажется, гораздо меньшим, чем это следует из вышеприведенной цитаты.

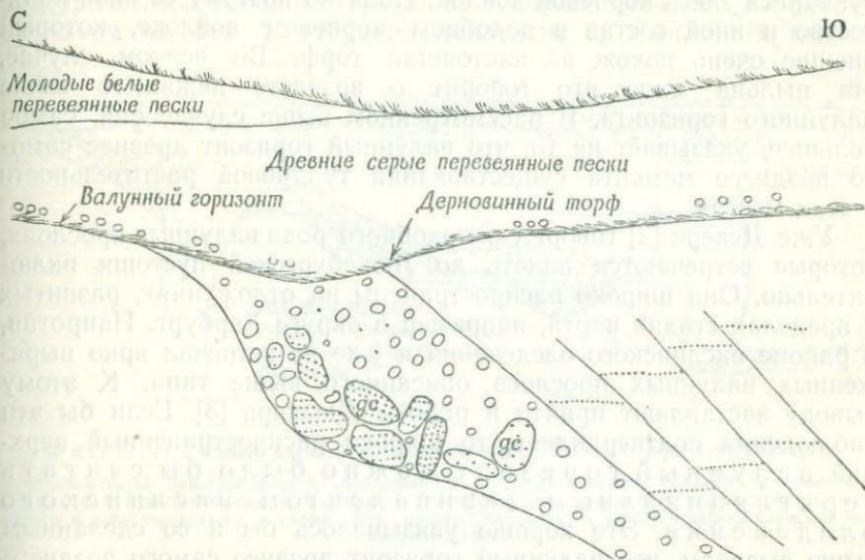
Дюккер [3] более обстоятельно занимался этим вопросом. Он считает, что

«...валунный горизонт возник не просто в результате дефляции. Из более или менее линейного распределения валунов можно заключить, что материал, слагающий валунный прослой, испытал общее солифлюкционное смещение с вершин, находящихся поблизости моренных холмов, вниз по склонам и одновременно с этим подвергся сильной дефляции».

Образование эоловых многогранников требует, видимо, чтобы некоторое время перед мерзлотным перемешиванием материал находился в покое. Поэтому я склонен разделить процесс на две фазы — первую, сухую и холодную, с господством эоловой переработки и вторую, более влажную, когда происходило образование солифлюкционных накоплений и валунного прослоя. Образование эоловых многогранников должно было произойти до этого, возможно, уже в заключительную фазу предшествующей холодной эпохи. Разумеется, на поверхности валунного горизонта они могли образовываться еще и во время какой-то третьей фазы. Последнее становится вероятным, если учесть исследование Симона [6]. Развивая некоторые наблюдения Дюккера [3], он установил, что ограниченные ветром валуны распространены вплоть до границ молодой франкфуртской стадии оледенения. Во время фазы солифлюкции, повидимому, климат был более влажным, а во время фазы образования эоловых многогранников — более сухим.

Некоторые указания на климат эпохи образования валунного горизонта дают соотношения, наблюдавшиеся в обнажениях горы Шварцен-Берг у Геленбурга (лист Нейаренбург) (фиг. 2). Валунный горизонт перекрывает здесь морозобойную трещину. Последняя в особенности интересна тем, что ее заполняют не только ледниковые гравелистые пески, но и большое количество

галек из песка величиной иногда с голову. В них сохранилась первоначальная слоистость, в некоторых гальках ныне ориентированная вертикально. Такие «песчаные гальки» могли попасть в трещину только в смерзшемся состоянии. Над трещиной валунный горизонт несколько прогнут. Это могло быть вызвано позднейшим проседанием материала, заполнившего трещину.



Фиг. 2. Валунный горизонт, несколько просевший над морозобойной трещиной. У подножья Шварцен-Берга в Геленбурге (лист Нейаренбург).

гс — переотложенные дюнныес пески.

Вероятно, занесенные в нее гравелистые пески и песчаные гальки были сцементированы льдом, который вытаял только после перекрытия трещины валунным горизонтом, вызвав его проседание. Значит, образование валунного горизонта происходило поверх вечномерзлой почвы. В этом разрезе интересен еще прослой торфа мощностью до 10 см, лежащий как раз под валунным горизонтом. Профессор Томсон был настолько любезен, что произвел пыльцевой анализ взятого отсюда образца, а также аналогичных образцов из других пунктов. В данном случае речь идет о дерновинном торфе с пыльцой тундровых растений. Другие такие же образцы также оказались дерновинным торфом, но почти всегда с другой пыльцой, частично принадлежащей определенно теплолюбивым растениям. Около Шорлингбостеля (к северо-востоку от Бремена) был вскрыт валунный прослой, который пересекается прослойкой такого же дерновинного торфа.

В других случаях подобное пересечение не вскрыто в обнаружениях, но его можно предположить. Вероятно, здесь мы имеем дело с образованием корневого войлока на кровле иллювиального горизонта почвы. Возникшая в процессе вымывания поверхность этого горизонта часто располагается в валунном прослое. Вследствие этого и пыльца могла быть вымыта вторично в обраzuющийся здесь корневой войлок. Понятно поэтому ее иное количество и иной состав в подобном корневом войлоке, который внешне очень похож на настоящий торф. Во всяком случае, эта пыльца мало что говорит о возрасте лежащего выше валунного горизонта. В рассмотренном выше случае она, самое большое, указывает на то, что валунный горизонт древнее самого позднего момента существования тундровой растительности в этих местах.

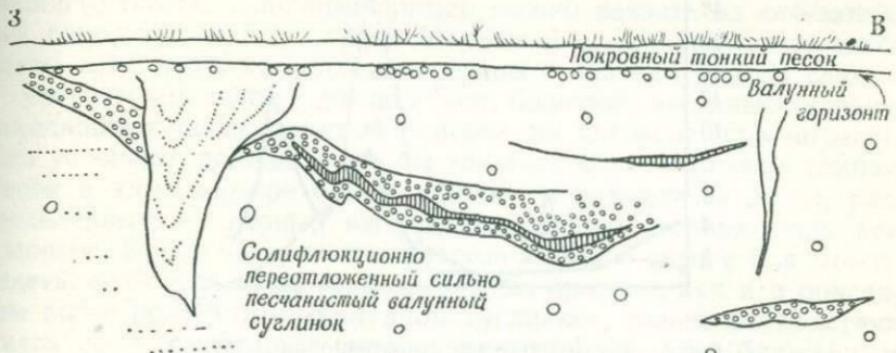
Уже Деверс [2] говорил о подобного рода валунных прослоях, которые встречаются вплоть до Люнебургской пустоши включительно. Они широко распространены на отложениях, развитых в пределах стадии варта, например в округе Харбург. Напротив, в районе вислинского оледенения я уже не встречал ярко выраженных валунных прослоев описанного выше типа. К этому выводу заставляют прийти и работы Дюккера [3]. Если бы эти наблюдения подтвердились, то широко распространенный верхний валунный горизонт можно было бы считать перигляциальным эквивалентом вислинского оледенения. Это хорошо увязывалось бы и со сделанным выше выводом, что валунный горизонт древнее самого позднего момента существования тундровой растительности. При этом валунный горизонт является, повидимому, в первую очередь продуктом мерзлотной солифлюкции в понимании Тролля [7].

Напротив, образование ярко выраженных и полно развитых «мерзлотных котлов» с песчано-гравелистым заполнителем, по-видимому, не распространялось уже севернее границ стадии варта. В типичной форме они часто наблюдаются лишь в области развития отложений эпохи заальского оледенения, где развиты вдоль контакта настоящей ледниковой морены с валунным горизонтом. Во всяком случае, я считаю, что касающееся этого вопроса сообщение Хеке, сделанное в 1948 г. на конференции четвертичного объединения в Ганновере, до сих пор остается в силе. В то же время слабые проявления мерзлотных деформаций наблюдаются еще в области молодого моренного ландшафта.

Исходя из всего сказанного выше, можно считать, что образование валунного прослоя происходило главным образом во время вислинского оледенения в районе древнего моренного ландшафта, который был тогда перигляциальной зоной. Резкие же мерзлотные деформации типа кипящих почв, например в основании валунного прослоя, относятся к стадии варта и проис-

ходили на отложениях заальского оледенения. Если эти наблюдения подтвердятся, то мы будем иметь два важных хронологических индикатора для района северогерманского древнего моренного ландшафта.

Вполне вероятно, что и морозобойные трещины в северной части Саксонии могут быть использованы как хронологические критерии. Морозобойная трещина, изображенная под валунным прослоем на фиг. 2, вторично наклонена и сама, быть может,



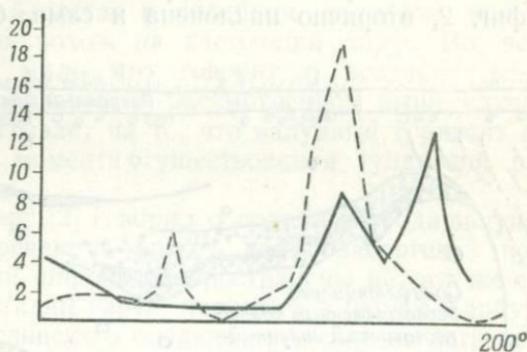
Фиг. 3. Песчаный карьер северо-западнее Вахендорфа (лист Риде).

Переотложенный перигляциальной солифлюкцией валунный суглинок, обедненный глинистыми частицами и кристаллическими валунами, с морозобойными трещинами под валунным горизонтом и тонкозернистыми песками. Эта „морена“ переходит к западу в неясно слоистые безвалунные пески.

располагается уже в солифлюкционно-смешенных песках. Здесь это не может быть точно установлено, но более ясные взаимоотношения изображены на фиг. 3. В Викенхаузене (лист Бассум) я наблюдал под переотложенными перигляциальными образованиями морозобойную трещину меньшего размера. Все эти примеры взяты из одной и той же области, поверхность которой в общем сложена ледниковыми отложениями заальского оледенения. В зоне стадии варта я до сих пор наблюдал морозобойные трещины только под солифлюкционно переотложенными перигляциальными образованиями, так что намечается возможность их использования для целей стратиграфического подразделения, в том случае, если эти данные подтвердятся дальнейшими аналогичными наблюдениями.

В этой связи следует ближе изучить способ образования упомянутого выше горизонтально-полосчатого валунного суглинка в зоне перехода от нормальной морены к валунному прослою. Особенно хороший материал для решения этого вопроса может, видимо, дать обнажение валунного суглинка к юго-востоку от Зике у Хармиссена. Оно расположено на краю водораздельной поверхности в начале склона. Верхние 1,6 м валунного суглинка

резко горизонтально слоисты, нижние 1,5 м выглядят, как обычный валунный суглинок. Измерения ориентировки валунов в нижней части дали хороший максимум в направлении предполагаемого движения ледника Северного моря во время заальского оледенения (фиг. 4, прерывистая линия). Это направление устанавливается и по простирациям соседних рыхвенных долин



Фиг. 4. Диаграмма ориентировки валунов в валунном суглинке к юго-востоку от Хармиссена (лист Вильзен).

Прерывистая линия — измерения в нижней части стенки обнажения; сплошная линия — измерения в горизонтально полосчатом и, вероятно, переотложенном перигляциальной солифлюкцией валунном суглинке верхней части стенки обнажения.

и озов. Оно совпадает вообще с максимумами ориентировки валунов по измерениям, проведенным на других выходах валунного суглинка в области водораздельного плато. Измерения в верхней горизонтально-полосчатой части «валунного суглинка» в отличие от этого дали двойной максимум (фиг. 4, сплошная линия). Меньший пик соответствует указанному выше направлению, больший же заметно смещен и ближе к направлению север — юг. Последнее соответствует наибольшему местному уклону пологого склона, выработанного эрозией после заальского оледенения. Другие подобные же измерения, произведенные на севере Нижней Саксонии, начиная от Меппена и вплоть до Винзена на реке Луэ, показали, что ориентировка валунов в валунном суглинке нормального облика почти всегда совпадает с предполагаемым направлением движения льда. Ориентировка в ясно горизонтально-полосчатом «валунном суглинке» всегда соответствует уклону местности. Это говорит о том, что горизонтально-полосчатый валунный суглинок был вторично переотложен.

Постель валунного суглинка нормального облика в районе между Меппеном и краем долины Везера испытывает в основ-

ном лишь медленные региональные колебания абсолютных высотных отметок. Исключение вновь составляют полосчатые валунные суглинки, которые часто залегают на много метров ниже, чем этого следовало бы ожидать для положения основания нормальной морены в данной местности. Очень много таких выходов можно наблюдать вдоль южного края Лезумского гееста севернее Бремена. Но такие соотношения встречаются и по склонам долин, прорезающих внутреннюю часть плато здешнего гееста. Типичный пример можно назвать из юго-западных окрестностей Брундорфа. Моренный суглинок слагает здесь плато, в то время как долины врезаны в «лауенбургскую глину». В упомянутом пункте расположен большой песчаный карьер, находящийся на абсолютной отметке, на которой, судя по местным условиям, должна была бы залегать «лауенбургская глина». Песок в этом карьере слегка глинист и содержит валуны, распределенные, на первый взгляд, совершенно беспорядочно, как в морене. Кроме того, в этом разрезе высотою выше 8 м можно видеть многочисленные горизонтальные прослои, как и в описанном выше полосчатом «валунном суглинке», только располагающиеся на большем расстоянии друг от друга. При ближайшем рассмотрении приходим к выводу, что и в данном случае мы имеем дело с отложениями того же рода, только менее глинистыми. Все местонахождение в целом производит впечатление как бы ложного ледникового языка, состоящего из глинистых валунных песков и спускающегося с края плато по «лауенбургским глинам» до самого дна долины. В этом псевдоглетчере, тянущемся с юга на север, горизонтальные прослои песка представляют плоскости среза. С этой точки зрения и горизонтально-полосчатый «валунный суглинок» представляется таким же продуктом позднейшего солифлюкционного переотложения.

Даже без более подробного изучения заметно, что «псевдоморена» в описанном только что выходе сильно обеднена кристаллическими валунами и относительно обогащена кремнями. Во время изучения ледниковых образований в районе между Меппеном и Винценом на реке Луэ мною было проведено почти 200 сборов валунов примерно по 150 штук из каждого пункта. На небольшой площадке собирались все валуны различными, начиная от нескольких больших, чем горошина, и до нескольких меньших, чем куриное яйцо. Подобные же сборы были еще ранее в большом количестве осуществлены автором в области молодого моренного ландшафта. Там сборы производились сначала путем взятия проб по датской методике подсчета валунов, так как при этом легче всего устранить субъективные ошибки. Лишь после известной практической проверки и многочисленных контрольных определений мы перешли к описанному выше упрощенному приему. По подсчетам в среднем вышло, что в

сборах из горизонтально полосчатых «валунных суглинков» отношение количества кварцевой гальки ко всему количеству галек кристаллических пород почти всегда гораздо больше, чем в сборах из нормального моренного суглинка. Очевидно, имело место резкое обеднение кристаллическими валунами. Еще ранее при сборе валунов в области молодого моренного ландшафта иногда вычислялся указанный только что кварцевый коэффициент в надежде как-нибудь связать повышенное содержание кварца с выходящими по соседству верхнетретичными отложениями. Но в этом отношении не было достигнуто никакого положительного результата. Наоборот, этот коэффициент оказывался поразительно одинаковым — брались ли валуны из морены, из ледниковых песков, собирались ли они с распаханных полей, или из переотложенных гравиев морского побережья. Некоторое количество этих средних данных приводится ниже в таблице. Буквами Kv/K обозначен кварцевый коэффициент, т. е. отношение количества кварцевой гальки к общему количеству кристаллических валунов, а буквами K/K — кремневый коэффициент, т. е. отношение количества кремневых валунов к общему количеству кристаллических валунов.

Валунный суглинок или валунный мергель	Kv/K	K/K	Ледниковые пески, валуны, собранные на пашне, и береговая галька	Kv/K	K/K
--	------	-----	--	------	-----

Вислинское оледенение

Восточная Померания (район Штольпера)	0,056	0,0	Восточная Померания (район Штольпера)	0,059	0,0
Средняя Померания (у Штеттина)	0,05	0,04	Средняя Померания (у Штеттина)	0,05	0,04
Северная Ютландия	0,07	2,0	Северная Ютландия	0,074	3,0

Южная Ютландия (район древнего моренного ландшафта)	—	—	Южная Ютландия (район древнего моренного ландшафта)	0,69	6,2
---	---	---	---	------	-----

Стадия варта

Округ Винзен на реке Луэ	0,59	0,34	Округ Винзен на реке Луэ	0,19	0,77
------------------------------------	------	------	------------------------------------	------	------

Заальское оледенение

Лист карты 1:100 000 Клоппенберг — Бремен	0,07	0,67	Лист карты 1:100 000 Клоппенберг — Бремен	0,17	0,81
Лист карты 1:100 000 Ганновер — Гарбзен (единичное определение)	0,07	0,4	Лист карты 1:100 000 Ганновер — Гарбзен (единичное определение)	0,13	0,5

Как видно, кварцевый коэффициент для морены в области молодого моренного ландшафта лишь не намного меньше, чем для продуктов ее переотложения. Напротив, кварцевый коэффициент переотложенных продуктов как в зоне стадии варта, так и в зоне поверхностного залегания заальских ледниковых отложений гораздо выше, чем кварцевый коэффициент исходной породы. Этот факт, между прочим, указывает и на то, что стадию варта надо относить к заальскому, а не к вислинскому оледенению. Особенно ясно это будет, если привлечь больше материала из зоны франкфуртской и бранденбургской стадий.

Наиболее сильное обогащение кварцем свойственно много-кратно переотлагавшимся остаточным дефляционным россыпям дюнных районов Хюммлинга. Приведем несколько примеров.

	K _в /K	K/J
Лоруп, восточный край	0,5	2,5
Лоруп, Остер-Тайнен	0,5	2,0
Геленберг	0,6	4,0
Северо-восточнее Лорупа	1,0	1,2
Южнее Хасс-Берга (лист Нейаренберг)	2,0	?

Кварцевый коэффициент здесь увеличен в 10 раз, а в некоторых случаях и еще больше. Кремневый коэффициент как в этой, так и в предыдущей таблице обнаруживает повышение далеко не в столь сильной степени. Правда, содержание кремня и в исходной морене гораздо менее равномерное и в гораздо большей мере связано с местными условиями, чем содержание кварца.

Ниже приводятся несколько примеров из горизонтально-слоистого «валунного суглинка», залегающего на отметках, более низких, чем типичная морена. Они показывают, что в данном случае кварцевый коэффициент имеет значения, промежуточные между приведенными выше наибольшими и характерными для исходного моренного суглинка, а также для одновозрастных ледниковых песков.

	K _в /K	K/J
Севернее Вильдесхаузена	0,19	0,9
Вирде	0,23	1,0
Ундело (округ Винцен на р. Луэ)	0,23	1,1
Виккенхаузен у Бассума	0,25	2,0
Волла (Лезумский геест)	0,4	0,8

Уже на примере из Вильдесхаузена хорошо заметно повышенное значение коэффициента. Обычно же он в 3 и даже почти в 6 раз выше, чем для морены. Это увеличение значительно резче, чем для ледниковых песков и гравиев, причем при статистической обработке данных редко наблюдаются постепенные переходы, а увеличение содержания кварца происходит сразу

скачком. Небольшое увеличение кварцевого коэффициента может быть и в сильно выветрелой морене уже безо всякого переотложения в результате разрушения части кристаллических валунов. Но скачкообразное увеличение могло произойти только при переотложении.

Подобное же обогащение кварцем и кремнем обнаружили Кэй и Пирс [4] в межледниковых илах Северной Америки. Их процентные данные не могут быть точно сравнимы с нашими. Приблизительный пересчет дает следующие цифры:

	Кв/К	К/К
Небраскские илы	1,8	1,0
Канзасские илы	4,0	2,5
Канзасская морена, лишенная карбонатов и окисленная	0,3	0,3
Канзасская морена, карбонатная, но окисленная	0,15	0,2
Иллиноййские илы	21,5	26,0
Иллиноййская морена, лишенная карбонатов и окисленная	0,85	1,1

Обогащение здесь еще интенсивнее, но соотношения для канзасских отложений до некоторой степени сравнимы с вышеописанными. Увеличение кварцевого коэффициента, несомненно, вызвано процессами выветривания в условиях климата межледниковой эпохи. Так как процессы химического выветривания при арктическом климате относительно очень слабы, то можно предположить, что и у нас обогащение кварцем происходило в межледниковую эпоху. Наоборот, трудно представить себе при межледниковом климате образование солифлюкционных накоплений с пересекающими их плоскостями среза. Поэтому следует предположить, что в межледниковую эпоху, следовавшую за заальским оледенением верхние слои почвы подверглись сильному химическому выветриванию. В позднее наступивших перигляциальных условиях, примерно во время вислинского оледенения, за их счет возникли солифлюкционные накопления, в которых и оказалась смещенной вниз по склонам именно эта выветрившаяся часть грунта.

Всегда ли переотложение можно с полной достоверностью приписать солифлюкций, еще не ясно. В отдельных случаях близ Винденхаузена и Бассума встречаются слабоглинистые пески с валунами, распределенными без видимого порядка и без горизонтальных плоскостей среза. Сходные образования еще в 1927 г. я наблюдал на брунн-цаценской цепи холмов около Штеттина. Я истолковал их как послеледниковые наносы, образовавшиеся уже после возникновения земледелия в связи с ежегодным разрушением растительного покрова плугом. Своим обликом подобные псевдоморены чрезвычайно напоминают описанные выше образования без плоскостей среза (например, у Вильдесхау-

зена). Во всяком случае, их образование было обусловлено отсутствием растительного покрова, что в природе бывает связано с арктическим климатом. В описанных нижнесаксонских примерах этого рода образований они имеют достаточно большую мощность и под ними нигде не были найдены погребенные почвы, так что их, повидимому, следует толковать как солифлюкционные накопления.

При помощи описанной выше методики, т. е.: прежде всего определения ориентировки валунов и вычисления кварцевого коэффициента в мореноподобных образованиях, залегающих в понижениях рельефа, становится возможным выяснить многие стороны истории древнего моренного ландшафта более отчетливо, чем это было сделано до сих пор. Особенно важно, что таким путем мы получаем основания для менее спорного определения возраста многочисленных межледниковых отложений.

Таким образом, мы сможем выполнить следующую задачу, поставленную Деверсом [2]:

«Прежним авторам не было известно значение солифлюкции, и они не имели в виду возможности толкования части неслоистых образований, содержащих валуны, как солифлюкционных накоплений. Все старые данные о тонких слоях песчанистой морены, покрывающих межледниковые торфяники нуждаются в тщательной проверке».

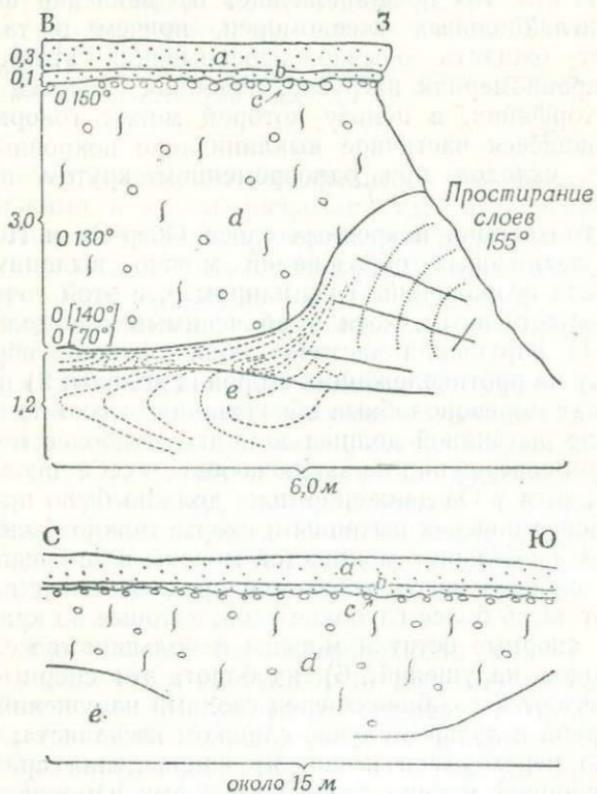
Кроме того, Вольдштедт еще в 1941 г., а затем на конференции Немецкого четвертичного объединения неоднократно указывал на то, что большинство межледниковых отложений расположено в древних рывинах талых ледниковых вод и что они всегда лишь с краев перекрываются сомнительными моренами, но никогда последние не распространяются на центральную часть залежи. Эти мореноподобные образования местами имеют, однако, мощность во много метров и притом настолько похожи на настоящую морену, что сначала очень трудно отрешиться от их моренной природы. В качестве примера можно привести северо-восточный карьер трепеловых разработок Бруно Вестермана в Обер-Оэ. В восточном конце стенки котлована обнаружается «морена» мощностью почти 3 м, в нижней части сильно горизонтально-полосчатая и прожилковатая. К западу она постепенно переходит в ледниковые пески. Эта смена происходит как раз над складкой в озерных песках и трепелях. Подстилающие ледниковые пески лежат поверх складки без видимых нарушений. Создается впечатление, что складка древнее только что упомянутых ледниковых песков и «морены». Измерения ориентировки валунов в этой последней указывают на три различные группы преобладающих направлений.

В восточном конце карьера в верхних частях «моренного суглинка» устанавливается ориентировка валунов по азимуту 90°, что близко к общему очень незначительному уклону склона.

Здесь эта ориентировка вполне могла быть также и направлением одного из продвижений ледника. Несколько западнее, у конца выходов «моренного суглинка», преобладают почти перпендикулярные предшествующим азимуты в 10° . Самые нижние прожилковатые слои «моренного суглинка» характеризуются ориентировкой валунов по азимуту 70° . Эта резкая смена говорит о влиянии узколокальных условий, вызывающих резко изменчивые соотношения сил трения в находившейся в движении массе. По-моему, это легче всего объяснить заполнением небольшой впадины солифлюкционными накоплениями. Местное понижение образовывала здесь вышеупомянутая складка озерных песков с примесью трепела. Здесь располагался нижний конец сомкнутых солифлюкционных масс, двигавшихся с востока вниз по склону. В то же время в этой впадине, как я уже ранее принципиально обосновал это в другом месте, движение валунов, приносившихся солифлюкционными массами, упорядочивалось в силу возраставшего бокового трения, ограничивавшего возможность их переворачивания. Сходным образом можно объяснить и определенно выраженную ориентировку валунов в жилковатой части «моренного суглинка». Однако при помощи одних только измерений ориентировки валунов в данном случае нельзя установить истинную природу этой «морены». Кроме того, «моренный суглинок» очень песчанист, вернее, слабо глинист. Кварцевый коэффициент равен 0,1, т. е. слишком высок для нормальной морены, в которой он колеблется около 0,07. В вышележащих покровных валунных песках кварцевый коэффициент поднимается даже до 0,28. Но это образования, которые едва ли можно считать чем-то большим, чем реликт морены; в них на глубине 0,60 м я нашел валун, превращенный в идеальный эоловый многогранник. Этот слой песков переходит в валунный горизонт, для которого в главном западном карьере характерен кварцевый коэффициент 0,25. По другую же сторону карьера слой песков более глинист, но и кварцевый коэффициент здесь достигает даже 0,4.

Такие же соотношения характерны и для юго-восточного угла карьера в Ней-Оэ (фиг. 5). Здесь «моренный суглинок» хорошо сохранился в рытвине шириной до 15 м, и опять-таки кажется, что складки подстилающих ледниковых песков являются более древними, чем этот «моренный суглинок». Наступающий лед, двигаясь с востока на запад, должен был бы срезать эти складки. Очень крутой подъем постели настоящей морены на крыле складки ледниковых песков в направлении с востока на запад, какой наблюдается в данном случае, не представляется вероятным, даже если пески и были тогда смерзшимися. И здесь вновь устанавливается изменение азимутов ориентировки валунов от постели к кровле «морены». Только в кроющем валунном горизонте наблюдается совпадение их ориентировки с направлением

склона. Кварцевый коэффициент и в этом случае достигает 0,19, т. е. значения, слишком высокого для нормальной морены. Повидимому, мы имеем дело всего лишь с заполнением ранее образованной ложбины склона солифлюкционными отложениями.



Фиг. 5. Ней-Оэ, юго-восточный угол карьера, 1948 г.

$0 = 130^\circ$ = направлению ориентировки валунов.

Следует хотя бы вкратце остановиться на возможной природе нарушений, при которых возникают подобные ложбины. Обычно складчатость слоев в залежах трепелов объясняют давлением льда (см., например, Карле, 1939), хотя это с самого начала наталкивалось на трудности, например, в приложении к месторождению Мунстер-Брело. Принципиально возможен целый ряд объяснений этого явления, в частности следующие: 1) тектоника, хотя она наименее вероятна, поскольку нарушения не продолжаются на глубине; 2) подводные оползни, против которых может быть приведено в качестве основного то же самое возражение; 3) выжимание между постоянной мерзлотой и зоной

зимнего промерзания; 4) напор льда, с которым явно не вяжется противоположно построенное ветвление нарушений у обоих склонов долины, наблюдаемое не только в данном случае, но и в верховьях долины Луэ, например у Швиндебека, что заставило Карле отбросить это предположение; 5) давление формирующихся перигляциальных псевдоморен, причем в таком случае следует ожидать обычно перекрывания этими последними; 6) неравномерная нагрузка, подобная нагрузке насыпной дамбы на торфяник, в пользу которой может говорить обычно наблюдающееся частичное выклинивание покровных песков на крыльях складок при одновременном крутом изгибе их кверху.

Против толкования покровных слоев Обер-Оэ и Ней-Оэ как настоящих ледниковых образований можно выдвинуть очень большое число возражений. Так, например, с этой точки зрения кажется неестественным, хотя и объяснимым в отдельных случаях, что: 1) нарушения частично обнаруживают обращенную ориентировку на противолежащих сторонах долины; 2) покровные слои содержат мореноподобные образования только по окраинам; 3) в середине рытвинной долины залегают наиболее мощные покровные слои, совершенно не заключающие в себе никаких остатков морены, хотя у Оэ движение льда должно было происходить более или менее поперек рытвины и скорее можно было бы ожидать как раз наибольших мощностей морены в ее средней части; 4) складки сильнее всего развиты в средней части впадины и захватывают здесь более глубокие слои, которые по краям не нарушены; 5) спорные остатки морены в большинстве случаев не срезают сводов нарушений; 6) наоборот, эти спорные остатки морены залегают в ложбинах перед сводами нарушений; 7) сама спорная морена в лучшем случае слишком песчаниста; 8) она по простирианию переходит в пески; 9) направления ориентировки валунов в спорной морене очень по-разному изменяются от постели к кровле в разных местах; 10) эта спорная морена горизонтально слоиста и не обнаруживает заметной волнистости или нарушений залегания; 11) вверх она переходит в еще более песчанистые отложения с переотложенными ограниченными ветром валунами; 12) сама спорная морена, даже в самых благоприятных случаях, характеризуется слишком высоким кварцевым коэффициентом.

Каждое из этих обстоятельств, взятое в отдельности, может быть, и незначительно, но в своей совокупности они не могут быть случайными. Я считаю их косвенными доказательствами перигляциального происхождения так называемой «покровной морены».

Если считать для нормальной морены стандартным значением кварцевого коэффициента 0,07, то в целом коэффициенты, полу-

ченные для мореноподобных образований, кроющих трепела, оказываются гораздо выше:

Обер-Оэ, западнее главного карьера	0,4
Обер-Оэ, восточный карьер, верхняя часть	0,28
Обер-Оэ, восточный карьер, место выклинивания валунного суглинка	0,26
Обер-Оэ, восточный карьер, нижняя часть	0,1
Ней-Оэ, юго-восточный угол	0,19
Вихель	0,7

Вычисление кварцевого коэффициента тем более важно, что оно приложимо и к тем разрезам, где перечисленные выше 12 пунктов не могут быть проверены наблюдением. Так как при этом можно исходить из подсчета всех галек вплоть до величины с горошину, то только кварцевый коэффициент дает возможность отличить настоящую морену от сходной с нею псевдоморены по данным бурения.

Итак, рассмотренный метод является средством, помогающим путем замеров ориентировки валунов и вычисления кварцевого коэффициента отличить при картировании переотложенные валунные суглинки и тем самым значительно дополнить содержание наших карт. Кроме того, мы приобретаем еще один критерий определения возраста межледниковых отложений, предохраняющий нас от ошибочного истолкования покрывающих их якобы моренных суглинков как свидетельства повторного надвигания ледника.

При помощи кварцевого коэффициента можно попытаться также внести ясность в до сих пор не решенный вопрос о возрасте долинных песков. Например, у Ханштедта в округе Винцен на реке Луз для четырех больших разрезов долинных песков кварцевый коэффициент колеблется от 0,22 на глубине 2,0 м до 0,5 на глубине 1,5 м. У Немаленфельде он оказался равным 0,3—0,4 на глубине 1,0 м. Кварцевый коэффициент отложений стадии варта в соседнем обрыве составил 0,07 и 0,03. Следовательно, можно сделать вывод, что между временем образования отложений стадии варта и накоплением долинных песков существовал период, для которого было характерно сильное химическое выветривание. В связи с этим пески здесь должны относиться к вислинскому оледенению. Правда, в обогащении кварцем играет роль также относительная длина пути переноса материала, что, повидимому, действительно для обоих пунктов особо высоких кварцевых коэффициентов в области молодого моренного ландшафта Восточной Померании. В рассматриваемых здесь случаях длина пути переноса, судя по общей геологической обстановке, не могла сильно различаться. Соответствующие подсчеты были сделаны также в районе «Форгееста» южнее Бремена. Но

здесь обстановка гораздо сложнее и требует более подробного изучения. Вообще данные отдельных определений не являются вполне безупречными, так как и в настоящей морене наблюдаются местные колебания содержания кварца и вторичное его изменение под влиянием выветривания, а поэтому, как и для других осадков, значения коэффициента могут сильно различаться.

Требуются дальнейшие наблюдения и для решения вопроса о том, можно ли использовать с целью установления границ стадии варта такие образования, как хорошо развитые выполненные гравиями мерзлотные котлы и трещины ледяных клиньев, развитые внутри или под покровом перигляциальных образований.

ЛИТЕРАТУРА

1. Carlé W., Die Lagerungsstörungen in den Kieselgurgruben von Ohe (Lüneburger Heide), *Abh. Nat.-Ver. Bremen*, **31** (1939).
2. Derves F., Diluvium (in „Das Känozoikum in Niedersachsen“), *Geol. u. Lagerst. Niedersachsens* 3. Teil, Oldenburg i. o., 1941.
3. Dücker A., Die Windkanter des nord-deutscher Diluviums in ihren Beziehungen zu periglazialen Erscheinungen und zum Decksand., *Jb. preuß. geol. Landesanstalt*, **54** (1933).
4. Kay G. F., Pearce J. N., The origin of Gumbotil, *Journ. Geol.*, **28** (1920).
5. Richter K., Stratigr. u. Entwicklungsgesch. mittelpomm. Tertiärhöhen., *Abh. u. Ber. Pomm. Natf. Ges.*, 1927.
6. Simon W. F., Geschiebezählungen und Eisrandlagen in Südost-Holstein, *Mitt. d. geogr. Ges. Lübeck*, **39** (1937).
7. Troll C., Strukturböden, Solifluktion u. Frostklimate der Erde, *Geol. Rundsch.*, **34** (1944).
8. Woldstedt P., Über die Ausdehnung der letzten Vereisung in Norddeutschland, *Ber. Reichsamtes f. Bodenf.*, Wien, 1942.

П. ВОЛЬДШТЕДТ, У. РЕЙН и В. ЗЕЛЛЕ

ИССЛЕДОВАНИЯ МЕЖЛЕДНИКОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ ГЕРМАНИИ

МЕСТОНАХОЖДЕНИЯ И УСЛОВИЯ ЗАЛЕГАНИЯ

(П. ВОЛЬДШТЕДТ)

Во время моих многолетних съемочных работ в северо-западной Германии передо мной неизменно возникали вопросы расчленения плейстоценовых отложений этой области и особенно вопросы стратиграфического положения межледниковых отложений.

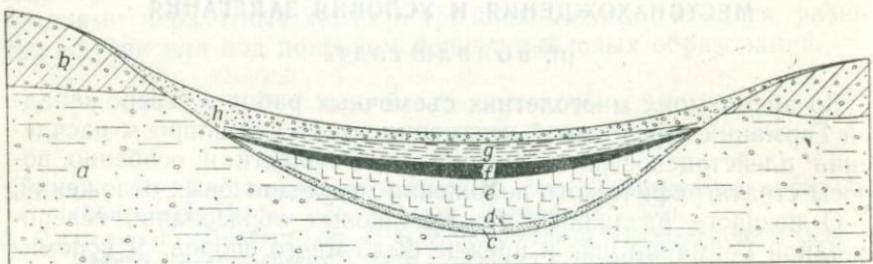
О возрасте различных межледниковых образований северо-западной Германии уже и прежде было много споров. Я вспоминаю оживленное обсуждение возраста лауенбургского торфяника. Данные первых пыльцевых анализов межледниковых отложений северо-западной Германии были опубликованы в 1928 г. Иессеном и Мильтерсом в их большом труде. Авторы считали тогда, что им удалось выделить два межледниковых периода, отличающихся различием в ходе осадконакопления: для более раннего характерно образование торфа, для более позднего — мела.

Внимательные наблюдения позволили мне усомниться в правильности этого мнения, поэтому я считал необходимым вновь предпринять более точное изучение межледниковых отложений северо-западной Германии. При помощи специальной ударной колонковой трубы были отобраны полные и непрерывные колонки образцов межледниковых отложений и таким образом получены сплошные колонки межледниковых отложений из Хонердингена, Годенштадта, Менгебостеля и Мунстера. Далее, Зелле и Рейн отобрали полные разрезы, начиная от основания и кончая поверхностью земли, во многих разрабатывающихся карьерах по добыче мергеля и трепела (среди прочих в Лерингене, Хютцеле, Гревенгофе, Обер-Оэ, Мунстере).

Приблизительно в это же время Зелле начал пыльцевые анализы торфа из Хонердингена и межледниковых отложений в Грос-Хелене и Уммендорфе (опубликованы в 1941 г.). Затем он совместно с Рейном приступил к пыльцевым анализам полученных серий образцов. В 1938 г. Рейн опубликовал сокращенную диаграмму для Лерингена. В 1942 г. в моей работе были опубликованы полная диаграмма для разреза у Менгебостеля, изученного Зелле, и частичная диаграмма разреза у Хютцеля, изученного Рейном. Во время войны Зелле смог заложить ряд

дополнительных буровых скважин и изучить их при помощи пыльцевых анализов. Ниже излагаются основные результаты этих совместных исследований.

Среди изученных местонахождений прежде всего достойна упоминания группа с большим развитием пресноводных моргелей: Хонердинген, Леринген, Недден-Аверберген, Годенштедт, Менгебостель, Нейенферде и др. Эти образования, как и накопления трепела, о которых речь будет ниже, представляют



Фиг. 1. Схематическое изображение условий залегания межледниковых отложений так называемого брёупского типа.

a — пески и гравий („нижние пески“); b — валунный мергель; c — нижние озерные пески и глины; d — нижний слой торфа; e — пресноводный мергель или трепел; f — верхний пласт торфа; g — верхние озерные пески и глины; h — покровные валунные пески.

собою выполнение древних озер, чаще всего ледниковых рывинных озер. Общей чертой этих древних озерных отложений является то, что пресноводный мергель или трепел (мощностью 4—10 м и больше) заполняет большую часть впадины (фиг. 1). Сверху во множестве случаев залегает слой торфа толщиной 1—3 м, указывающий на осушение прежнего озера. Выше этих межледниковых отложений следуют снова отложения ледниковой эпохи весьма различного строения и мощности. Ни разу в кровле какого-либо из вышеназванных межледниковых образований не была обнаружена основная морена, но чаще всего они кроются песчаными образованиями с большим или меньшим количеством валунов. В Лерингене, например, эти покровные слои имеют небольшую мощность. Там, у восточного края карьера, они состоят из неслоистых песков мощностью всего 0,5 м, содержащих гравий и валуны, над которыми следует 40 см тонкого серого песка. На запад, т. е. по направлению к бывшему берегу озера, эти слои делаются более мощными и грубозернистыми. Точно так же обстоит дело в Недден-Авербергене, где покровные слои на некотором расстоянии от древнего берега озера тоже имеют весьма незначительную мощность.

Другая группа разрезов межледниковых отложений отличается большей мощностью покровных слоев. В этом случае

нередко можно различить в этих последних два подразделения: нижняя часть слагается озерными образованиями, а именно ленточными глинами и тонкозернистыми слоистыми песками, часто достигающими нескольких метров мощности (фиг. 1, слой *g*). Выше следуют валунные пески (*h*), большей частью увеличивающие свою мощность к краям котловины. Итак, процессом, непосредственно следовавшим за образованием собственно межледниковых отложений, здесь было дальнейшее заполнение бассейна, но теперь уже не органогенными осадками, такими, как пресноводный мергель, торф, трепел и т. п., а чисто неорганическими минеральными отложениями. Очевидно, условия осадконакопления коренным образом изменились по сравнению с межледниковой эпохой.

В тех случаях, когда озерные котловины не были заполнены целиком в течение межледниковой эпохи, не возникает никаких трудностей объяснить и их дальнейшее заполнение уже во время последующей эпохи оледенения. Однако вначале кажется трудно объяснимым, каким образом могло произойти новое затопление котловины там, где уже в межледниковую эпоху она заполнилась целиком, вплоть до прежнего уровня воды. А это происходило всюду, где мергеля или трепела перекрыты торфянистыми образованиями. Такова, например, обстановка в Хонердингене. Здесь озерные пески мощностью до 6 м залегают поверх торфа.

В этой связи сошлемся на схематический профиль фиг. 1, составленный на основе собственных наблюдений в Хонердингене и Лерингене с учетом более ранних данных Вебера [22], обрабатывавшего этот разрез. Из профиля видно, что и озерные пески и подстилающий их торф залегают мульдообразно, причем наибольшей мощности достигают в середине котловины. Торф имеет здесь, по данным Вебера, наибольшую толщину в 3,5 м. Причиной мульдообразного залегания и увеличения мощности торфа и озерных песков, видимо, следует считать главным образом уплотнение подстилающих мергелей¹. Как показывает увеличение мощности торфа в центре, это уплотнение началось уже в межледниковую эпоху. Оно продолжалось и в течение последующей (последней) ледниковой эпохи. Торф постепенно погружался под уровень воды. Одновременно с примыкающих высот намывался песчаный материал, накопившийся постепенно в виде значительной толщи поверх все еще продолжавшей погружаться постели. При уплотнении торфа известную роль играла его сжимаемость под грузом вышележащих песков. Наконец уплотнение закончилось и вновь возникшее на месте старой котловины озеро было нацело заполнено осадками.

¹ На явления подобного же уплотнения, происходящие в послеледниковых луговых мергелях, обратил мое внимание Рихтер.

Возможно также, что в отдельных случаях происходило подпруживание древних котловин солифлюкционными накоплениями или другого рода образованиями. Возможно и то, что уровень воды мог повышаться в связи с промерзанием грунта на окружающей котловину относительно более повышенной местности. Но все это еще требует более подробного изучения.

Как уже было сказано, над озерными образованиями мы часто находим второй горизонт валунных песков. Эти последние, несомненно, отложились субаэральным путем и были нанесены со склонов котловины уже после ее заполнения до самого уровня воды. Часто начиная от края котловины можно проследить все переходы от настоящей основной морены через псевдоморену к валунным пескам. Нигде не было еще установлено перекрывание большей части какой-либо из залежей межледниковых отложений настоящей мореной. Это касается как залежей мергеля в Лунебургской пустоши, так равно и рассматриваемых ниже залежей трепела. По краям котловин иногда встречается валунный мергель, но во всех случаях остается неясным, является ли он мореной в коренном или в солифлюкционно-переотложенном состоянии.

Все сказанное о слоях, покрывающих залежи мергеля, целиком может быть отнесено и к покровным слоям залежей трепела. Как те, так и другие встречаются и в зоне распространения стадии варта и вне этой зоны. Важнейшая группа местонахождений в и у т р и зоны распространения стадии варта находится в долине верховий реки Люэ. Здесь покровные слои по большей части имеют лишь незначительную мощность, особенно если местонахождение располагается в средней части долины.

О возрасте местонахождений в долине Люэ можно сказать следующее.

Месторождения трепела представляют собой выполнение цепи озер, возникших в долине верховий Люэ как подледниковые формы во время стадии варта. Здесь существовала туннельная долина, которая состояла из цепи следовавших друг за другом котловин, разделенных порогами. Она заканчивалась у линии максимального продвижения ледникового края стадии варта. Следовательно, этой стадией точно определяется и возраст туннельной долины. Твердо установлено и то, что эта область впоследствии ни разу более не покрывалась льдами. Отсюда вытекает, что месторождения трепела без колебания могут быть отнесены к межледниковой эпохе, следовавшей за стадией варта, т. е. к последней межледниковой эпохе. Этому полностью соответствуют пыльцевые диаграммы, составленные для долины верхнего течения Люэ.

При этом, однако, выясняется еще одно важное обстоятельство. Залежи трепела в той же долине верховий Люэ оказы-

ваются частью сильно нарушенными. Отдельные их участки надвинуты на другие, а нередко значительные части залежей смыты в антиклинальные и синклинальные складки. Поскольку ледник более не надвигался на эти отложения, его нельзя привлекать в качестве причины испытанных ими нарушений. Причину следует искать в других силах, и, вероятнее всего, в скольжении еще не затвердевшего осадка, которое, по меньшей мере частично, было связано с неравномерной нагрузкой со стороны покровных слоев. Действительно, обнаруживается общая закономерность: чем больше мощность покровных слоев, тем резче и нарушения. Что касается определения возраста месторождений трепела, лежащих вне зоны стадии варта, то и здесь их нарушенность не может, очевидно, служить доказательством более позднего надвигания льдов.

Перейдем теперь непосредственно к возрасту этих последних. Если, как уже сказано, из перемятости залежей трепела нельзя делать вывода о позднейшем надвигании льдов, то нельзя и утверждать без дальнейших доказательств, что такого надвигания действительно не было. Если бы залежи трепела вне пределов стадии варта характеризовались такими же пыльцевыми диаграммами, как и пыльцевые диаграммы трепела долины верхний Люэ, какие свойственны почти всем до сих пор изученным залежам пресноводных мергелей, то можно было бы с известной достоверностью говорить и о принадлежности месторождений трепела в Обер-Оэ и Мунстере к последней межледниковой эпохе (заале — висла). Однако пыльцевые диаграммы обоих этих месторождений не только не тождественны диаграммам из долины верхний Люэ, но, наоборот, обнаруживают существенные отличия (см. ниже данные Зелле).

Теоретически мы должны считать возможным, что отложения трепела в Люнебургской пустоши могут быть разного возраста. Осаждался ли в озере трепел или пресноводный мергель, зависело от строения окружающей местности. Если она была сложена преимущественно слоями, содержащими карбонаты кальция, например карбонатной основной мореной, то в озере осаждался мергель. Если же преобладали пески, то после выщелачивания незначительных запасов углекислой извести осаждался трепел. Преимущественно песчаными в Люнебургской пустоши могли быть водосборы озер как во время эльстерско-заальской, так и во время заальско-вислинской межледниковой эпохи.

Однако в общем условия залегания месторождений трепела в Оэ и Мунстере говорят скорее в пользу принадлежности их к последней межледниковой эпохе, чем к межледниковой эпохе эльстер — заале. Нет никаких данных, дающих право относить эти месторождения к особой межледниковой эпохе заале — варта. Итак, точное стратиграфическое положение месторождений Оэ,

и Мунстера остается пока не ясным, и требуется дальнейшее изучение их интересных пыльцевых диаграмм.

Несколько слов о слоях, часто подстилающих межледниковые отложения. Во многих случаях, например в Лерингене, под пресноводным мергелем лежит еще один слой торфа, правда незначительной мощности. Ныне в средней части котловины он залегает на глубине, но прослеживается также более или менее непрерывно и у бывших берегов озера (фиг. 1, слой *d*). Этот слой торфа содержит, по предварительным данным Шнейдера, в числе прочих *Betula nana*, древесину березы и сосны, но в нем не найдено никаких других остатков лиственных деревьев, кроме почечных чешуек *Populus tremula*. Слой торфа не мог приобрести нынешнюю форму залегания в момент отложения, а должен был ранее располагаться приблизительно горизонтально. Под торфом залегают пески и ленточные глины. В данном случае мы имеем, следовательно, отложения, совершенно подобные упомянутым в классических описаниях Мейендорфа [13]. Котловина озера вначале была занята глыбой мертвого льда. Лед был погребен под песком и грубым гравием. Лед таял лишь очень медленно, и поверх него отложились пески и ленточные глины. Наконец началось незначительное торфообразование. Однако в дальнейшем наступил теплый климат межледниковой эпохи и погребенный мертвый лед быстро растаял. Слой торфа опустился на его ложе или лег обрывками на береговые склоны. Только теперь возникло настояще рытвинное озеро. Постепенно оно заполнялось пресноводным мергелем, пока не обмелело настолько, что началось образование верхнего слоя торфа.

Подобные образования могут встретиться и в других разрезах межледниковых отложений. До сих пор им уделяли сравнительно мало внимания. Но еще Штоллер [19] упоминал о болотном слое в основании мергеля в Недден-Авербергене. Очевидно, это образование того же рода, что и в Лерингене. Впрочем, озера были врезаны в более древние отложения на разную глубину, чаще всего до так называемых нижних песков, т. е. песков, лежащих ниже основной морены заале или варта (фиг. 1, слой *a*).

Ниже будут кратко изложены лишь немногие из длинного ряда наблюдений. Кратко описанное Рейном еще в 1938 г. местонахождение в Лерингене интересно, между прочим, тем, что там в 1948 г. в пресноводном мергеле был найден почти полный скелет *Elephas antiquus* совместно с тиссовым копьем длиной 2,5 м и каменными орудиями. Ганноверский музей планирует монографическое описание лерингенской залежи мергеля и всех сделанных в ней разнообразных находок. В связи с этим Рейн даст подробное описание развития растительности по данным новых исследований.

**РАЗВИТИЕ РАСТИТЕЛЬНОСТИ МЕЖЛЕДНИКОВОЙ ЭПОХИ
ПО ДАННЫМ РАЗРЕЗА В ГОДЕНШТЕДЕ БЛИЗ ЦЕВЕНА**
(У. РЕЙН)

Пресноводные мергели Годенштедта близ Цевена обнаруживают большое сходство с описанным мною в 1938 г. месторождением в Лерингене как по условиям залегания, так и по развитию растительности в течение времени их отложения. Здесь мы вновь распознаем уже знакомую смену климата и растительности, пыльца которой заносилась в котловину во время ее заполнения мергелем. Под слоем дюнных и валунных песков мощностью 2 м лежат 2 м торфа, а затем тонкий слой сапропеля и пресноводный мергель мощностью 4,6 м.

Из 70 исследованных проб 16 были использованы для иллюстрации развития растительности на обзорной диаграмме (фиг. 2). Нижние пробы отмечают максимум сосны и березы. Вверх по разрезу содержание березы быстро падает и снова становится значительным только в самых верхних пробах. Сосна, наоборот, лишь медленно теряет свою роль, а в конце межледниковой эпохи значительно раньше вновь становится господствующей. Между этими двумя максимумами располагается высшая точка развития смешанного дубового леса. Наряду с ранним и быстрым увеличением значения дуба наблюдается одновременный ему максимум орешника. В верхней части профиля обе эти породы исчезают совместно. Вяз и липа дают первый пик вначале диаграммы и лишь через некоторое время вслед за этим для них наступает период расцвета. Граб и ель появляются почти одновременно и очень рано, но лишь после периода смешанного дубового леса становятся поочередно важнейшими членами растительных сообществ. После максимума дуба и липы достигает своего максимального распространения сначала граб и, наконец, вслед за этим ель. Одновременно появляется пихта, которая вновь исчезает к концу межледниковой эпохи.

Таким образом, в этом профиле намечаются следующие фазы развития растительности - (сверху вниз):

- | | |
|---------|---|
| VI фаза | сосны, пихты и березы |
| V » | пихты и ели |
| IV » | граба |
| III » | смешанного дубового леса |
| II » | ольхи, сосны и смешанного дубового леса с максимумом орешника |
| I » | березы и сосны |

Пыльцевая диаграмма обнаруживает очень хорошее совпадение в ходе развития растительности с другими известными отложениями последней межледниковой эпохи. Залежь мергеля в Годенштедте лежит на отложениях заальской ледниковой эпохи и, очевидно, не перекрывалась более молодым наступлением льдов.



Фиг. 2. Сокращенная пыльцевая диаграмма межледниковых пресноводных мергелей Годенштедта близ Цевена.

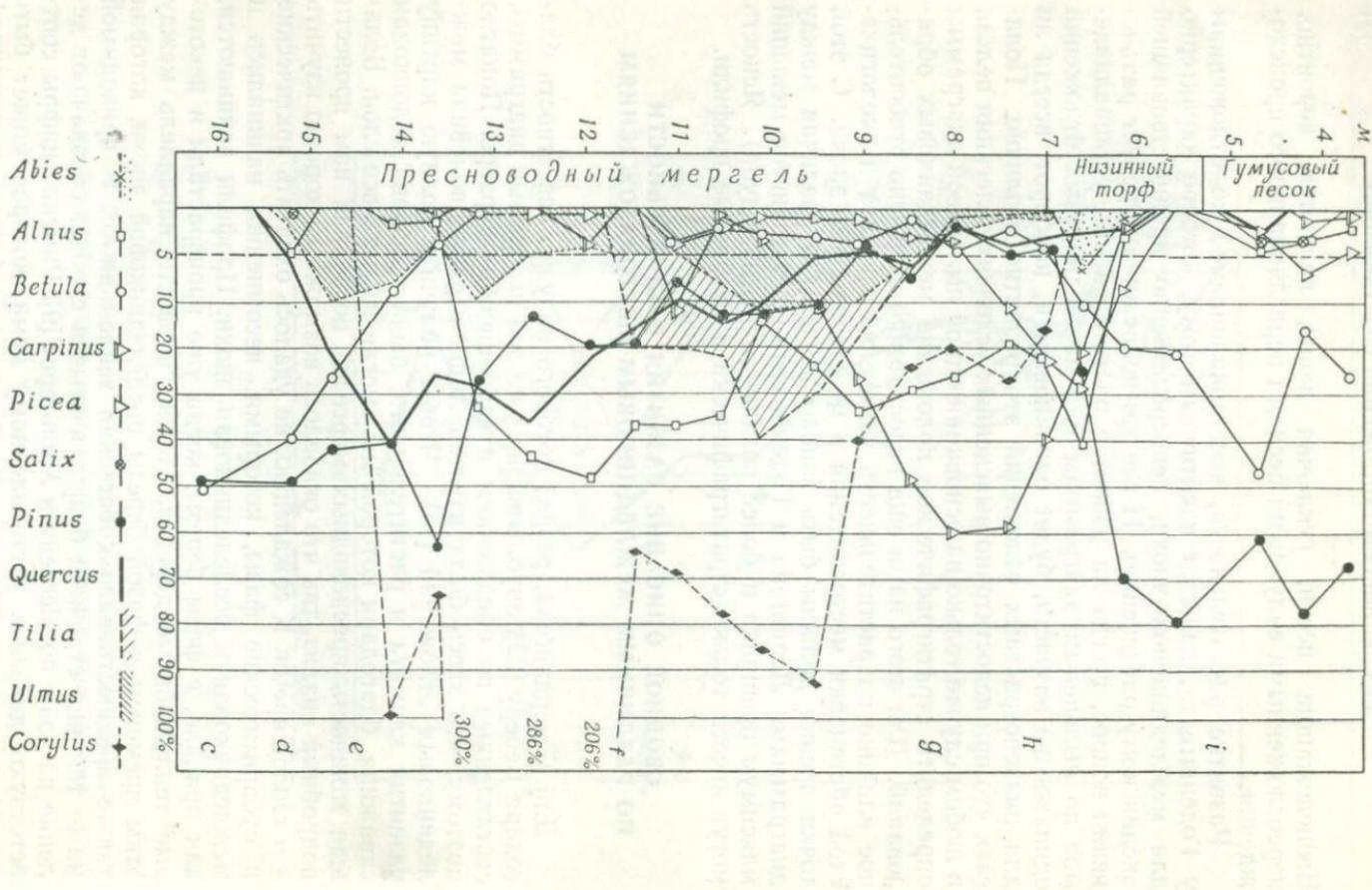
Вышележащие пески, исключая дюны, являются, вероятно, переотложенными валунными песками перигляциального происхождения.

Развитие растительности, восстановливаемое по отложениям у Годенштедта, кажется идентичным тому, которое характерно для межледниковой эпохи, непосредственно предшествовавшей вислинскому оледенению. И все же попрежнему требует разъяснения вопрос, всегда ли развитие растительности, устанавливаемое по пыльцевым диаграммам для межледниковых отложений одинакового возраста, будет одинаковым и, наоборот, всегда ли для разновозрастных отложений это развитие различно. Полагаю, что при недостаточно выясненных условиях залегания нельзя в любом случае только на основании одной пыльцевой диаграммы определять стратиграфическое положение межледниковых образований. Для этого нами еще недостаточно выяснено относительное влияние на растительность изменений климата и экологической обстановки местообитания в межледниковые эпохи. С этой точки зрения должны быть заново изучены и различия между диаграммами Лерингена и Годенштедта (в Лерингене меньший максимум орешника и более поздний максимум дуба). Ясность могут внести только стратиграфически проверенные профили.

СВОДНОЕ ОПИСАНИЕ РАЗВИТИЯ РАСТИТЕЛЬНОСТИ ПО РАЗЛИЧНЫМ МЕЖЛЕДНИКОВЫМ МЕСТОНАХОЖДЕНИЯМ

(В. ЗЕЛЛЕ)

Для Гонердингена, разрез которого получил известность благодаря Веберу [22], опубликовано уже две пыльцевые диаграммы, составленные по обнажениям в заброшенном карьере. Понятно поэтому, что здесь была изучена лишь верхняя половина межледниковых отложений [15]. Чтобы получить полную картину развития климата и растительности, была пройдена колонковая скважина, благодаря которой мы смогли изучить все слои. Большая мощность пресноводных мергелей позволила нам провести подробный анализ, так что оказалось возможным хорошо изучить это теплое время. К сожалению, не удалось охватить арктические и субарктические фазы, которыми, несомненно, начинались и межледниковая и послеледниковая эпохи. Профили начинаются, как правило, с фазы березы, когда уже произрастали и некоторые теплолюбивые деревья. Можно провести параллель между этим временем и фазой березы послеледниковой эпохи, которая также предшествовала собственно теплой эпохе. В приводимой ниже таблице строчные буквы, взятые в скобки, обозначают деление на зоны по Иессену и Мильтерсу [9]. Римские цифры соответствуют делению, установленному нами, которое может быть еще более детализировано при более подробных исследованиях.



Фиг. 3. Сокращенная пыльцевая диаграмма Хонердинген III.

Поэтому мы не сочли целесообразным придерживаться деления Иессена и Мильтерса (см. сильно упрощенный профиль фиг. 3, где переданы не все детали).

- III (c) Фаза березы: господствует пыльца *Betula*; наряду с ней много сосны; спорадически встречается пыльца теплолюбивых деревьев; единичные пыльцевые зерна *Picea*; количество недревесной пыльцы указывает на почти сомкнутый древостой; начало теплой эпохи, континентальный климат.
- IV(d) Фаза сосны и березы: как правило, одинаковое количество *Betula* и *Pinus*, однако *Pinus* часто преобладает; появляются дуб и вяз; спорадически — пыльца *Picea*; недревесная пыльца указывает на сомкнутые леса; теплый континентальный климат.
- V(e) Фаза сосны и смешанного дубового леса: доминирует кривая сосны; быстро распространяется дуб, достигая 40% (первый максимум); кривая вяза сплошная, но не поднимается выше 10%; единичные пыльцевые зерна *Alnus*; эмпирическая нижняя граница распространения пыльцы *Corylus* приходится на конец этого периода истории лесов; кривая *Betula* сильно снижается и в среднем проходит между значениями 10 и 20%; теплый континентальный климат.
- VIa(f) Период сосны, смешанного дубового леса и орешника: кривая орешника быстро поднимается; отвечающие ей цифровые значения, правда, высоки, но обычно еще ниже 100%; второй максимум дуба — около 40%; количество сосны несколько уменьшается; береза почти исчезает; *Ulmus* на том же уровне; липа представлена слабо; кривая ольхи становится непрерывной; единичная пыльца *Picea*; климат теплый с постепенно нарастающим атлантическим влиянием.
- VIIb(f) Фаза смешанного дубового леса и орешника: кривая орешника достигает наивысшей точки (свыше 300%); в конце этого отрезка — третий максимум дуба, но кульмиационная точка несколько ниже, чем у предыдущего; кривая вяза несколько понижается; эмпирическая граница пыльцы липы; спорадически представлены граб и ель; кривая ольхи достигает наивысшей точки (50%); кривая сосны продолжает падать; теплый атлантический климат.
- VIIc(f) Фаза липы и орешника: кривая орешника опускается ниже 100%, но остается доминирующей; наивыс-

шая точка кривой липы (40%); вяз также достигает наивысшей точки (немного более 10%); дуб теряет прежнее значение; сохраняется тенденция к понижению содержания сосны; расселяются граб и ель; кривая ольхи лежит несколько ниже, чем в предыдущую фазу; березы по-прежнему очень мало; кульминационная стадия теплой эпохи, климат влажный и теплый.

VIIa(g) Фаза граба: бурное распространение граба, его кульминация лежит около 60%; кривые орешника и липы сильно снижаются; дуба и вяза в среднем ниже 10%; ольха — как в предыдущую фазу; количество пыльцы сосны самое низкое; возрастает значение ели; климат прохладный, атлантический.

VIIb(g) Фаза граба и ели: кривая ели повышается, в то время как кривая граба падает. Общую картину пыльцевых спектров этой фазы, как и фаз VIIa и VIII, часто нарушают прослойки торфа. Граб хорошо представлен в пресноводных мергелях, тогда как в торфе, напротив, уже в зоне VIIa преобладает ель. Она произрастала на лесных болотах, почему на диаграмме и сказалось так сильно выпадение ее пыльцы.

VIII(h) Фаза ели: отложение мергелей прекращается, заменяясь отложением торфа. Как уже было сказано, лесные болота частично начали образовываться еще в fazu граба. На пресноводных мергелях также отражаются климатические изменения, так что уже по самим отложениям можно судить о смене faz истории лесной растительности. Так, например, карбонатные гиттии fazы граба окрашены в темный цвет. Там, где отложение мергелей закончилось поздно, фаза ели кажется очень непродолжительной. Напротив, в торфе содержание пыльцы ели достигает очень высоких значений, несомненно создающих преувеличенное представление о действительной роли *Picea*.

В рассматриваемую fazu расселяется пихта и тепло-любивая флора постепенно идет на убыль. Кривая ольхи снижается; дуба менее 10%; кривые вяза и липы становятся прерывистыми; климат прохладный, атлантический.

IX(h) Фаза ели, сосны и пихты: пихта достигает кульминации (10%); кривая ели снижается; значение сосны быстро возрастает, и она становится доминирующей; березы становится больше; дуба менее 10%; вяз и липа появляются спорадически; граба всего единицы процентов; кривая ольхи часто ниже 10%; климат горного типа — прохладное лето, но относительно мягкая зима.

X(i) Фаза сосны: сосна преобладает; кривые дуба и ольхи становятся разорванными; значение березы продолжает расти; граб встречается спорадически; *Salix* представлена слабо; ели, как правило, менее 10%; количество недревесной пыльцы возрастает, что указывает на изреживание лесов (субарктическая степь); климат субарктический.

Для рассматриваемой межледниковой эпохи характерными являются четко ограниченные фазы истории лесной растительности; во время этих фаз соответствующие деревья, как правило, распространяются весьма быстро. С начала и до конца теплого периода, таким образом, сменяют друг друга: береза, сосна, ель, орешник, липа, граб, ель и сосна. Вместе со сменой фаз развития лесов изменяются также состав (цвет, плотность, составные части) и мощность пресноводных мергелей. Особенно бросаются в глаза изменения в начале фазы граба, когда частично начинается торфообразование. С наступлением фазы ели заканчивается отложение пресноводных мергелей. Торфы, перекрывающие известковые гиттии, тоже меняют свой состав вместе со сменой фаз в развитии лесов. Вначале это отложения низинных болот и заболоченных лесов. Далее, с наступлением фазы ели — сосны — березы или фазы сосны они уступают место мезотрофным и олиготрофным отложениям, которые частью становятся все более и более опесчаненными. Климат выражается не только в составе растительности, он является определяющим и для отложений, возникающих в водоемах.

Второй общей чертой рассматриваемых межледниковых образований является их положение в долинах. Так, Годенштедт расположен в долине Осты, Недден-Аверберген и Леринген — в долине Лерды, Менгебостель и Хонердинген — в долине Беме, а трепеловые месторождения Швингебека, Гривенгофа, Штайнбека, Хютцеля и Хютцель — Биспингена, для которых также типична описанная выше история развития лесной растительности, лежат в долине Люэ. Заполненные ими котловины должны являться поэтому вымоинами в дне рывин, вырытых талыми водами, т. е. иметь подледниковое происхождение [16].

Сходное развитие лесной растительности отражают пыльцевые диаграммы, которые выделены Иессеном и Мильтерсом [9] под именем брёупского типа и которые они также относят к последней межледниковой эпохе. Одни и те же фазы истории лесов устанавливаются в северо-западной Германии по разрезам в Годенштедте, Лерингене [12], Менгебостеле (Зелле в работе Вольдштедта [24]), Недден-Авербергене, Эрреле, Лауенбурге [14] и Рёмштедте [19]. В Шлезвиг-Гольштении, Восточной Германии и Польше к тому же времени можно отнести местонахождения в

Ольденбютtele [8], Риннерсдорфе [18], иольдиевые глины в Эльбинге, местонахождения Дзбанки [11], Понемун [2] и Самострельники [20]. Таким образом, с известной осторожностью можно выявить и региональные различия. Например, распространность липы и пихты уменьшается с востока на запад, как это видно из следующей таблицы:

Местонахождение	Липа, %	Пихта, %
Годенштедт	28	9
Недден-Аверберген . .	32	
Хонердинген	40	8
Риннерсдорф	63	42
Понемун	56	
Дзбанки		90

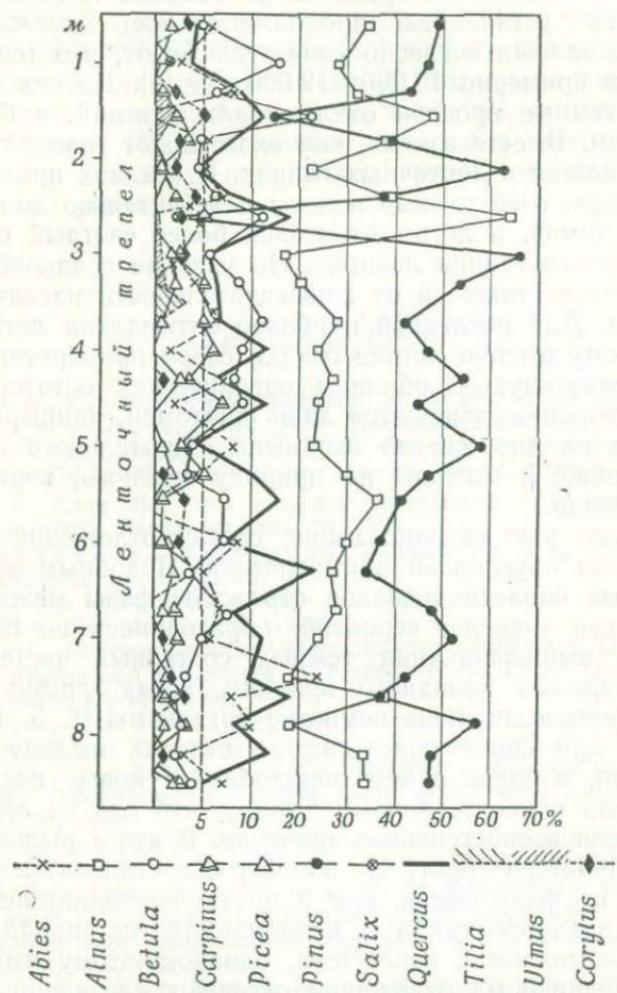
Небольшое количество пихты в Ольденбютtele (8%) и в иольдиевых глинах у Эльбинга (3%), возможно, объясняется географическим положением Эмского моря, благодаря которому атлантическое влияние проникало вплоть до Восточной Пруссии, в то время как во внутренней части Восточной Германии и Польше господствовал континентальный климат. Разумеется, эти выводы не могут считаться достоверными, пока не будет проведено дальнейших исследований.

Гораздо менее точны наши знания о более древних межледниковых эпохах. Иного и нельзя было ожидать, так как их отложения залегают глубже под земной поверхностью, чем местонахождения более молодых межледниковых образований. Относительно залежей трепела у Мунстера (фиг. 4) и Обер-Оэ взгляды сильно расходятся. Это доказывает, что мы не можем однозначно определить их место в плейстоценовой серии напластований. Гистль [5] произвел подробные пыльцевые анализы трепела в Ней-Оэ и установил такую последовательность фаз лесной растительности (снизу вверх):

1. Фаза сосны и березы
2. Фаза сосны и орешника (орешника 38%)
3. Фаза граба (19%)
4. Фаза ели (22%)
5. Фаза сосны

К фазе сосны и березы относятся низы трепелов, к фазе сосны — покрывающие их слои, так что разрез охватывает здесь всю межледниковую эпоху. Если отвлечься от этих двух фаз, то мы увидим, что пыльцевая диаграмма очень однообразна. Сосна и ольха доминируют, в связи с чем пыльца других древесных пород оттеснена далеко на задний план. Другим характерным

явлением следует считать неизменное присутствие во всех частях разреза ели и граба, если не считать березы и компонентов смешанных дубовых лесов, которые встречаются и в хонердингенском типе разрезов в течение почти всей межледниковой



Фиг. 4. Сокращенная пыльцевая диаграмма
Мунстер I.

эпохи. Правда, их роль здесь неодинакова, ибо у Ней-Оэ пыльца смешанного дубового леса отсутствует. Следующие друг за другом кульминации орешника, граба и ели, правда, за исключением орешника, очень слабы, позволяют считать, что разрез не был нарушен оползанием, как, например, в трепеловом

месторождении у Гривенгофа в долине Люэ. Пластичные трепеловые осадки легко соскальзывают по крутому береговому откосу бассейна, и при истолковании разрезов трепелов нужно быть осторожным, учитывая эту возможность.

Годичная слоистость трепелов у Обер-Оэ и Мунстера дает возможность установить продолжительность межледниковой эпохи. Обе залежи согласно свидетельствуют, что теплая эпоха охватывала примерно 10 000—12 000 лет [4]. До сих пор считалось, что темные прослои откладывались зимой, а более светлые — летом. Вместе взятые, они охватывают годовой цикл, как это наблюдается в ленточных глинах. В осадках приледниковых подпруженных озер темные полосы действительно должны были возникать зимой, а летом отлагался более светлый осадок как итог усиленного таяния ледника. Но условия осадкообразования в озере зависят также и от жизнедеятельности населяющих его организмов. Для последней наиболее оптимальна летняя обстановка, почему именно летние осадки озера приобретают темную окраску, связанную с обилием органических остатков. Зимой, наоборот, хорошо развиваются лишь диатомеи, панцыры которых, оседающие на дно, светло окрашены. Тщательного пересмотра требуют также и взгляды на природу зеленого, коричневого и белого трепела.

Как было уже сказано выше, состав отложений последней теплой эпохи обусловлен климатически. Подобным же образом и различные окраски трепелов отражают фазы межледниковой эпохи. Белые трепела, вероятно, образовались не вторично, в результате выщелачивания темных составных частей, но являются осадками холодного времени, когда, кроме диатомей, могли существовать лишь немногие организмы [1, 5, 17].

Гистль при своих подсчетах не отделял пыльцу пихты от пыльцы ели, в связи с чем понадобились новые исследования. Они привели к неожиданному выводу, что ель по сравнению с пихтой имела второстепенное значение. В итоге пыльцевые диаграммы Мунстера (фиг. 4) и Обер-Оэ становятся настолько похожими на фазу сосны, ели и пихты хонердингенского типа, что напрашивается вывод о возможности их параллелизации. Подобая возможность исключена, однако, потому что оба разреза межледниковых отложений отвечают длительному отрезку времени. Сходную с Мунстером и Обер-Оэ пыльцевую диаграмму дает также местонахождение в Кликене, удаленное от них на значительное расстояние. Поэтому невероятным становится предположение об искажении этих диаграмм местными нарушениями. Они обнаруживают общие черты с диаграммами палюдиновых слоев [7], Андербурга [10] и Ольшевичей [21], выражющиеся в присутствии пыльцы пихты во всем разрезе. Однако эти последние диаграммы отличаются гораздо большей

дифференцировкой фаз развития лесной растительности, и поэтому параллелизация с ними также вызывает большие сомнения.

Большое распространение ели в первую половину теплой эпохи показывают также отложения возле Уммендорфа [15]. Геологически эти слои с достаточным основанием датируются эльстер-заальской межледниковой эпохой. Диаграммы Эйхенберга, Нортгейма [6], Цвейдорфа [23] и Гельголанда [3] имеют определенное сходство с Уммендорфом. Отсутствие пихты в этих пыльцевых диаграммах объясняется, вероятно, западным положением разрезов. Из-за большого интервала между пробами нельзя сделать достоверных выводов, почему мы пока и ограничимся этими указаниями.

ЛИТЕРАТУРА

1. Dewall W. V., Geologisch-biologische Studie über die Kieselgurlager der Lüneburger Heide, *Jb. preuß. geol. Landesanst.*, **49** (1929).
2. Dyakowska J., Interglacial in Poniemun near Grodno (Poln. mit. engl. Zusfssg.), Polska Akad. Umiejetn., Starunia, Nr. **14**, Krakau, 1936.
3. Firbas F., Über die Flora und das interglaziale Alter des Helgoländer Süßwassertöcks, *Senkenbergiana*, **10**, 1928.
4. Giesenhausen K., Kieselgur als Zeitmaß für eine Interglazialzeit, *Z. f. Gleichterka*, **14** (1926).
5. Gistl R., Die letzte Interglazialzeit der Lüneburger Heide, pollenanalytisch betrachtet, *Bot. Archiv.*, **21** (1928).
6. Heck H. L., Pollenanalytische Untersuchungen altdiluvialer Tone und Torfe von Northeim und Eichenberg im Flussgebiet der Leine, *Jb. preuß. geol. Landesanst.*, **41**, 11 (1929).
7. Heck H. L., Zur Fossilführung der Berliner Paludenschichten, ihre Beschaffenheit und Verbreitung, *Z. deutsch. geol. Ges.*, **82** (1930).
8. Heck H. L., Die Eem- und ihre begleitenden Junginterglazial-Ablagerungen bei Oldenbüttel in Holstein, Abh. preuß. geol. *Landesanst.*, N. F., **140**, Berlin, 1932.
9. Jessen K., Miltthers V., Stratigraphical and Paleontological Studies of Interglacial Fresh-Water Deposits in Jutland and Northwest Germany, *Danm. Geol. Undersög.*, II, Raekke, Nr. 48, Kopenhagen, 1928.
10. Karaušė P. G., Gross H., Das Interglazial von Angerburg nebst Bemerkungen über einige andere ostpreußische Interglaziale, *Jb. Reichsst. f. Bedenforschg.*, **60** (1941).
11. Piech K., Das Interglazial in Szczercow (östlich von Wielun, Wojewodschaft Lodz), *Rocznik Polsk. Tow. Geol.*, **8**, II (1932).
12. Rein U., Die Vegetationsentwicklung des Interglazials von Lehringen, *Z. deutsch. geol. Ges.*, **90** (1938).
13. Rust, Gripp, Schüttrumpf, Das altsteinzeitliche Rentierjägerlager Melendorf, Neumünster, 1937.
14. Schüttrumpf R., Das Interglazialprofil von Lautenburg a. d. Elbe (Kuhgrund II) im Lichte der Pollenanalyse, *Mitt. geol. Staa'sinst., Hamburg*, **16** (1937).
15. Selle W., Beiträge zur Mikrostratigraphie und Paläontologie der nordwestdeutschen Interglaziale, *Jb. Reichsst. f. Bodenforschg.*, **60** (1941).

16. Selle W., Interglaziale Süßwassermergel- und Kieselgur-Vorkommen in Niedersachsen, N. Arch. f. Landes- und Volkskunde von Niedersachsen, H. 3, 1947.
17. Soergel W., Die Vereisungskurve, Berlin, 1937.
18. Stark P., Firbas F., Overbeck F., Die Vegetationsentwicklung des Interglazials von Ringersdorf in der östl. Mark Brandenburg, Abh. Nat. Ver. Bremen, 28 (1932).
19. Stoller J., Geologisch-agronomische Karte der Gegend östlich von Verden a. d. Aller nebst Erlaut., Pr. geol. Landesanst., Berlin, 1910.
20. Trełla J., Interglacial in Samostrzelinki bei Grodno in Polen, Polska Akad. Umieję, Starunia, Nr. 9, Krakau, 1935.
21. Trełla J., Pollen Analysis of the interglacial formations in Olszewice, Spraw. Kom. Fizjogr. Pol. Akad. Um., 64, Krakau, 1929.
22. Weber C. A., Über die fossile Flora von Hetterdingen und das nordwest-deutsche Diluvium, Abh. Nat. Ver. Bremen, 13 (1896).
23. Woldstedt P., Über ein Interglazial bei Zweidorf (Braunschweig). Mit einem Beitrag von K. von Bülow, Z. deutsch. geol. Ges., 82 (1930).
24. Woldstedt P., Über die Ausdehnung der letzten Vereisung in Norddeutschland und über die Stellung des Warthe-Stadiums in der norddeutschen Eiszeitgliederung, Ber. Reichsamt f. Bodenforsch, Wien, 1942.
25. Woldstedt P., Über die stratigraphische Stellung einiger wichtiger Interglazialbildungen, Z. deutsch. geol. Ges., 99 (1949).

В. ЗЕЛЛЕ

ИНТЕРСТАДИАЛЬНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ ВИСЛИНСКОГО ОЛЕДЕНЕНИЯ

При изучении межледниковых отложений мы встретили в трех пунктах низменности северо-западной Германии прослои торфа, заключенные в песках, кроющих межледниковые отложения. В 1939 г. мы обнаружили над залежью трепела у Швингебека (северо-западная Германия) два небольших торфяных прослоя. В том же году я взял здесь пробы и провел пыльцевой анализ. Во время моей работы в Управлении исследования почв в Берлине я получил несколько проб, взятых из буровой на воду скважины в Эреле у Бремерфёрде. Пыльцевой анализ показал, что торф, взятый из нижней части разреза этой скважины, относится к последнему межледниковому. Пробы же, взятые из двух вышележащих торфяных прослоев мощностью около 2 м, дали пыльцевые диаграммы, имеющие общие черты с торфом Швингебека и отложениями аллерёдского интерстадиала. Тогда же мы установили, что залежи трепела в долине Люэ синхронны последней межледниковой эпохе. Это дало мне основание полагать, что торфы у Швингебека и Эреля могут относиться к интерстадиалам, отделяющим бранденбургскую от франкфуртской и франкфуртскую от померанской стадии вислинского оледенения. В 1942 г. буровой разведкой залежи пресноводного мергеля у Недден-Авербергена были обнаружены два торфяных прослоя незначительной мощности, залегающие в слоях, кроющих отложения последнего межледникового. Здесь было проведено бурение ударной колонковой трубой в целях получения безупречного материала для исследования. К сожалению, его обработка могла быть осуществлена только после войны. Результаты этой обработки вполне согласуются с предшествующими данными, так что можно сделать вывод о принадлежности прослоев торфа к интерстадиальным образованиям вислинского оледенения.

Наши исследования еще не закончены, поскольку торфы из Швингебека должны быть еще изучены с применением новейшей методики пыльцевого анализа. Из буровой на воду скважины у Эреля нами получены образцы через большие интервалы и без точного указания глубины взятия. Кроме того, описание

разреза скважины, образцы и препараты, к сожалению, погибли во время войны. Сохранились лишь журнал подсчета пыльцы и пыльцевая диаграмма. Поэтому мы рассчитываем провести новое бурение на важном месторождении у Эреля.

Если мы и решаемся выступить в печати с имеющимся сейчас материалом, то лишь постольку, поскольку в последнее время развернулся оживленный обмен мнениями по вопросу о подразделении вюрмской ледниковой эпохи. Бюдель [1, 2, 3] на основании своих наблюдений делит последнюю ледниковую эпоху на три большие климатические фазы. Вначале господствовал холодный океанический климат, приобретший черты холодного континентального во время максимального развития оледенения в Средней Европе, за которым последовала влажная и более теплая заключительная фаза оледенения. Он отвергает деление последней ледниковой эпохи на вюрм I, вюрм II и вюрм III, так как, по его мнению, ледниковые и неледниковые отложения вюрмской эпохи не дают возможности выделить ни одного интерстадиала, кроме аллёрёдского. Наоборот, Шенгальс [10, 11, 12] на основании изучения лессов приходит к выводу, что в вюрмских лессах имеются горизонты выветривания, возникшие во время интерстадиалов вюрм I — вюрм II и вюрм II — вюрм III. Флоршютц приводит по этому вопросу новые данные пыльцевых анализов из Нидерландов. Он считает доказанным наличие одного интерстадиала, не находя бесспорных доказательств в пользу существования второго ([6], ван дер Флерк и Флоршютц, 1950). Уже из этих немногих примеров видно, насколько до сих пор противоречивы взгляды на подразделение последней ледниковой эпохи. Мы полагаем, что исследования торфов, залегающих над межледниковыми отложениями в Швингебеке, Эреле и Недден-Авербергене, существенно продвинут вперед вопрос о подразделении вислинской ледниковой эпохи.

В настоящем сообщении будут более подробно рассмотрены лишь данные исследований в Эреле и Недден-Авербергене. Оба эти местонахождения имеют следующую стратиграфию (мощность в метрах):

1. ЭРЕЛЬ У БРЕМЕРФЕРДЕ

0,00 — 6,00	Песок
6,00 — 8,00	Верхний прослой торфа Пробы 4—8: ил буровато-черный, сильно разложенный, песчаный; преимущественно органические остатки, обрывки листочков сфагновых и бурых мхов, остатки кувшинок. <i>Pediasium</i> , <i>Myriophyllum alterniflorum</i>
8,00 — 10,00	Песок
10,00 — 12,00	Средний прослой торфа Пробы 12—17: сфагново-осоковый торф буровато-черный, сильно разложенный, песчаный; остатки сфагновых и бурых мхов, корни осоки, <i>Eriophorum</i> , устьица <i>Pinus</i>

12,00 — 13,50	Пробы 18—23: торфянистый ил буровато-черный, сильно разложенный, песчаный, преимущественно органогенный; остатки сфагновых и бурых мхов, корни осок, остатки кувшинок, <i>Pediastrum</i> , <i>Myriophyllum alterniflorum</i>
13,50 — 15,50	Песок
	Нижний прослой торфа
	Проба 25: осоковый торф буровато-черный, сильно разложенный, песчаный; листочки <i>Sphagnum</i> , корни осок
	Проба 26: торфянистый ил буровато-черный, сильно разложенный; остатки <i>Sphagnum</i> , корни осок, остатки кувшинок
15,50 — 16,50	Глина

2. НЕДДЕН-АВЕРБЕРГЕН

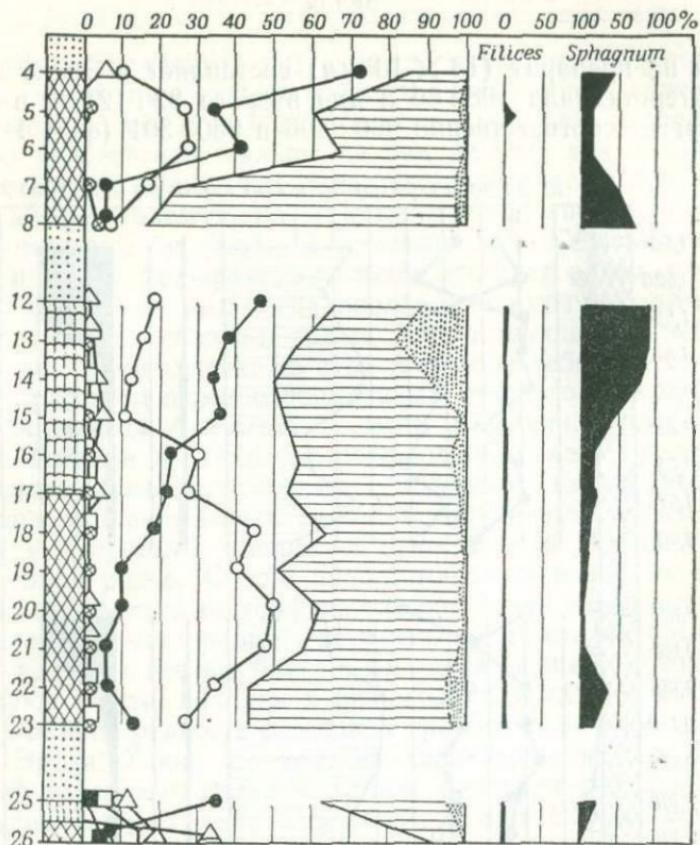
0,00 — 1,10	Торф, переслаивающийся с мелко- и среднезернистыми песками, содержащими мелкие валунчики; нарушен лугомелиоративными работами; голоцен
1,10 — 1,50	Мелко- и среднезернистые пески с мелкими валунами; плейстоцен
1,50 — 1,60	Гумусовый ил (дью) буро-черный песчаный; остатки <i>Sphagnum</i> , корни осок, пыльца <i>Turpha</i>
1,60 — 1,70	Гумусовый ил (дью) буро-черный песчаный; остатки <i>Sphagnum</i> , кувшинок, пыльца <i>Turpha</i>
1,70 — 2,105	Мелко- и среднезернистый песок с отдельными мелкими валунами
2,105 — 2,15	Гумусовый ил (дью) буро-черный песчаный; остатки <i>Sphagnum</i> , корни осок, эпидермис злаков, остатки папоротников
2,15 — 2,225	Гумусовый ил (дью) буро-черный песчаный; немного остатков <i>Sphagnum</i> , эпидермис злаков, остатки кувшинок
2,225 — 3,25	Мелко- и среднезернистый песок с отдельными мелкими валунами
3,25 — 3,40	Сфагново-осоковый торф буро-черный, песчаный; остатки сфагновых и бурых мхов, корни осок, <i>Eriophorum</i>
3,40 — 3,60	Осоковый торф буровато-черный; корни осок, эпидермис злаков, устьица сосны, древесина и кора березы и ольхи
3,60 — 3,65	Лесной торф буровато-черный; корни осок, эпидермис злаков, устьица сосны, древесина березы и сосны

Так как было установлено [3], что под влиянием арктического климата в конце межледниковых эпох торфяники неоднократно подвергались солифлюкционному переотложению и раззвеванию, то следует еще удостовериться, являются ли торфы, залегающие над межледниковыми отложениями в Эреле и Недден-Авербергене, автохтонными или аллохтонными. Пыльцевые кривые и строение торфа, одинаковые для обоих интерстадиалов, ясно показывают, что илы и торфы находятся в первичном залегании. Илы у Недден-Авербергена имеют характер гумусовых илов (дью) и неизначительную мощность, в то время как у Эреля они мощнее. Состоят ли илы у Эреля из гиттии или из гумусового вещества (дью), нельзя сказать в связи с разрушенностью образцов. То, что у Недден-Авербергена отсутствуют *Pediastrum* и *Myriophyllum*, следует объяснить местными особенностями, не создававшими благоприятных условий для их произрастания в низинных

болотах. Отложения состоят преимущественно из органических остатков, но во всей толще содержат примесь мелко- и среднезернистого песка. Ход развития болот в обоих интерстадиалах был одним и тем же. Вначале были наиболее распространены осоки и папоротники, а под конец олиготрофные компоненты, как, например, *Sphagnum* и *Eriophorum*. В Эреле развитие заканчивается в первом интерстадиале образованием ассоциации *Carlacto-Sphagnetum*, которая сформировалась в конце интерстадиала и в Недден-Авербергене. Завершающие звенья развития болот в обоих интерстадиалах и в последнюю межледниковую эпоху имеют много общих черт, что можно объяснить только сходными климатическими условиями. Обратный по сравнению с этим ход развития болота в межледниковую эпоху в Недден-Авербергене также обусловлен климатически. Осоковый торф, следующий здесь за лесным торфом, хотя и содержит много лесных элементов, но указывает на усилившееся увлажнение к концу межледниковой эпохи [5, 15].

Двучленное деление обоих интерстадиалов, выступающее уже в ходе развития болот, подтверждается пыльцевыми диаграммами, которые начинаются с преобладания пыльцы березы и заканчиваются преобладанием сосны (фиг. 1 и 2). Кривая ивы в обоих интерстадиалах в Недден-Авербергене держится на уровне немногих процентов, в то время как в Эреле вначале она дает более высокий пик, совпадающий с повышенным содержанием недревесной пыльцы, прежде всего *Gramineae*. Предположительно в Эреле бурением вскрыты более древние слои, не доступные исследованию в Недден-Авербергене, где нижняя часть разреза сложена мелко- и среднезернистыми песками. Они не держатся в буровом стакане, и их приходится извлекать желонкой, что делает невозможным микроскопическое изучение. В пыльцевых диаграммах, кроме *Salix*, *Betula* и *Pinus*, более или менее равномерно представлены *Alnus* и *Picea*. О количестве ольхи трудно сказать что-нибудь определенное. Можно предполагать, что она произрастала в небольшом количестве в местах с благоприятными условиями во время обоих интерстадиалов. Для обоих интерстадиалов в обоих местонахождениях характерна также одинаковая тенденция в изменениях содержания сосны. Максимум ее распространения падает на конец межстадиальной эпохи. Что касается находок пыльцы орешника, то требуется еще проверить их достоверность, так как пыльца может принадлежать частично не *Corylus*, а *Myrica gale* или оказаться переотложенной.

Широкое распространение березы и сосны, закономерное наличие ивы и отсутствие теплолюбивых деревьев указывают на субарктический климат. Недревесная пыльца хорошо согласуется с этим. Отношение между количеством древесной и недревесной

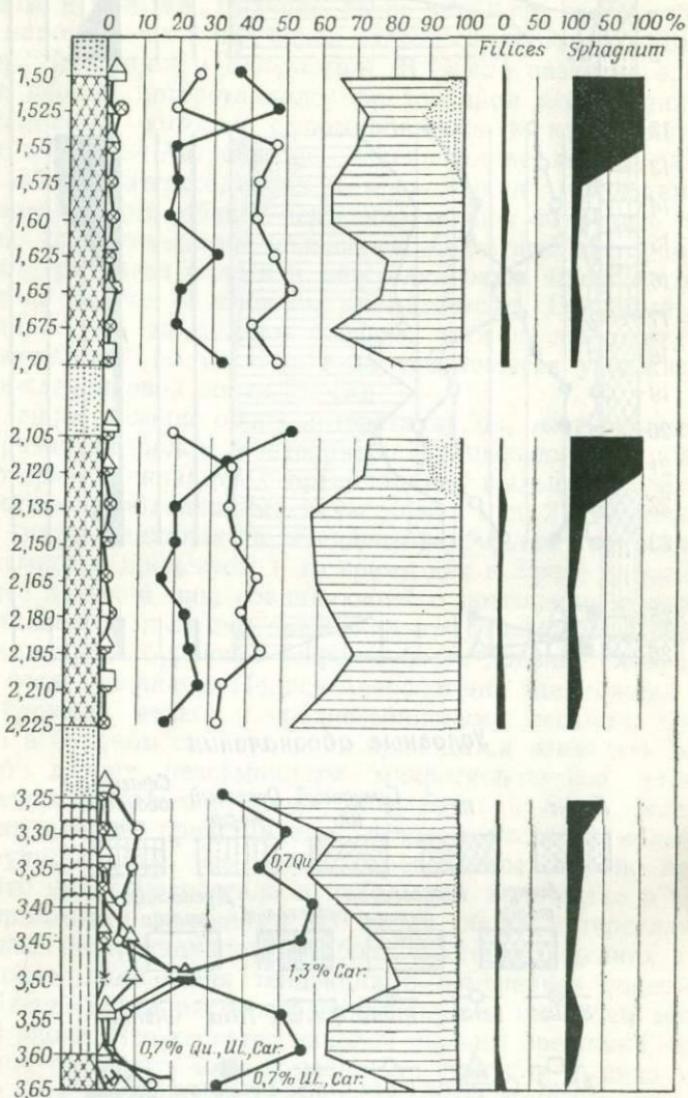


Условные обозначения

Песок	Ил	Гумусовый ил	Осоковый торф	Сфагново-осоковый торф
[Dotted pattern]	[Cross-hatch]	[Diagonal lines]	[Horizontal lines]	[Vertical lines]
Лесной торф	Недревесная пыльца	Вересковые	Древесная пыльца	
[Hatched pattern]	[Wavy lines]	[Dotted pattern]	[Empty box]	
<i>Salix</i>	<i>Betula</i>	<i>Pinus</i>	<i>Quercus</i>	<i>Tilia</i>
<i>Alnus</i>	<i>Carpinus</i>	<i>Picea</i>	<i>Abies</i>	<i>Ulmus</i>
				<i>Corylus</i>
				Смешанный дубовый лес

Фиг. 1. Пыльцевая диаграмма Эреля.

пыльцы на препарат (18×18 мм) составляет в Эреле для первого интерстадиала 108 : 86 и для второго 82 : 124, а в Недден-Авербергене соответственно 900 : 406 и 950 : 301 (фиг. 1 и 2).



Фиг. 2. Пыльцевая диаграмма Недден-Авербергена.

Более высокое относительное содержание недревесной пыльцы в Эреле зависит от присутствия там нижних слоев, соответствую-

щих наиболее холодным фазам интерстадиалов, а причину различий в абсолютном содержании пыльцы в обоих случаях следует искать в разном развитии торфянистых илов и торфов. Количество недревесной пыльцы не так велико, как в степях, но в то же время выше, чем в лесных областях. Поэтому можно предполагать, что во время межстадиальных эпох существовали почти сомкнутые березовые и сосновые леса. Содержание песка в илах и торфе одновременно свидетельствует о том, что растительный покров не был тогда вполне сомкнутым. О том же говорит и пыльца *Artemisia*, всегда присутствующая в небольшом количестве, что указывает на существование небольших участков, занятых растительными сообществами степного типа. В пробах из Эреля пыльца *Artemisia* не была выделена. Преобладавшие вначале богатые травами березово-сосновые леса сменились затем сосново-березовыми лесами с подлеском из карликовых кустарников. Из вересковых растений встречается много пыльцы *Calluna* и *Empetrum*. Напротив, пыльца типа *Vaccinium* встречается лишь редко. Споры папоротников большей частью происходят из порослей на торфяных болотах, так как вместе с ними в отложениях, как правило, встречаются и остатки самих папоротников. На их связь с болотными растительными сообществами указывают частые находки в низинных торфах Недден-Авербергена и крайняя редкость в осадках сравнительно глубокого водоема у Эреля. Такие же условия характерны и для последней трети обоих интерглациалов. Споры папоротников принадлежат преимущественно к типу *Dryopteris*, а тип *Polypodium* устанавливается лишь в очень редких случаях.

На субарктический климат указывает незначительное количество *Hippophaë rhamnoides* (облепиха). Она достигает наивысшего распространения в раннее дриасовое время, незадолго до появления лесов, так что ее малое содержание хорошо согласуется с картиной, которую можно составить по другим растениям [4]. Пыльца *Helianthemum* отсутствует в межстадиальных отложениях у Недден-Авербергена. Она была обнаружена всего один раз в последней пробе из лежащих ниже отложений межледниковой эпохи. Проверить это по материалу из Эреля не удалось, так как во время войны материал был утерян. Наличие *Myriophyllum alterniflorum* и *Empetrum nigrum* свидетельствует о том, что субарктический климат имел океанический оттенок. *Empetrum* был, повидимому, наиболее широко распространен в конце интерстадиалов. Тем самым подтверждается предположение, что в начале оледенений господствовал богатый осадками (предположительно снежными) влажнохолодный климат [1, 5, 8, 9]. По разрезам в Эреле и Недден-Авербергене эти изменения климата можно проследить трижды. В пыльцевых диаграммах они выражаются соответственными подъемами кривых сосны,

ели, *Empetrum*, *Calluna* и *Sphagnum*. Заметны они и по изменению состава ила и торфа, которые становятся все более олиготрофными.

Во многих отношениях это напоминает обстановку времени аллерёдской осцилляции, в течение которого изменения климата менее ясно выявляются в силу сравнительно слабого похолодаия в последующее позднедриасовое время. Аллерёдский интерстадиал имеет много общих черт с обоими описываемыми интерстадиалами, таких, как, например, подразделение на фазы березы и сосны или характер соотношения древесной и недревесной пыльцы (см. таблицу).

Но имеются также и черты отличия, позволяющие их противопоставить друг другу. Так, обе рассматриваемые здесь межстадиальные эпохи характеризовались более океаническим климатом, с чём было связано и более широкое распространение *Empetrum* и *Myriophyllum alterniflorum* по сравнению с аллерёдским временем. Другим признаком отличия является распространение *Picea*, которая обычно отсутствует в позднеледниковых образованиях. В большинстве аллерёдских отложений редки споры папоротников, а на пыльцевых диаграммах обоих наших интерстадиалов их содержание, как правило, ясно заметно.

Среди прочей пыльцы, в частности, встречаются единичные пыльцевые зерна зонтичных и сложноцветных. Следует при этом учесть, что незначительное содержание пыльцы какого-нибудь вида, например *Hippophaë* и *Helianthemum*, можно объяснить ее вторичным переотложением. Более точная картина может быть получена лишь в результате дальнейших исследований.

Точно так же, как конец межледниковых и межстадиальных эпох характеризуется, как правило, подъемом кривой сосны, так и начало улучшения климата закономерно выражается в резком повышении содержания пыльцы березы. Это можно наблюдать на полных пыльцевых диаграммах межледниковых эпох, обоих вюрмских интерстадиалов, аллерёдского и послеледникового времени. Поэтому должны были существовать коренные различия между переходами от теплой эпохи к эпохе оледенения и от эпохи оледенения к новому потеплению. Начало ледниковых эпох отличалось, видимо, прохладным и влажным климатом с обильными снежными осадками, расходившимися на образование ледников. В конце же ледниковых эпох ледники ставили, на что затрачивалось большое количество тепла. Соответственно возникали различия в длительности и температурном режиме вегетационного периода. В фазы березы климат был, вероятно, более холодным, а вегетационный период более длительным, чем в фазы сосны.

СРЕДНИЕ СОДЕРЖАНИЯ ПЫЛЬЦЫ В ОТЛОЖЕНИЯХ ОБОИХ ИНТЕРСТАДИАЛОВ ВИСЛИНСКОЙ ЛЕДНИКОВОЙ ЭПОХИ ИЗ ЭРЕЛЯ
И НЕДДЕН-АВЕРБЕРГЕНА И ВРЕМЕНИ АЛЛЕРЁДСКОЙ ОСЦИЛЛАЦИИ ИЗ ШТЕЛЛЬМООРА (ОВЕРБЕК, 1949)

Интерстадиалы		<i>Saxif.</i>	<i>Betula</i>	<i>Pinus</i>	<i>Alnus</i>	<i>Picea</i>	<i>Corylus</i>	Листревес- ная пыльца	<i>Gramineae</i>	<i>Cypera- ceae</i>	<i>Artemisia</i>	<i>Chenopo- dium</i>	<i>Eupatorium</i>	Другие не- рекордные	<i>Hippo- phloe</i>	<i>Mario- phyllum</i>	<i>Filices</i>	<i>Vari.</i>	<i>Sphagnum</i>
Фаза березы	1-й интерстадиал у Эреля	3,3	72,—	22,3	1,3	1,1	—	90,4	58,2	7,1	?	?	1,7	3,7	—	0,1	2,5	17,1	13,4
	1-й интерстадиал у Недден- Авербергена	2,6	62,—	34,9	0,9	0,2	0,4	66,2	28,6	19,2	2,7	0,7	0,4	0,4	—	—	7,8	6,8	14,1
	2-й интерстадиал у Эреля	8,8	69,4	21,8	—	—	—	250,—	196,—	7,—	?	?	—	7,5	0,3	6,5	2,—	29,5	56,5
	2-й интерстадиал у Недден- Авербергена	1,9	65,2	32,6	—	0,3	0,2	41,8	16,1	9,5	2,—	—	0,4	1,7	0,2	—	4,9	6,9	32,3
	Аллерёдский интерстадиал Штэлльмоора	2,0	56,0	41,7	—	—	—	41,7	20,—	15,—	?	?	—	1,—	—	—	—	5,7	?
	Аллерёдский интерстадиал Донненберга	3,8	89,1	7,0	—	—	—	62,6	12,5	34,3	?	?	1,5	—	—	+	—	14,3	?
Фаза сосны	1-й интерстадиал у Эреля .	1,—	30,6	63,—	1,—	4,4	—	80,6	51,6	8,4	?	?	2,2	12,6	—	—	0,8	5,—	65,2
	1-й интерстадиал у Недден- Авербергена	1,—	37,2	58,8	0,5	2,5	—	35,—	6,5	5,5	0,5	1,0	2,5	10,5	—	—	1,5	7,—	131,5
	2-й интерстадиал у Эреля .	0,4	31,3	66,3	—	2,—	—	44,7	27,—	3,7	?	?	0,7	0,3	—	0,3	4,7	8,—	21,6
	2-й интерстадиал у Недден- Авербергена	2,8	33,3	61,9	1,0	1,0	—	46,7	26,—	3,4	0,5	—	3,—	6,9	—	—	0,9	6,—	144
	Аллерёдский интерстадиал Штэлльмоора	3,3	32,4	64,7	—	—	—	53,6	21,8	22,2	?	?	—	0,2	—	—	—	9,4	?
	Аллерёдский интерстадиал Донненберга	1,7	55,5	42,8	—	—	—	40,6	9,8	22,2	?	?	1,2	2,4	—	—	—	5,—	?

ВЫВОДЫ

Отложения двух интерстадиалов вислинского оледенения были установлены в трех пунктах низменности северо-западной Германии. Можно предположить, что к одному из этих интерстадиалов относятся также торфы, лежащие над отложениями межледниковой эпохи в Эверзене у Ротенбурга в Ганновере [16].

Стратиграфические условия залегания указывают во всех случаях на вислинское оледенение. Торфяные прослои всегда перекрыты послеледниковыми отложениями и залегают среди песков последней ледниковой эпохи. Отождествить их с какой-либо из стадий вислинского оледенения в настоящее время нельзя.

Пыльцевой анализ дал возможность выделить фазы сосны и березы. Климат был субарктическо-океаническим. В начале каждого нового похолодания, наступавшего вслед за последней межледниковой эпохой и обоими интерстадиалами, господствовал влажно-холодный климат, богатый осадками (предположительно снежными).

Оба интерстадиала имеют общие черты с временем аллерёдской осцилляции, но могут все же быть четко отграничены от него.

На основании проведенных до сих пор исследований трудно сказать, можно ли при помощи пыльцевого анализа отличить отложения одной интерстадиальной эпохи от другой. На этот вопрос можно будет ответить лишь после дальнейших исследований.

ЛИТЕРАТУРА

1. Büdel J., Die räumliche und zeitliche Gliederung des Eiszeitklimas, *Die Naturwiss.*, **36**, 105—112, 133—139 (1949).
2. Büdel J., Die Klimaphasen der Würmeiszeit, там же, **37**, 438—449 (1950).
3. Büdel J., Die Klimazonen des Eiszeitalters, *Eiszeitalter und Gegenwart*, **1**, 16—26 (1951).
4. Firbas F., Waldgeschichte Mitteleuropas, I (1949).
5. Firbas F., Die quartäre Vegetationsentwicklung zwischen den Alpen und der Nord- und Ostsee, *Erdkunde*, **5**, 6—15 (1951).
6. Hammen Th. van der, Late-glazial flora and periglazial phenomena in the Nederlands, *Leidse Geol. Mededel.*, **17**, 71—183 (1951).
7. Overbeck F., Ein spätglaziales Profil von Huxfeld bei Bremen, *Planta*, **37**, 376—389 (1949).
8. Poser H., Aeolische Ablagerungen und Klima des Spätglazials in Mittel- und Westeuropa, *Die Naturwiss.*, **35**, 269—276, 307—312 (1948a).
9. Poser H., Boden- und Klimaverhältnisse in Mittel- und Westeuropa während der Würmeiszeit, *Erdkunde*, **2**, 53—68 (1948b).
10. Schönhalz E., Über einige wichtige Lößprofile und begrabene Böden im Rheingau, *Notizblatt des Hessischen Landesamtes für Bodenforsch.*, **6**, H. 1, 244—259 (1950).

11. Schönhaas E., Fossile gleiartige Böden des Pleistozäns im Usinger Becken und am Rande des Vogelsbergs, там же, 6, N. 2, 160—183, 1951a,
12. Schönhaas E., Über fossile Böden im nichtvereisten Gebiet, *Eiszeitalter und Gegenwart*, 1, 109—130, (1951 b).
13. Thomson P. W., Das Interglazial von Wallensen im Hills, *Eiszeitalter und Gegenwart*, 1, 96—102 (1951).
14. Vlerk J. M. van der, Florschütz F., Nederland in het ijstijdvak, Utrecht, 1950.
15. Weber C. A., Über die fossile Flora von Honerdingen und das nordwestdeutsche Diluvium, *Abh. Nat. Ver. Bremen*, 13, 413—468 (1896).
16. Wolff W., Schröder D., Interglazialbildungen von Eversen bei Rotenburg i. Hann., *Jb. d. Moorkunde*, 27, 7—19 (1940).

Ф. ФИРБАС

О СОВРЕМЕННОМ СОСТОЯНИИ ПЫЛЬЦЕВОГО АНАЛИЗА КАК ВСПОМОГАТЕЛЬНОГО СРЕДСТВА ИЗУЧЕНИЯ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА

Значение пыльцевого анализа определяется в основном тремя обстоятельствами. В настоящее время он, прежде всего, является важнейшим средством реконструкции растительности прошлого. Для ботаников растительность служит непосредственным объектом исследования, но для представителей других наук она остается важнейшим элементом ландшафта, представляя, например, нераздельную часть среды обитания первобытного человека. Тесная зависимость растительного покрова от климата приводит к тому, что каждое историко-ботаническое исследование влечет за собою и известные историко-климатические выводы. И, наконец, растительность в течение плейстоцена и голоцене прошла в своем развитии столь много этапов, что, установив принадлежность какой-либо находки к одному из них, мы получаем возможность определения относительного возраста. Это особенно ценно там, где недоступны другие способы датировки. Настоящее сообщение и рассматривает вопрос последовательно с этих трех точек зрения. При этом оно отнюдь не претендует и не может претендовать на полноту и ограничивается в основном поздне- и послеледниковым временем в Европе.

Долгое время при реконструкции растительности основное внимание уделялось поздне- и послеледниковой истории лесов во внесредиземноморской Европе. При этом в относительно короткое время были достигнуты значительные успехи, поскольку изучались лишь немногие роды с характерной и легко определимой пыльцой. Так, мы располагаем сейчас для Средней Европы пыльцевыми диаграммами более чем 1000 озер и торфяников. Эти данные могут быть обработаны статистически и картографически изображены (в виде «карт выпадения пыльцы»). Они уже частично дают подробное представление о составе и подразделении лесов во время отдельных больших отрезков поздне- и послеледникового времени, из которых примерно 10 четко ограничиваются друг от друга [1]. Кроме того, за последние годы в Северной и Средней Европе и особенно на Британских островах были проведены успешные исследования по истории лесов [2]. Одно-

временно мы ближе познакомились и с историей лесов во Франции, географическим положением которой определяется ее особо важное значение для понимания послеледникового развития растительности. До сих пор эта страна была мало изучена в данном отношении. Однако в настоящее время все еще не разрешен важнейший вопрос об очертаниях и природе границы леса в ледниковую эпоху [3]. О новейших успехах, достигнутых в России, автор, к сожалению, почти не осведомлен.

Пыльцевой анализ переживает сейчас период систематической перестройки, и его применение уже далеко выходит за рамки восстановления одной лишь истории лесов новейшего геологического времени. Теперь его целью становится изучение всего состава пыльцы в заключающих ее отложениях. Разработка пыльцевого метода идет по трем направлениям.

Во-первых, расширяется его применение к изучению доплейстоценовых, особенно третичных, отложений. Здесь мы не будем этого касаться [4].

Во-вторых, расширяется применение пыльцевого анализа в разнообразных флористических областях. Наряду с большим числом исследований развития растительности послеледникового времени в Соединенных Штатах и Канаде их начали проводить, например, на Огненной Земле и в Новой Зеландии. Особенно же следует упомянуть широко поставленные пыльцевые исследования горных торфяников в поясе тропических лесов на Гавайских островах. Но на этом мы также не можем здесь остановиться более подробно [5].

В-третьих, речь идет о разработке методов определения так называемой недревесной пыльцы применительно к ледниковым и послеледниковым отложениям Средней Европы. Под недревесной пыльцой понимаются все пыльцевые зерна, кроме пыльцы древесных пород. Первоначально она привлекала к себе внимание лишь постольку, поскольку из ее количественных соотношений с древесной пыльцой можно судить о степени облесенности местности. Этим способом удалось установить по пыльцевым диаграммам момент первого появления лесов и восстановить безлесные ледниковые и позднеледниковые флоры, существование которых до тех пор нельзя было непосредственно доказать. Такие флоры были, например, открыты в наиболее теплых районах современной долины Эльбы в Чехии. На основании этих наблюдений нам теперь достоверно известно, что Средняя Европа в эпоху последнего оледенения была почти полностью безлесной на пространстве между Альпами и северным материковым льдом [6].

Уже в 1931 г. Овербек и Шмитц попытались при помощи качественного анализа недревесной пыльцы выяснить историю также некоторых других растительных сообществ, а именно

кустарниковых пустош северо-западной Германии и галофитных сообществ морского побережья. Несколько лет спустя удалось выяснить, как влияет хлебопашество на характер пыльцевых спектров.

Благодаря этому, а также благодаря определению пыльцы некоторых сопутствующих человеку сорняков, главным образом различных видов подорожника (*Plantago*), в пыльцевых диаграммах получила свое отражение также и история человеческих поселений со временем начала земледелия [7]. В местностях, которые были впервые заселены в известное нам историческое время, это может быть использовано для датировки диаграмм. Далее таким путем можно выяснить влияние заселения местности на растительность, а также восстановить древнейшую историю самих поселений. Так, вначале для Нижнего Эйхсфельда, а позже для Озерной области было установлено, что земледельческие поселения там многократно покидались жителями, а затем вновь возникали.

В настоящее время при изучении недревесной пыльцы наибольший интерес вызывает вопрос о более точном восстановлении ледниковой растительности и в особенности о том, какую роль тогда играли «тундра» и «степь». Со времени известных исследований Неринга (1875) в последующие годы стали в общем известны степные компоненты ледниковой фауны. Еще ранее был сделан вывод об эпохе степи, предшествовавшей нашему времени, на основании современного распространения степных растений в отдельных разрозненных районах. Находки степных растений в центральноальпийских долинах показывают, что, по крайней мере, один из отрезков этой эпохи падал на послеледниковое время (в широком понимании этого слова). Однако в противоположность фауне число палеонтологических доказательств существования степной растительности в ледниковую эпоху поразительно мало, хотя чрезвычайно интересны такие находки, как *Crambe tataria* у Перемышля и в последнее время *Alissum saxatile* (*Arduini*) у Тарнова, т. е. в галицийской ледниковой флоре [9]. Иверсен и Вельтен почти одновременно указали, что *Helianthemum cf. alpestre*, руководящий вид сухих субальпийских лугов, был чрезвычайно важным элементом безлесной растительности начала позднеледникового времени. Еще лучшим показателем существования в то время сухолюбивой растительности, близкой к степной, является встречающаяся в большом количестве пыльца *Artemisia*, которую долгое время путали с *Salix*. Например, на Боденском озере она составляет до 19% всей пыльцы [10]. Правда, *Artemisia campestris* ssp. *borealis* встречается и в арктической тундре. Но, судя по имеющимся в настоящее время анализам из областей распространения *Artemisia borealis*, количество ее пыльцы там исчезающее

мало (ниже 1%) и не может идти ни в какое сравнение с ее количеством в ледниковых и позднеледниковых отложениях Средней Европы [11]. Можно надеяться, что в ближайшие годы наши сведения о растительности ледниковой эпохи значительно обогатятся.

Человека, далекого от рассматриваемого предмета, может удивить, что столь поздно и столь медленно научились определять пыльцу растений, столь важных для истории растительности. Причина заключается в том, что морфология и систематика пыльцы и спор является чрезвычайно трудным разделом ботаники, которому долгое время не уделялось достаточного внимания. Мы все еще не имеем исчерпывающего и обобщающего описания европейской пыльцевой флоры. Такое описание можно создать лишь в длительный срок на основе тщательных монографических исследований. Поспешно составленные «Определители» бесполезны. Все же интерес к разработке систематики пыльцы растет на наших глазах, причем не последняя роль при надлежит здесь неутомимой деятельности Эрдмана [12]. В Швеции недавно создан собственный Институт по изучению пыльцы (палинология) в Бромме (Стокгольм). В Дании и Норвегии над этим вопросом интенсивно работают Иверсен, Трёльс-Смит, Фэгри и др. В связи с успехами качественного пыльцевого анализа можно будет, повидимому, сделать новые выводы о постепенном исчезновении элементов плиоценовой флоры в межледниковые эпохи. Тем самым мы получим и новые предпосылки для определения возраста межледниковых отложений.

Обратимся вкратце к доказательствам изменений климата. За время, протекшее с момента последнего наступления вюрмских льдов (померанская стадия) и до современной эпохи, происходило два крупных потепления климата: позднеледниковый аллерёдский интерстадиал и послеледниковый термический оптимум.

Обзор миграций границы леса за позднеледниковое время и лежавших в их основе изменений температуры был сделан мною в другом месте [13]. Здесь к нему можно добавить лишь данные Дюбуа о вероятных следах аллерёдского колебания климата в двух пунктах массива Канталь на высотах 950 и 1100 м. Показательно, что в слоях, отнесенных там к этому времени, содержится уже значительное количество пыльцы дуба, которая выше снова исчезает. Далее, Пеннингтон открыл в Средней Англии на озере Уиндермир у подножья Кембрийских гор высотою 978 м разрез позднеледниковых отложений; аллерёдское колебание выражено в нем грубо-детритусовой гиттией, а более позднее дриасовое время — снова ленточными глинами, указывающими на возобновившееся оледенение в горах. Ленточные глины содержат, по последним подсчетам, 400—500 годичных слоев. Это

подтверждает обычную датировку временем стояния ледникового края у Сальпаусельке [14]. Если в аллорёдское время субарктические березовые и сосновые леса проникали вплоть до Прибалтики, то похолодание последующего позднетундрового времени оттеснило сомнущий лес далеко на юг. Последний сохранился только в наиболее теплых понижениях Средне-Германских гор, как, например, в Верхне-Рейнской низменности, в средней Чехии и т. д. Обширные пространства Средней Европы стали безлесными или превратились в «лесотундр». Граница леса в Альпах снова понизилась на несколько сот метров по высоте до 800—1100 м ниже ее современного положения.

Если наши знания о колебаниях климата в позднеледниковое время укрепились только теперь, то существование послеледникового термического оптимума уже давно доказано и всеми признано. Несмотря на это, многие связанные с ним вопросы еще не разрешены. Они касаются его более подробной климатической характеристики, более точного определения момента его начала, продолжительности и времени окончания. Здесь невозможно подробнее останавливаться на этом. Уже давно, например, доказано высокое положение границы леса в Исполиновых горах, с чем связано развитие буковых лесов в области Камма до высот более 1500 м. В другом месте я доказал, что это высокое положение границы леса сохранялось не только до начала субантлантического времени, как полагали до сих пор, но до начала немецкой колонизации, т. е., по меньшей мере, до XIV в. Только в течение XV и XVI вв. произошел переход к современному положению (имея в виду, конечно, не нарушенную хозяйственной деятельностью человека естественную обстановку). Это хорошо согласуется с тем, что нам известно, например, о состоянии альпийских ледников в историческое время [15]. Между доказанным ходом изменения температуры за позднеледниковое время и криевой излучения имеется резкое противоречие [13]. И, наоборот, доказательство постепенной смены послеледникового термического оптимума более холодным временем хорошо согласуется с уменьшением поступления солнечной радиации за последнее тысячелетие.

В 1944 г. Пост опубликовал широкий и всесторонне обоснованный обзор значения пыльцевого анализа для восстановления истории климата земли. Его основной мыслью было доказательство так называемой «обратимости», которая проявляется во всех до сих пор исследованных климатических и растительных областях в форме ярко выраженного регионального параллелизма хода кривых пыльцевых диаграмм.

За отрезок времени, охватывающий примерно последние 2—3 тысячелетия, в истории растительности и климата на земле (III) обнаруживается вновь приближение к тому состоянию, ко-

торое было характерно для ранних фаз послеледникового времени (I). Эти два момента разделены во времени отрезком в несколько тысячелетий (II), известным под названием «последниковое теплое время», в течение которого зона лесов умеренного пояса сместились по направлению к полюсу примерно на пять градусов широты, а в других климатических областях также сместились зоны разного количества осадков. Так, в изученных возвышенных частях Гавайских островов во время периода I господствовала сухолюбивая субальпийская растительность, во время периода II — горный дождевой лес. Во время периода III вновь распространяется, правда, несколько иная, но все же значительно более сухолюбивая субальпийская растительность. Сходные явления происходили и в Новой Зеландии. Следует подчеркнуть, что растительная и климатическая обстановка большинства областей во время периода III была иной, чем во время периода I. Но известное сближение, «обратимость», особенно по сравнению с периодом II, нельзя отрицать. Эти мысли Поста, несомненно, дадут науке в ближайшие годы еще больше, чем они дали до сих пор. Сейчас благодаря исследованиям в различных климатических областях земли открывается возможность составить представление о тех изменениях системы циркуляции атмосферы, которые определяли ход изменения послеледникового климата в различных областях, правда в разных случаях происходившего несколько различно, но все же вполне согласованно и в тесной причинной связи с изменениями в соседних областях.

Касаясь вопроса об определении возраста при помощи пыльцевого анализа, следует еще раз повторить, что пыльцевые диаграммы большинства европейских областей за поздне- и послеледниковое время делают возможным различить 8—10 отрезков времени. Эти отрезки настолько хорошо характеризуются пыльцой, что можно сопоставлять с ними находки неизвестного возраста, хотя и не по единичным пыльцевым спектрам, но по более или менее длинным отрезкам диаграмм. Но выйти за этот предел трудно.

Приведем простое рассуждение. Время от раннепоследникового максимума орешника и до наших дней составляет около 8000 лет, т. е. около 80 столетий. Для того чтобы с достаточной точностью датировать находки каким-либо определенным столетием, мы должны были бы разделить пыльцевую диаграмму этого промежутка времени на 80 отрезков, причем каждый из них должен был бы четко отграничиваться от соседних. Первый же взгляд на пыльцевую диаграмму со свойственными ей методически обусловленными случайными зигзагами кривой показывает, что это невозможно осуществить даже для более длительных отрезков в 200—300 лет. Только отдельные моменты времени

улавливаются более точно. Сюда относится, например, первое появление буков или начала заселения тех областей, для которых кривая злаков отображает этапы развития исторически известных поселений. Но разница в возрасте всего лишь в одно или несколько столетий может оказаться решающей для отнесения находки, скажем, еще к неолиту или уже к бронзовому веку. Осторожность и критический подход, которые необходимы в таких случаях, не всегда соблюдались и не всегда соблюдаются в настоящее время. Удовлетворение, которое испытывает любой палеоботаник, оказывая услугу другим наукам, особенно археологии, несомненно, влечет за собою и известную опасность переоценки того средства, которое лишь при критическом отношении к нему дает хорошие результаты.

Тем больше становится желание достичь уточнения и детализации возрастных определений. Его можно добиться четырьмя путями.

Во-первых, путем установления более дробных климатических колебаний и их точной увязки в разных районах. Для этой цели можно использовать прежде всего процессы, выражющиеся во второстепенных, но закономерных изменениях состава пыльцы, легко отличимых от колебаний, вызванных особенностями применяемой методики. Кроме того, можно привлечь и изменения режима влажности, влияющие на рост торфяников. Так, для Южной Швеции Гранлунд свел в единую систему важнейшие из наблюдающихся в торфяниках горизонтов с признаками разложения торфа, третий из которых соответствует классическому пограничному горизонту Вебера [16]. Однако только путем обстоятельных монографических исследований можно решить важный вопрос о том, насколько широка в пределах Европы область проявления изменений климата, выражющихся в разрезах торфяников в виде горизонтов разложенного торфа. В Дании и Англии уже сделан шаг в этом направлении [17]. Большой точности можно при этом достичь при помощи введенного Овербеком и Шнейдером планометрического применения колориметрических исследований степени гумификации торфа [18].

Другим путем уточнения датировки при помощи пыльцевого анализа является использование годичной слоистости, имеющейся кое-где в отложениях, содержащих пыльцу. Это было сделано Гизенгагеном уже в 1925 г. при изучении межледниковой залежи трепела в Ней-Оэ. Зандерген, а позднее Фромм провели очень важные для хронологии послеледникового времени пыльцевые исследования ленточных осадков озера Рагунда и реки Онгерман-Эльв. Затем, помимо находок в Кильском фёрде (Тапфер), имеются обстоятельные исследования сапропелей в районе Тунского озера [Вельтен, 19]. Но исключая точно датированные диаграммы Фромма, опыт применения этого рода исследований

находится еще в начальной стадии. Это еще в большей степени относится к третьему пути уточнения определений возраста, а именно к увязке пыльцевых диаграмм с хронологией по годичным кольцам деревьев. В Германии этот способ уже много лет назад разрабатывался Губером [20]. Всем этим методам свойственна одна общая черта: они требуют большого количества времени и усилий и лишь при самой скрупулезной точности и терпении достигают цели. О датировке межледниковых отложений при помощи пыльцевых диаграмм здесь говориться не будет. Вольдштедт и его сотрудники привели в этом отношении много интересных и убедительных примеров на ганноверском заседании объединения. Наконец, недавно пришли к выводу о том, что торф и другие органические остатки можно датировать по содержанию в них радиоактивного углерода C^{14} [21].

Метод пыльцевого анализа в те годы, когда он был связан почти исключительно с восстановлением истории лесов в послеледниковое время, мог показаться стороннему наблюдателю окончательно оформленвшимся и односторонним. В действительности же все время шла дальнейшая разработка метода, которая расширила сферу его применения. Она не закончена еще и сейчас и обещает новые успехи в будущем.

ЛИТЕРАТУРА

1. Firbas F., Spät- und nacheiszeitliche Waldgeschichte Mitteleuropas nördlich der Alpen, Jena, 1949.
2. Особенно Godwin H. и его ученики, а в Ирландии Jessen Kp. и Mitchell G. F., см. сводный реферат у Firbas F. в *Naturwissenschaften*, 31, 69—72 (1943) (для Северной Европы), а также 34, 252—256 (1947) (для Британских островов), далее *Proc. Roy. Irish Acad.* 52/B, Nr. 6 (1949).
3. Dubois G., *Vegetatio* 1, 43—50 (1948); Lemée G., *Ann. Biol.*, 24, 49—75 (1948); а также Firbas в *Fortschritte der Botanik*, 12 (1949).
4. Cp., напр., Thiergart F., Die Mikropaläontologie als Pollenanalyse im Dienst der Braunkohlenforschung, Stuttgart, 1940, и указанные там работы. Уже ряд лет Thomson P. W. успешно работает в этой области; см. его различные работы в *Geol. Jahrb.* (Наннover), 65 (1950) и в *Paläontographica*, 90/В (1950); кроме того, Kirchheimer, Potonie, Rudolph и др.
5. Post L. V., The prospect for pollen analysis in the study of the earth's climatic history, *New Phytologist*, 45, 193—217 (1946) (перевод из Ymer, 1944); Selling O. H., B. P. Bishop Museum Spec. Publ. 39, Honolulu (Hawaii), 1—154 (1948).
6. Firbas S., *Naturwissenschaften*, 27, 81—89, 104—108 (1939).
7. Overbeck F., Schmitz H., Mitt. Provinzialst. f. Naturdenkmalfpl. Hannover, 3, 1—179 (1931); Firbas F., *Zeitschr. f. Botanik*, 31, 447—478 (1937); Iversen J., Danm. Geol. Unders. Kobenhavn, II/66, 7—68, 1941.
8. Steinberg K., *Hercynia* (Halle), 3, 529—587 (1944); Müller I., *Planta*, 25, 70—87 (1947).

9. Kulczyński St., *Acta Soc. Bot. Polon.*, **9**, 1932; Klimaszewski M., Szafer Wl., *Starunia (Krakow)*, **19**, 1—34 (1945).
10. Iversen J., *Geol. Fören. Förh. Stockholm*, **66**, 774—776 (1944); Welten M., Veröff. d. Geobot. Inst. Rübel, Zürich, **21**, 1—201 (1944); Firbas F., *Biol. Zbl.*, **67**, 17—22 (1948); Erdtmann G. E., *Svensk. Bot. Tidskr.*, **40**, 293—304 (1946).
11. Degerbol L., Iversen J., *Danmarks Geol. Unders. Kobenhavn*, II/73, 1—62 (1945); Wenner C. G., *Geografiska Annaler*, 1—241 (1947).
12. Erdtmann G. E., *An Introduction to Pollen Analysis*, Waltham, Mass., 1—239 (1943) и различные доклады в *Botan. Notiser (Lund)* (1944—1946), Faegri Kn., Iversen J., *Text-book of modern pollenanalysis*, Copenhagen, 1950.
13. Firbas F., *Naturwissenschaften*, **34**, 114—118 (1947).
14. Dubois G., and C. C. R. S. de la Soc. Géol. de France, **46**—48 и 61—63 (1944); Pennington W., *Phil. Transact. Royal Soc. London*, B/596, 233, 137—175 (1947).
15. Firbas F., Losert H., *Planta*, **26**, 478—506 (1949).
16. Granlund E., *Verig. Geol. Undersökn. Arsbok*, **26**, 1—193 (1932).
17. Jessen K., *Acta Archaeol. Kobenhavn*, **16**, 1—3, 67—91 (1945); Hardy E. M., *New Phytologist*, **38**, 364—396 (1939).
18. Overbeck Fr., *Planta*, **35**, 1—56 (1947).
19. Fromm E., *Geol. Fören. Förhåndl. Stockholm*, **60**, 365—381 (1938); Tapfer E., *Geol. d. Meere und Binnengewässer*, **4**, 113—244 (1940); Welten W., s. u. (10).
20. Huber Br., *Mitt. d. Akad. d. Dtsch. Fortwissensch.*, **1**, 110—125 (1941).
21. Libby и др. в *Science*, **109** (1949).

ДАТИРОВКА ПОЗДНЕГО МАДЛЕНА В ГЕРМАНИИ ПО ДАННЫМ ГЕОЛОГИИ ТОРФЯНИКОВ

Проблема точной датировки типичного западного и южного мадлена занимала многих археологов и геологов. Но при этом никто не выходил за пределы приближенного сопоставления с относительной шкалой гляциальной геологии. Вольдштедт ([15], стр. 226, 313) относит мадлен к даниглациальному времени, начиная его с померанской стадии, а в Альпах — с цюрихской стадии¹. На стр. 292 он, однако, датирует мадлен более точно — временем лангеландского наступления (что соответствует для Альп бульской стадии). В 1935 г. тот же автор ([16], стр. 286) писал, что мадленская эпоха имела место в северной Германии примерно в течение померанской стадии, а в альпийских областях — в течение цюрихской стадии. При этом Вольдштедт указывает, что нет никаких исходных данных для определения времени начала и конца мадлена в северной Германии. В Швейцарии, согласно Банди ([4], стр. 44, 54), представлена главным образом лишь поздняя фаза мадлена (15 000—10 000 лет до н. э.), которая должна совпадать со временем депрессии снеговой линии максимум в 300 м (эту же цифру приводили Пенк и Брюкнер, но для значительно более поздней даунской стадии).

До сих пор ни для одной типично мадленской стоянки в Западной и южной Германии не было определено точное место в геохронологической шкале. Однако успехи, достигнутые за последние годы геологией торфяников, дают нам возможность это сделать.

Руст открыл культурные слои гамбургской культуры, залегающие в основании низинного торфяника у Мейendorфа и такого же торфяника Штелльмоор в Голштинии. Его раскопки дали возможность Шютрумпфу провести точные пыльцевые исследования разреза данных торфяников. Вскоре после этого в Западной Германии (а также в Голландии и северной Бельгии) были обнаружены новые местонахождения, относящиеся к каменному

¹ К даниглациалу он причисляет также лангеландское наступление льдов и последующую фазу их стаивания.

веку. Швабедиссен считает, что найденный в них инвентарь характеризует другую самостоятельную группу культур, которую он называет «группой перочинных ножей». Сюда относятся, например, местонахождения Гранде [10], Борнвиш [11] и Риссен [14] у Гамбурга. В противоположность гамбургской и аренсбургской культурам, которые, как принято считать, возникли на востоке, «группа перочинных ножей» обнаруживает признаки западного и южного происхождения. Швабедиссен на основе данных раскопок в Риссене (1948) относит ее к позднему мадлену. Последний оказывается древнее аренсбургских слоев (поздне-диасовье время), так как в разрезах дюн у Риссена мадленский культурный слой (содержащий следы летнего жилища) обнаружен на 1—1,20 м ниже аренсбургского культурного слоя. Руст [11] нашел в Борнвише у Аренсбурга культурный слой «группы перочинных ножей» (с зимним поселением), а в аллерёдских слоях близлежащего пруда — два культурных слоя той же группы. Швабедиссен [14] правильно полагает, что пребывание мадленских людей в районе Гамбурга указывает «на более теплый климат примерно аллерёдского времени» и подчеркивает, что здесь «впервые представляется возможность сопоставить западный мадлен с одной из культурных групп севера».

В связи с этим и вопрос о точной датировке западного и южного мадлена является сейчас актуальным. До сих пор нет ни одной пыльцевой диаграммы, характеризующей хотя бы один из интересующих нас культурных слоев. Еще в 1946 г. я указал некоторым специалистам на одну возможность датировки, которую я могу описать лишь теперь, так как записи моих наблюдений были утеряны во время последней войны.

В Нейвидерской котловине на Рейне на горе Мартинсберг у Андернха находится раскопанная в 1883 г. Шаффхаузеном [12] мадленская стоянка, погребенная под слоем пемзового песка мощностью 4 м, в свою очередь перекрытого покровом туфового песка. Эти вулканические выбросы были извергнуты вулканами Лаахской области ([7], стр. 50 и ниже). Кости и орудия из кости и рога северного оленя вместе с более чем 300 изделий из камня залегали, как указывал Андре ([4], стр. 545), на измененном почвообразованием лёссе и внутри него. Последний покрывает здесь древний лавовый поток, заполняя пустоты между блоками лавы глубиною до 1 м.

По Шаффхаузену ([12], стр. 8, 22 и ниже), все находки лежат, однако, внутри самого суглинистого слоя начиная с его поверхности. Этот лёсс, навеянный или намытый за время существования поселения, несет ясные следы химического выветривания, так как он выщелочен и слегка окрашен гумусом.

Кости и изделия из кости и рога северного оленя также частично подверглись выветриванию. К сожалению, все эти находки в свое время не были отобраны послойно. Можно все же предположить, что они не могли лежать долго в грунте до захоронения под пемзовым песком и что, следовательно, между последним моментом существования поселения и вулканическим извержением не было значительного разрыва во времени. В противном случае место стоянки, вероятно еще до выброса пемзового песка, было бы занесено суглинком, намытым с горы Мартинсберг, или перекрыто гумусовым слоем. По данным Шмидта (*Prähistorische Zeitschrift*, 1, стр. 343—346, 1909), эта стоянка была заселена со среднего до позднего мадлена. Андре ([2], стр. 545—546) считает, что здесь не имеется признаков настоящей поздней ступени более молодой «культуры клинка», поскольку отсутствует тонкая микролитическая техника, характерная для конца этой культуры.

Для этого местонахождения характерна, по Шаффхаузену, следующая фауна (расположена в порядке степени частоты находок): *Equus caballus fossilis*, *Rangifer tarandus*, *Bos primigenius*, *Vulpes lagopus*, *Cervus elaphus*, *Arvicola amphibius*, *Mustela vulgaris*, *Mus musculus*, *Lagopus albus*, *Canis lupus*, *Lepus variabilis*, *Felis lynx*, *Sciurus vulgaris*, *Talpa europaea*, *Strix (brachyotus?)*, *Anas (boschas?)*, *Grus cinerea* или *Cygnus musicus?*, *Tetrao bonasia*, затем два резца двухлетнего ребенка и 7 обломков человеческих ребер (два из них округло пришлифованы с одного или двух концов). Здесь уже исчезли крупные плейстоценовые млекопитающие: мамонт, шерстистый носорог, мускусный овцебык. Нет также копытных леммингов и других представителей этого рода. Благородный олень, рысь и белка, которые живут в лесах, указывают, как подчеркивал еще Хекк [8], на то, что началось уже потепление климата (благородный олень впервые появляется в Гольштинии и Дании только в аллера́дское время, о чем мне письменно сообщил Руст). На потепление и увеличение количества осадков указывает прежде всего выщелоченность молодого лёсса, затем наличие древесных остатков в самом нижнем слое пемзового песка в других местах нейвидерской котловины, которые указывают «самое большое на бедную искривленную древесную растительность» ([17], стр. 55). В долинах Броля и Кондера в отложениях трасса и туфа, имеющих тот же возраст и происхождение, что и пемзовый песок, были найдены редкие остатки животных и многочисленные растительные остатки. Однако как старые ботанические данные (Виртген и Якобс), так и более новые (Шликум и Потонье) нельзя использовать для датировки извержения пемзового песка, поскольку многие видовые определения были сделаны неверно, а часть остатков растений оказалась происходящей из межледниковых туфов. Неправиль-

ность этих данных стала ясна после тщательного изучения Крейзелом и Вейландом растительных остатков из вулканических туфов Эйфеля.

Гюнтер ([7], стр. 57, 58) делает следующий вывод из своих многочисленных стратиграфических исследований: «В общем и целом следует, видимо, считать, что имело место всего лишь одно длительное извержение пемзового песка, правда, протекавшее с короткими перерывами и местными изменениями направления выбросов. Одновременно шло отложение трасса и туфа. Затем, через короткий промежуток времени, как заключение всей вулканической деятельности последовал выброс серого туфового песка», поскольку поверхность белого пемзового песка, «видимо, не несет никаких следов выветривания или почвообразования» (а также накопления гумуса). Того же мнения придерживается Аренс ([1], стр. 26): «Белая пемза, заполняющая нейвидерскую котловину, возникла в результате целой серии быстро следовавших друг за другом извержений. Лишь незначительно моложе серые трахитовые туфы. Они происходят из смежных пунктов извержения в современной впадине Лаахского озера».

По Гюнтеру ([7], стр. 51), накопление пемзового песка произошло уже после образования плейстоценовой нижней террасы, поверхность которой была к этому времени изменена почвообразованием и покрыта, правда еще редкой и искривленной, дрепесной растительностью. На основе известных ему ботанических данных Гюнтер относит извержение пемзового песка к концу плейстоцена, к «переходу от даунской стадии к голоцену» (азиль—тарденауз), тем более, что пемзовый песок покрыт только небольшим слоем туфового песка и растительным слоем. Крейзель и Вейланд ([9], стр. 34—39) считали выброс пемзы еще последниковым. По их мнению, его следует «отнести, очевидно, уже к концу фазы сосны и березы» (т. е. к переходу от иольдиевого к анцилловому времени около 7500 лет до н. э.). Серые трахитовые туфы и серый туфовый песок, по их мнению, должны быть еще моложе, «за что говорит появление *Carpinus betulus*».

Однако в таком случае в противоречии со стратиграфическими данными извержение туфового песка должно быть на много тысяч лет моложе выброса пемзового песка, так как иммиграция *Carpinus betulus* произошла только во второй половине последникового термического оптимума. Крейзель и Вейланд ([9], стр. 35) говорят о серых туфах: «Остается неясным, не были ли эти туфы переотложены в более позднее время, иными словами, не могут ли содержащиеся в них растительные остатки оказаться намного моложе самих туфов». Такое предположение становится достоверным, если мы вспомним, что в этих туфах были найдены листья граба, а не листья гораздо более обычного красного букса или дуба. Также и листья явора (*Acer pseudoplatanoides*) могут

происходить из переотложенного туфа. Плохо сохранившийся лист «явора» из белых пемзовых песков долины Броля принадлежит, возможно, *Viburnum opulus*, как это считает Фирбас (письменное сообщение).

Изучение разреза скал Вильдвейберхаус в Вестервальде ([5, 8], стр. 111) также подтверждает, что упомянутые выше датировки не вполне правильны. Там белые пемзовые пески того же возраста и происхождения, что и в Нейвидерской котловине, залегают на суглинке, лежащем поверх выветрелых скальных пород и содержащем частично арктическую и субарктическую фауну: *Myodes torquatus*, *Lagopus albus*, *L. alpinus*, *Rangifer tarandus* и *Vulpes lagopus*. В свою очередь, пемзовые пески перекрыты гумусовым суглинком, в нижних слоях которого найдены *Lagopus pusillus*, *L. albus* и *Rangifer tarandus*. Эта фауна из кроющих отложений говорит против отнесения вулканических слоев к последелниковому времени.

Итак, по Гюнтеру ([7], стр. 51), выброс белого пемзового песка в Лаахской области произошел во время того же извержения вулкана, во вторую фазу которого, начавшуюся спустя лишь очень короткое время, был извергнут и перекрывающий его ныне серый туфовый песок. Поскольку при этом вулканические выбросы были разнесены по чрезвычайно большой территории (к 1924 г. они указывались к востоку вплоть до Марбурга), то их можно точно датировать на основании данных геологии торфяников. Действительно, туфовый песок, занесенный ветром к востоку от Гётtingена, обнаружен здесь в виде тонких прослоев внутри аллерёдских слоев. Он был найден в Эйхфельде [1] восточнее Гётtingена, а в виде единичного прослоя — к северу от этого города в разрезе торфяника у Валлензена, где он был установлен Фирбасом в выработке, заложенной Томсоном (письменное сообщение).

Следовательно, извержение вулкана, засыпавшее пеплом мадленскую стоянку у Андернха (у Вейссентурма был засыпан даже один человек, как о том сообщил Гюнтер, ([7], стр. 53), произошло в аллерёдское время (между 9000 и 10 000 гг. до н. э.).

Фауна этого местонахождения (прежде всего благородный олень), а также отсутствие намывного суглинка или гумусового горизонта над культурным слоем говорят за то, что эта мадленская стоянка была еще обитаема в раннеаллерёдское время, весьма возможно, вплоть до выброса пемзового песка.

В силу низкого уровня техники произведенных раскопок установить начало возникновения поселения, т. е. датировать средний мадлен Андернха, труднее, чем определить время конца существования стоянки. Очевидно, это поселение могло возникнуть в конце эпохи отложения лёсса, т. е. незадолго до окончания

ния времени безлесной тундры. За это говорят также данные мадленской стоянки Шуссенквелле. Слой мохового торфа, в котором заключены здесь мадленские находки, судя по пыльцевым анализам, отложился в период безлесной тундры [6]. Эта стоянка, по Шмидту, относится к середине мадлена (вероятно, переход к позднему мадлену), по Рику — это зрелый и поздний мадлен, по Банди ([4], стр. 21) — даже мадлен 6. Но против датировки «конец мадлена» говорит уже отсутствие благородного олена. Учитывая хронологическое положение мадленской стоянки у Андернаха (по типологическим и геологическим данным), культурный слой на Шуссенквелле может относиться только к концу периода безлесной тундры. К тому же времени относятся, судя по пыльцевой диаграмме Шютрумпфа, и культурные слои гамбургской культуры Мейендорфа и торфяник Штетльмоор. По моим наблюдениям в северо-восточной Пруссии, конец периода беслесной тундры нижнедриасового времени относится к раннему готигляциалу. Следовательно, как я утверждал еще несколько лет назад¹, культурные слои с находками гамбургской культуры могут быть также только раннеготигляциальными. Несомненно, не может быть и речи о «средневюрмском» их возрасте, а также и о малом удалении этой стоянки охотников за северными оленями от края материкового льда² (см. данные о максимальной депрессии снежевой линии в Альпах в верхнем мадлене у Банди, [4], стр. 44 и карты).

Речь идет, разумеется, не о том, является ли один из таких позднеледниковых культурных слоев на несколько тысяч лет старше или моложе подобного же культурного слоя в другом месте. Речь идет лишь о возможно более достоверном определении их места в гляциально-геологической шкале. Культурные слои с гамбургской культурой, очевидно, характеризуют в северной Германии важный стратиграфический и геохронологический опорный горизонт, соответствующий началу готигляциала (по последней датировке де Геера 15 000 лет до н. э.). По всей вероятности, эти культурные слои следует отнести к ранней стадии таяния готигляциального ледника (примерно между 14 000 и 12 000 гг. до н. э.). Раннеготигляциальное время, повидимому, было временем первого значи-

¹ Бомерс («Niderwestdeutsche Volksalmanak», 1948, стр. 103) также относит гамбургскую культуру I ко времени между 14 000 и 12 000 гг. до н. э.

² Слоистый песок с текстурой, напоминающей ленточную, который залегает в постели этих культурных слоев, не является доказательством в пользу близости ледникового края. Он содержит тундровую пыльцу, что до сих пор в южной Прибалтике никогда не служило безупречным доказательством отложения в подпруженных приледниковых озерах. Кроме того, подобные же ленточные слои (разумеется, с другими ископаемыми) иногда откладывались и в верхнедриасовое время (например, в Аллерёде в Дании, очень часто в Восточной Пруссии, Латвии и Эстонии).

тельного потепления, равного по значению аллера́дской стадии отступания льдов и улучшению климата в финигляциальное время. За это говорит внезапно начавшееся с конца периода безлесной тундры массовое расселение анодонт в южной Прибалтике, которые являются животными умеренного климата; в торфянике Штетленмоора их появление отмечается непосредственно над слоем гамбургской культуры ([10], стр. 46, 47). В то же время на южном побережье Северного и Балтийского морей началось проникновение и распространение первых лесных деревьев и тогда же в эту область иммигрировали палеолитические охотники за северными оленями. Гамс с должным основанием полагает, что с образования внешней готигляциальной морены (лангенландское наступление) началось позднеледниковое время. Точная гляциально-геологическая датировка мадленской стоянки у Андернаха дает право сделать вывод, что переселение северогерманских охотников за северными оленями последовало во второй половине мадлена (западного).

Итак, в настоящее время возможно датировать конец мадлена в северной Германии по данным геологии торфяников. Однако эта возможность имеется и для датировки верхнего мадлена южной Германии, так как для этого района (а также для Альп) существует ряд пыльцевых диаграмм, охватывающих отрезок вплоть до раннедриасового времени (= фазе таяния бюльской стадии). На Шуссенквелле моховой торф, содержащий мадленские находки, покрывается известковым туфом, поверх которого вновь лежит торф.

Французские геологи также высказывали мнение, что, по крайней мере, конец мадлена во Франции можно датировать при помощи геологии торфяников. Ж и К. Дюбуа (*Comptes rendus de la société géologique de France*, V, стр. 46—48 и VI, стр. 61—63, 1944) обнаружили на Центральном французском плато в массиве Канталь на высоте 950 и 1100 м два слоя, которые они считают аллера́дскими (наряду с березой и сосной здесь в более глубоких горизонтах широко распространен дуб). Аллера́дские слои имеются, повидимому, и в исследованном теми же авторами торфянике на баре восточного рукава Аргонны. Там была обнаружена пыльца *Quercus*, *Corylus* и *Alnus* (*Ann. Soc. géol. Nord, Lille*, 65, стр. 151—158, 1945)¹.

«Буше де Перт извлек из некоторых торфяных болот возле устья Соммы грубообработанные каменные орудия и кости ирландского гигантского оленя»². Эти орудия изображены Буше

¹ По Ф. Фирбасу (F. Firbas, «Sistematische und genetische Pflanzengeographie», *Fortschritte der Botanik*, 12, 1949).

² Joly N., «Der Mensch vor der Zeit der Metalle», S. 112, Leipzig, 1880.

де Пертом в «Antiquités celtiques et antédiluviennes» и их археологическая датировка доступна специалистам (мадлен?). Я, к сожалению, не мог получить упомянутой книги. Насколько известно, гигантский олень в северо-западной Европе вымер в позднеледниковое время. Следовательно, слой торфа, содержащий его кости вблизи устья Соммы, может относиться к аллерёдскому времени, а значит, и упомянутые орудия могут быть датированы геологически, если только они были найдены в том же слое, что и кости гигантского оленя.

Начало мадлена нельзя датировать тем же способом. Непрерывные пыльцевые диаграммы, судя по устанавливаемой повсеместно в северной Германии малой мощности слоев, отвечающих времени безлесной тундры, захватывают, очевидно, лишь горизонты моложе готигляциала. Все предшествующие осадки, доступные изучению при помощи пыльцевого анализа, видимо, уничтожены солифлюкционей. Климатическая депрессия времени образования среднешведской зоны краевых ледниковых образований (т. е. позднедриасового времени) отчетливо прослеживается по разрезам и пыльцевым диаграммам вплоть до Альп. Поэтому если бы пыльцевые диаграммы в Германии охватывали и время, предшествующее готигляциалу, то лангеландское наступление (= образование внешней готигляциальной морены) можно было бы легко распознать и стратиграфически и при помощи пыльцевого анализа. Однако в действительности этого нет.

Заслуга открытия и доказательства возможности точной геологической датировки при помощи изучения вулканических слоев принадлежит Ауэру (см. его обобщающую работу [3]).

ЛИТЕРАТУРА

1. Ahrens W., Steinberg K., Jungdiluvialer Tuff im Eichsfeld, 1943, Ber. Reichsanmt f. Bodenforschung Jahrg., 1943.
2. Andree J., Der eiszeitliche Mensch in Deutschland, Stuttgart, 1939.
3. Auer V., Las capas volcánicas como nuevo método de cronología postglacial en Fuegopatagonia, *Gaea* (Buenos Aires), 8, 311—336 (1948).
4. Bandi H. G., Die Schweiz in der Rentierzeit, Frauenfeld, 1947.
5. Behlen H., Das Alter und die Lagerung des Westerwälder Bimssandes, Jahrb. d. Nassauischen Vereins f. Naturk., 58, 44—51, 1905.
6. Firbas F., Die Vegetationsentwicklung des mitteleuropäischen Spätglazials, *Bibliotheca Botanica*, H. 112 (1935).
7. Günther A., Vulkantätigkeit und Eiszeit im östlichen Eifelvorland zwischen Mosel und Vinxtbach, *Die Eiszeit*, 1, 46—59 (1924).
8. Heck H., Das rheinische Paläolithikum, *Die Eiszeit*, 2, 96—111 (1925).
9. Kräuse R., Weyland H., Tertiäre und quartäre Pflanzenreste aus den vulkanischen Tuffen der Eifel, Abh. senckenberg. naturf. Ges., Nr. 463, 1—62, 1942.
10. Rust A., Die alt- und mittelsteinzeitlichen Funde von Stellmoor Neumünster, 1943.

11. Rust A., Jungpaläolithische Wohnanlagen bei Hamburg, Hammaburg, 1, 33—38, 1948.
12. Schaffhausen H., Die vorgeschichtliche Ansiedlung in Andernach, Jahrb. d. Ver. v. Altertumsfreunden im Rheinlande, 86, 1—41, Bonn, 1888.
13. Schwabedissen H., Die mittlere Steinzeit im westlichen Norddeutschland, Neumünster, 1944.
14. Schwabedissen H., Hamburg-Rissen, ein wichtiger Fundplatz der frühen Menschheitsgeschichte, Hamburg, 2, 81—90, 1949.
15. Woldstedt P., Das Eiszeitalter, Stuttgart, 1929.
16. Woldstedt P., Die Beziehungen zwischen den nordischen Vereisungen und den paläolithischen Stationen von Nord- und Mitteldeutschland, *Mannus*, 27, 275—287 (1935).

П. ВОЛЬДШТЕДТ

ПРОИСХОЖДЕНИЕ ОЗЕР В ОБЛАСТЯХ ДРЕВНЕГО ОЛЕДЕНЕНИЯ

В моих прежних работах [13, 14] я защищал мнение, что котловины рытвенных озер и аналогичные им формы в зоне ледникового края областей древнего оледенения образовались в основном как итог деятельности подледниковых потоков талой воды. Я опирался при этом главным образом на работы Уссинга [6] и Верта [8, 9, 10].

Первый из этих авторов, изучая обширные пустоши ютландской равнины, показал, что эти зандровые площади состоят из отдельных, хорошо обособленных конусов выноса. Вершину конусов слагает наиболее грубый материал, по направлению же к периферии конуса он становится более мелкозернистым. Положение вершин конусов характеризуется тем, что конечные морены здесь прорываются и с этими прорывами совпадают устья рытвенных долин, которые часто можно проследить на очень большом расстоянии вглубь внутри ледниковой зоны.

В литературе эти долины называют по-разному. Датские учёные именуют их «туннельными долинами». В немецкой литературе пишут о них как о «рытвенных» или «фёрдовых» долинах. Иногда их называют просто «подледниковыми рытвами». Речь идет о довольно узких рытвах, протягивающихся на большом расстоянии в направлении движения ледника. Вдоль них расположены многочисленные замкнутые котловины, иногда заполненные озерными водами и отделенные друг от друга повышенными перемычками. В данной работе они будут называться рытвыми долинами.

Исследования в северной Германии [12, 13] показали, что такие же взаимоотношения между рытвами и зандровыми полями характерны и для значительной части северогерманского сектора краевой зоны последнего оледенения. Из-под края ледника и здесь вытекали крупные потоки талой воды именно в тех местах, где к нему вплотную подходили рытвенные долины. Напрашивается заключение, что талые воды не только текли по этим долинам, но и вырыли их.

В этом смысле высказывался уже Верт в своей работе «Fjorde, Fjaerde und Föhren» [9]. Он подробно описывает туннельные, или фёровые, долины, особенно подчеркивая, что они состоят из цепи расположенных друг за другом бассейнов, иногда разделенных порогами. По его мнению, такие формы были созданы подледниковыми талыми водами. Под давлением расположенного над ними льда они были в состоянии не только подниматься от глубоко расположенного ложа фёра до высоты занового конуса, но прорывать и самые подледниковые рывини. Они придавали последним особенности, отсутствующие у долин, созданных субаэральными реками. Подледниковые воды двигались по направлению уменьшения давления, т. е. к краю ледника. Независимо от неправильностей рельефа, определяемых первоначальными формами поверхности земли, направления их русел в основном соответствовали направлению движения льда.

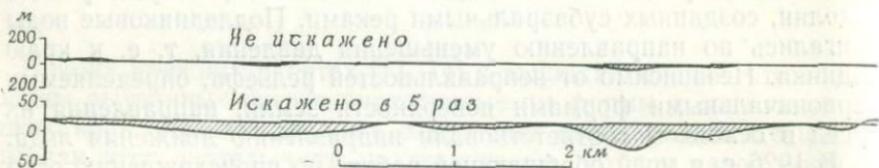
В 1926 г. в моей обобщающей работе по происхождению озер я пришел к выводу, что часть озер (и фёров) образовалась при участии самого ледника и что, следовательно, ледник и его талые воды действовали совместно. В 1929 г. ([16], стр. 86) я подчеркивал, что начальные стадии формирования рывин, возможно, были связаны с ледниковой эрозией, а талые воды лишь завершили их образование. Теперь, после дальнейшего изучения вопроса, я вынужден прийти к выводу, что озера, рывини, фёры и т. д. в их современной форме в основном являются результатом ледниковой эрозии, а участие талых вод в их образовании было лишь ограниченным.

За это говорит прежде всего сама морфология рывинных долин как в продольном, так и в поперечном профиле. Для продольного профиля, как уже не раз говорилось, характерно его подразделение на цепь следующих друг за другом котловин, отделенных порогами. Но это типичная форма долины, встречающаяся во всех областях древнего горного оледенения и особенно характерная для продольного профиля троговых долин. В этом случае никто не сомневается, что речь идет об эрозионных формах самого ледника, а не о его талых водах.

Следующее обстоятельство еще важнее. Рывинные долины обычно сужаются по направлению к краю ледника. Если бы талые воды принимали существенное участие в образовании этих долин, то можно было бы ожидать, что ширина и глубина рывинных долин будет возрастать к ледниковому краю, так как по мере приближения к краевой зоне ледника мощность талых вод должна была возрастать по мере слияния их потоков. Однако на деле мы видим как раз противоположное. Котловины шлезвигских фёров делятся на отдельные ветви, в свою очередь постепенно взымающиеся и суживающиеся по направлению к ледниковому краю, у которого они оканчиваются. Это те же самые

формы, что и предальпийские языковые бассейны с их ответвлениями. Очевидно, сходство определяется тем, что в обоих случаях мы имеем дело с формами, выработанными льдом, а не талыми водами.

Как и Верт, я полагал, что эти формы можно объяснить напором воды подо льдом и внутри него. Но в области ледникового края вода не находится «под давлением вышележащего льда». Водный режим в области, пронизанной трещинами краевой зоны глетчера или материкового льда, пожалуй, больше всего



Фиг. 1. Поперечный профиль через северное озеро Пленер
(Шлезвиг-Гольштейн).

похож на водный режим карстовой области. В карстовой области в общем имеется единое зеркало подземных вод, ниже которого все трещины заполнены водой. При этом в отдельных замкнутых системах каналов этот уровень может отклоняться от общего уровня. В случае карста уровень воды регулируется системой сообщающихся трубок. Если в одной из них приток воды возрастет, например за счет ее поступления с поверхности глетчера, то возникший напор отожмет ее избыток к краю ледника и в подобном случае она может подниматься кверху. При низвержении воды в трещины она могла вырывать здесь также исполненовы котлы. Но рытвинные долины не могут быть в целом следами деятельности талых подледниковых вод. Их надо рассматривать только как эрозионные формы самого ледника.

То, что здесь идет речь не о рытвинах, вырытых водою, а о следах деятельности ледника, вытекает также из формы поперечного профиля.

На фиг. 1 дается поперечный разрез через особенно глубокую рытвину, которая протягивается по дну Большого Пленерского озера приблизительно с севера на юг. К ней приурочены глубины до 60 м. Этот поперечный разрез через северное Пленерское озеро в направлении запад-северо-запад, сделанный на основе батиметрической карты Вегемана, показывает, что параллельно главной рытвине проходит несколько других, менее глубоких. Однако в профиле, сделанном без преувеличения вертикального масштаба, едва заметна даже главная рытвина глубиною 50 м, не говоря уже о более мелких, ей параллельных. Только при пятикратном увеличении вертикального масштаба они

становятся различимыми. Представление о глубоких эрозионных рывинах, прорытых талыми водами, и сложилось, вероятно, прежде всего потому, что мы привыкли рассматривать их на подобных профилях с преувеличенным вертикальным масштабом. В действительности это неглубокие борозды, вырытые льдом в своем ложе. Если по временам фёरды имеют более крутые стенки, то, как отмечал также и Верт [9], большей частью они имеют вторичное происхождение и связаны с деятельностью прибоя и т. п.

II

Если рывинные долины, судя по их морфологии, не являются желобами, вырытыми талыми водами, а ледниково-эрэзионными формами, то должны ли мы исходя из этого предполагать, что по ним двигались изолированные потоки льда? Такое предположение можно сделать только для некоторых из них. По внутренней части Апенрадского фёрда в какую-то определенную fazу оледенения, несомненно, двигался, например, особый ледниковый язык. Это видно по конечным моренам, подковообразно огибающим конец фёрда. Окончание ледника здесь совпадает с языковым бассейном. Но, несомненно, это не относится к большинству рывин в краевой зоне оледенения. Они располагались радиально под покровом льда, который в основном был сплошным и лишь местами подразделялся на отдельные лопасти. Можно ли в этом случае думать о каком-либо проявлении линейной эрозии льда в области ледникового края?

Чтобы ответить на этот вопрос, мы должны обратиться к предгорьям Альп, классической области развития крупных языковых бассейнов и их боковых ответвлений. Пока альпийские глетчеры ледниковой эпохи располагались еще в горах, они целиком и до значительной высоты заполняли свои долины. Но там, где они выходили из гор, они веерообразно растекались. Однако та долина, которая до этого включала весь ледник, продолжалась и несколько далее на прилежащей равнине под широко распластавшимся льдом, постепенно уменьшаясь по своей глубине и площади поперечного сечения. Говоря словами Пенка, «переуглубление» заканчивается. Но главный языковый бассейн, разделяясь продольными порогами, продолжается и здесь в виде серии побочных бассейнов. Основной бассейн и его разветвления являются такими же формами ледниковой эрозии, как троговые долины в горах. Мы не имеем никаких оснований для предположения, что ответвления главного языкового бассейна являются результатом эрозии талых вод. Следовательно, мы вынуждены допустить и некоторого рода «линейную» эрозию ледника. Возникает вопрос, как мы должны ее объяснить.

Лучше всего снова исходить из главных языковых бассейнов. Не может быть никакого сомнения в том, что там, где расположено начало главного языкового бассейна, продолжающего горную долину, глетчер обладал наибольшей мощностью льда и наибольшей скоростью движения. Оба эти фактора приводили и к более сильной эрозии по сравнению с примыкающими участками. По направлению к периферии ледника эрозия постепенно ослабевала. Таким образом, выпахивание главной части языкового бассейна представляется вполне логично объяснимым. Труднее объяснить происхождение его ответвлений, но и здесь мы должны предполагать наличие зон более сильной эрозии, очевидно связанной с деятельностью отдельных частей глетчера. Если вне гор последний и оставался внешне единым, мы все же вынуждены предположить, что динамически он распадался на ряд лопастей. Для каждой такой лопасти соответствующее ответвление языкового бассейна отмечает зону самой сильной эрозии. В стороны от них эрозия ослабевала. Здесь, по флангам каждого ответвления языкового бассейна, расположены поля друмлинов. При их образовании эрозия и аккумуляция уравновешивали друг друга. Наконец, вдоль окраины глетчера следовала зона исключительного господства аккумуляции. В ней возникали краевые и боковые морены, которые частично, подобно шпорам, глубоко врезались в глетчер, разграничивая таким образом отдельные лопасти. Последние становились тем заметнее, чем более уменьшалась мощность льда.

Но почему языковый бассейн не разветвляется просто пальцеобразно? На этот вопрос также не смог удовлетворительно ответить Пенк. Правда, иногда наблюдается эта пальцеобразная форма ветвления, но чаще всего разветвления превращаются в боковые бассейны, отделенные от главного продольными порогами. Следовательно, при разделении льда на лопасти между ними должны были выявляться различия в силе эрозии, как это наблюдается при речном половодье между главным руслом и боковыми рукавами.

III

Вернемся теперь к установленной выше связи между устьями подледных рывинных долин и зандровыми конусами. Из этой связи следует, что по рывинным долинам должна была течь вода. Как же объяснить противоречие между их морфологией, указывающей на ледниковую эрозию, и тем очевидным фактом, что из них вытекали воды?

Объяснить это довольно просто. Вырытые глетчером рывинные долины являются самыми низкими пунктами его постели. Особенно это относится к ледниковому краю. Если мы просле-

дим поверхность ложа льда вдоль его края, то увидим, что она обычно лежит ниже всего у дистального конца рытвинных долин. Здесь и находятся пункты выхода талых вод, которые стекают по радиальным трещинам ледниковых языков. Таким образом, дистальный конец рытвинной долины, поскольку он является самым низким местом ложа льда на внешнем краю ледника, становится и местом возникновения ледниковых ворот.

В случае интенсивной деятельности талых вод ледниковые ворота медленно отодвигаются назад. В той части ледника, которая лежит непосредственно за ними, неизбежно начинается



Фиг. 2. Продольный профиль через Мёльниский зандр и Ратцебургское озеро.

усиленное таяние льда, хотя бы вследствие того, что здесь протекают наибольшие массы воды. В итоге начинается проседание поверхности льда над подледниковой долиной, как это всегда наблюдается на глетчерах. При этом зандровый конус своей вершиной постепенно как бы врастает вглубь ледника.

Разница в высоте между дном рытвинной долины и вершиной зандрового конуса в ходе этого процесса все время нарастает. Прежде я полагал вместе с Уссингом и Вертом, что вода может гидростатически преодолевать эту разницу в высоте, поскольку место просачивания воды на поверхности ледника должно лежать выше вершины конуса. Но с этим предположением связаны определенные трудности. Гораздо проще представить себе, что сами талые воды начинают вытекать на более высоком уровне, протекая частично вовсе не по ложу ледника, а по каналам во льду и на поверхности льда, заполняющего самые глубокие части рытвинных долин. Это предположение высказывал уже Тодтман [5], исходя из своих наблюдений над ледником Батна-Йокуль в Исландии.

Примером вгрызания зандрового конуса в ледяной фронт и связанного с этим перемещения его вершины может служить описанный мною в 1926 г. ([14], стр. 110) Мёльниский зандр (фиг. 2). Первоначально место выхода талых вод лежало юго-западнее Гудова. Постепенно оно переместилось примерно на 15 км к северу. При этом его высота увеличилась более чем на

10 м. Более раннее и более позднее положение ледникового края, а также предполагаемый путь талых вод внутри льда показаны на фиг. 2. Оставшийся в старой Мёльн-Гудовской рывтине мертвый лед был занесен песком, и в начале же голоцена погребенный мертвый лед постепенно растаял и старая рывтвина со всей целью расположенных в ней котловин снова выявилась на поверхности (см. фиг. 8, Вольдштедт [14]).

IV

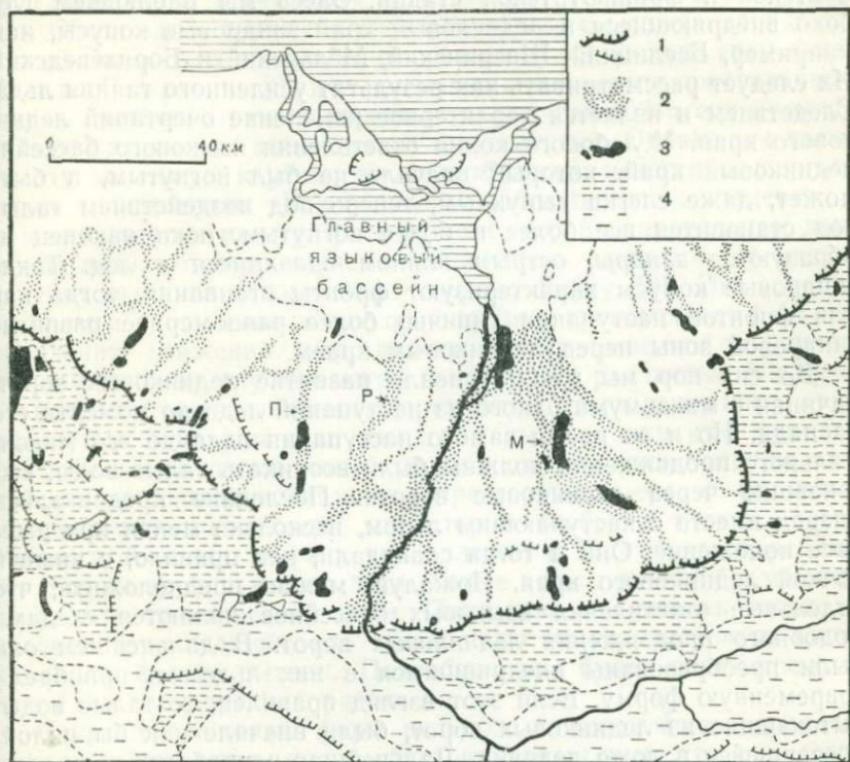
Положения, высказанные в третьем разделе, подтверждаются наблюдениями в краевой зоне североевропейского оледенения. Уже много раз указывалось [1, 16] на то, что край материкового льда во время разных его остановок выражался то преимущественно как фронт наступления, то как фронт стаивания. От фронтов наступления сохранились в сравнительно мало измененном состоянии те черты рельефа, которые были созданы быстрым продвижением вперед ледникового края. Вероятно, активно двигавшийся лед вскоре сравнительно быстро отступал назад, почему эти формы и были лишь довольно слабо разрушены. Напротив, фронты стаивания являлись следствием длительной задержки ледникового края в пределах приблизительно одной и той же зоны.

Как показывают рывтвинные долины, существуют характерные различия между фронтами наступления и фронтами стаивания. Например, померанская стадия в основном является фронтом наступления. Здесь мы наблюдаем такое же развитие главных языковых бассейнов и их ответвлений, как и в предгорьях Альп. На это указывал уже Верт ([11], стр. 115).

На фиг. 3 показана в соответствии с данными Верта область одерской лопасти ледника. В качестве главного языкового бассейна здесь следует считать область гафов, сейчас в основном заполненную молодыми отложениями. От этого главного бассейна отходят ответвления. Важнейшие из них: рывтвина Пренцлау, Рандовская долина, долина Одера и рывтвина Плёне. Рандовская долина и долина Одера сильно изменены, так как они были позднеледниковыми желобами стока. В их пределах не сохранилось уже цепочек котловин, лежащих друг за другом и отделенных порогами. Зато мы наблюдаем их в двух других ответвлениях языкового бассейна. В рывтвине Пренцлау располагаются друг за другом Нижнее и Верхнее Уккерские озера. В ответвлении Плёне также лежат друг за другом котловины озер Мадю и Плённер. Это последнее ответвление языкового бассейна ясно обнаруживает форму сужающейся к ледниковому краю подледниковой долины.

Там, где рывтвина Плёне подходит к ледниковому краю, последний слегка вогнут, и в этом изгибе располагается вершина

Берлинхенского зандра [13]. Здесь должны были вытекать во время половодья крупные потоки талых вод. Однако это, вероятно, уже следы дальнейшего развития событий, следовавших за моментом первоначального продвижения льда вперед. Вначале



Фиг. 3. Геоморфологический эскиз Одерского ледника во время померанской стадии последнего оледенения.

Ответвления языкового бассейна; П = Пренцлау; Р = Рандов; М = Маде — Плённер.
1 — конечные морены; 2 — разветвление языкового бассейна (подледниковые ритинны); 3 — озера,
4 — зандр и пуги стока талых вод.

ледниковый край здесь вряд ли мог быть вогнутым. Но здесь располагалось наибольшее понижение ложа льда вблизи ледникового края, где легче всего могли вытекать талые воды. Это приводило, как уже было пояснено, к проседанию поверхности льда и тем самым к дальнейшему усилению стока талых вод. Зандр начинал поэтому внедряться вглубь ледника.

Но в случае Берлинхенского зандра мы наблюдаем только самое начало этого процесса. Глубоко вдающиеся в ледниковую зону заливы зандр, характерные для бранденбургской и франк-

фуртской стадий, для померанской стадии неизвестны. Во время этой стадии образование настоящих зандровых конусов вообще отступало на второй план в общем процессе образования зандров у ледникового края. Совсем иначе было во время бранденбургской и франкфуртской стадий. Здесь мы наблюдаем глубоко внедряющиеся в ледниковый край зандровые конусы, как, например, Беелицкий, Шверинский, Мёльнинский и Борнхёведский. Их следует рассматривать как результат усиленного таяния льда. Следствием и является характерное изменение очертаний ледникового края. У лобового конца ответвления языкового бассейна ледниковый край, который вначале не был вогнутым, а быть может, даже слегка выпуклым, теперь под воздействием талых вод становится все более и более вогнутым, пока наконец не образуются зандры, острым клином вдающиеся в лед. Такие зандровые конусы характеризуют фронты стаивания, тогда как для фронтов наступления типично более равномерное развитие зандровой зоны перед ледниковым краем.

До сих пор мы рассматривали развитие ледниковых ворот, начиная с максимума одного из наступаний льда до момента его распада. Но и во время самого наступления льда до его максимального продвижения должны были возникать талые воды, вытекавшие через ледниковые ворота. Последние продвигались вперед вместе с наступающим льдом, несколько меняя при этом свое положение. Они и тогда совпадали, как правило, с низшей точкой ледникового края. Пожалуй, можно предположить, что отдельные ответвления языковых бассейнов являются следами подобного продвижения ледниковых ворот. В дальнейшем они были преобразованы внедрившимся в них льдом и приобрели современную форму. Если этот взгляд правилен, то талые воды, вытекавшие из ледниковых ворот, были вначале как бы пилой, врезавшейся в ложе ледника. Дальнейшая разработка этих рывин осуществлялась уже надвигавшимся ледником.

V

Морфология рывинных долин, как было показано выше, не вяжется с представлением о том, что они были образованы одними лишь талыми водами. Некоторые из них, возможно, были намечены их деятельностью. Но в их современном виде эти рывины представляют эрозионные формы, созданные самим льдом (возможно, что в приустьевых частях они в дальнейшем были вновь немного видоизменены талыми водами). В пользу этого представления говорят точно такие же формы, встречающиеся в центральных частях области древнего материкового оледенения. Здесь они врезаны в подстилающие скальные породы. Это рывины, протягивающиеся в направлении движения льда, с четко-

образно расположеными по их дну отдельными котловинами, отделенными друг от друга повышениями. Так обстоит дело и в Канаде и в Фенноскандии.

Прекрасную картину таких веерообразно расходящихся рывин, вырезанных в скальном ложе, можно наблюдать в Финляндии. Озера здесь вытянуты главным образом с северо-запада на юго-восток, т. е. в направлении господствующего движения льда. Правда, Седерхольм [3] пытался найти связь между простиранием озер и системой трещин коренных пород ложа. По его мнению, ледник производил здесь только выпахивание. Однако мы находим ту же самую картину во всех областях, некогда подвергавшихся оледенению. Всюду здесь наблюдается совпадение в основных чертах между простираением озер и направлением движения льда, которое отмечено ледниковыми шрамами (ср. также картину южношведского веера озер по Верту [9]). Это говорит за прямое проявление ледниковой эрозии, происходившей по направлению движения льда, причем непосредственной ее причиной в отдельных случаях могли быть весьма различные факторы.

Имеются все постепенные переходы от узких рывинных озер, вытянутых в направлении движения льда, к широким формам, сходным с языковыми бассейнами. Сюда относятся большие альпийские и западнопатагонские предгорные озера и огромные североамериканские озера, из которых особенно типично озеро Мичиган. К этому же ряду принадлежит и Балтийское море. Это все формы эродирующего льда. Талые воды при их образовании не играли существенной роли. Последняя проявилась только в краевой зоне ледника, где талые воды иногда несколько видоизменяли форму рывин. Подробнее это будет рассмотрено в одной из последующих работ.

Сохранность полых форм рельефа от позднейшего заполнения осадками очень часто обусловливается тем, что они были выполнены мертвым льдом. Отдельные примеры подобного рода настолько многочисленны, что здесь нет нужды останавливаться на этом. Странно, что лишь недавно пришли к тому же выводу относительно предальпийских озер. Несомненно, прав Штауб [4], когда он высказывает эту точку зрения. Но вопрос — действительно ли является при этом решающим положение предальпийских озер в районах, не подверженных фёнам, как полагает Штауб, требует специального изучения.

ЛИТЕРАТУРА

1. Milthers K., Landskabets Udforming mellem Alheden og Limfjorden, *Danm. Geol. Unders.*, II, R. Nr. 56, Copenhagen (1935).
2. Penck A., Brückner E., Die Alpen im Eiszeitalter, Leipzig, 1901—1909.
3. Sederholm J., Weitere Mitteilungen über Bruchspalten, *Bull. Com. Géol. Finlande*, 37 (1913).

4. Staub R., Prinzipielles zur Entstehung der alpinen Randseen, *Ecl. Geol. Helv.*, **31**, 239—258 (1938).
5. Todtmann E. M., Einige Ergebnisse von glazialgeologischen Untersuchungen am Südrand des Vatna-Jökull auf Island, *Z. deutsch. geol. Ges.*, **88**, 77—87 (1936).
6. Ussing N. V., Om Jyllands Hedesletter og Teorierne om deres Dannelse, *Overs. k. danske Vid. Selsk. Forh.*, 1903.
7. Wegemann G., Die Seen Ostholsteins, Kiel (W. G. Mühlau), 1922.
8. Werth E., Studien zur glazialen Bodengestaltung in den skandinavischen Ländern, *Z. Ges. Erdk.*, Berlin (1907).
9. Werth E., Fjorde, Fjaerde und Föhrden, *Z. f. Gletscherk.*, **3**, (1909).
10. Werth E., Zur Oberflächengestaltung der südschwedischen Halbinsel, там же, **8** (1914).
11. Werth E., Das Eiszeitalter, 2, Aufl. Berlin (Göschen), 1917.
12. Woldstedt P., Beiträge zur Morphologie von Nordschleswig, *Mitt. geogr. Ges. Lübeck* (2), **26**, 41—110 (1913).
13. Woldstedt P., Studien an Rinnen und Sanderflächen in Norddeutschland, *Jb. preuß. geol. Landesanst.*, **42**, 780—820 (1923).
14. Woldstedt P., Probleme der Seenbildung *Z. Ges. Erdk.* Berlin, 103—124 (1926).
15. Woldstedt P., Das Eiszeitalter, Stuttgart (F. Enke), 1929.
16. Woldstedt P., Über Vorstoß- und Rückzugsfronthen des Inlandeises in Norddeutschland, *Geol. Rundsch.*, **29**, 481—490 (1938).

Г. ЛУИС

К ТЕОРИИ ЛЕДНИКОВОЙ ЭРОЗИИ В ДОЛИНАХ

ТЕОРИЯ ЛЕДНИКОВОЙ ЭРОЗИИ И ТЕОРИЯ ДВИЖЕНИЯ ЛЕДНИКОВ

Явления покровного оледенения почти не зависят от рельефа ложа, имеем ли мы в виду материковое оледенение или оледенение горных плато. В противоположность этому при долинном оледенении ледники, как известно, движутся уже по ранее образовавшимся долинам. При этом долины направляют движение льда, но и движущийся лед, со своей стороны, более или менее сильно воздействует на долину, изменяя ее форму. Поэтому после исчезновения ледника такую долину всегда можно отличить от долины, не подвергшейся оледенению.

Представления о закономерностях подобного преобразования формы долины, т. е. теория ледниковой эрозии, подвергались оживленному обсуждению и вызвали много споров, особенно за время между 1900 и 1935 гг. В этой дискуссии приняли участие крупнейшие географы и геологи (см. список литературы). Но мы напрасно стали бы искать разработку физической теории эрозионной работы долинных ледников в современных руководствах по гляциологии, геоморфологии и гляциальной геологии, например у Дригальского и Махачека [14], у Мауля [34] или у Клебель-сбера [26]. Насколько хорошо разработаны вопросы закономерностей соотношения форм рельефа ледниковых долин, настолько же мало удовлетворительны все предпринятые до сих пор попытки создать физическую теорию работы ледника.

Сильно переработанные ледниками троговые долины, выработанные в скальных породах, как известно, отличаются U-образной формой поперечного профиля и стенками, более или менее сглаженными по всей высоте или, по крайней мере, в их нижней части. Основную трудность представляет объяснение ступеней и впадин, развитых на дне таких долин.

Правда, учение Пенка о конфлюентных и диффлюентных ступенях является теорией их образования, освещаяшей вопрос с физической стороны на основе признания ледниковых долин как форм, выработанных русловыми потоками движущегося льда. Несомненно, вполне обосновано и доказательство зависимости многих скальных ригелей и ригельных уступов от свойств горных

пород. Однако со времени работ Дистеля [11], Лемана [30], Лаутензаха [27], де Мартонна [32], Зельха [42] неоднократно указывалось, что далеко не все ступени являются конфлюентными, диффлюентными или обусловленными твердыми породами. Особенно таким образом не могут быть объяснены главные ступени дна ледниковых долин. И если часто одним из вышеперечисленных способов действительно можно полностью объяснить происхождение сравнительно небольших ступеней, то самые крупные из них, без сомнения, связаны с древними перепадами продольных уклонов, возникшими еще до заполнения долины ледником. Де Мартонн, Лаутензах, Леман и другие сделали из этого вывод, что долинный ледник способен одновременно с разработкой U-образного поперечного профиля настолько усиливать существовавшие уже до этого перепады ложа, что они преобразуются в ступени и впадины. Считая этот процесс весьма интенсивным, они полагали, что именно он в значительной мере обуславливает выработку специфических черт морфологии ледниковых долин. Их теория встретила почти всеобщее признание, хотя в отношении количественной оценки работы, производимой при этом ледником, имеются расхождения, которые возникают как раз при изучении названных выше форм. Между тем никто из разрабатывавших этот вопрос, и в особенности де Мартонн и Бурхард, не добился хотя бы мало-мальски удовлетворительного физического толкования подобных фактов. Мало того, считаю необходимым подчеркнуть здесь математическую и физическую несогласованность формул, которые были выведены де Мартонном [32] и Бурхардом [4] для объяснения ледниковой эрозии. Последняя была в достаточной мере разъяснена Лаутензахом [27] и Бургером [6]. Бургер подошел и к дальнейшей успешной разработке наших представлений. Однако он все же не вник в самое существо дела. На мой взгляд, оно состоит в следующем.

До сих пор при всех попытках теоретически объяснить ледниковую эрозию считалось, что движение льда можно сравнить с движением идеальной, хотя и очень вязкой жидкости в условиях ламинарного течения. В прошлом Финстервальдер [19] с большим успехом положил это представление в основу своей геометрической теории движения ледников. В дальнейшем его использовали также Вейнберг [49], Сомильяна [44, 45] и Лагалли [28, 29].

Это представление включает, однако, некоторые весьма настянутые предположения, вызывающие невольное сомнение — проекает ли процесс в природе действительно хотя бы примерно таким образом. Нормальное взаимодействие между стенками сосуда и любой жидкостью, в том числе и вязкой, определяется тем, что внутреннее трение самой жидкости, т. е. трение между составляющими ее частицами, меньше трения жидкости о стенки

сосуда. При медленном ламинарном течении это условие приводит почти к полной неподвижности граничного слоя жидкости, примыкающего к стенке, или, по крайней мере, к исключительно медленному его течению в силу резко возрастающих сил трения. Скорость движения жидкости должна, таким образом, убывать от внутренних ее частей к стенке сосуда, в большей или меньшей степени приближаясь к нулю.

При допущении почти полной неподвижности льда у стенок русла возникает теоретически вполне правомерное представление, и в действительности поддерживаемое многими исследователями, что ледник оказывает или же может оказывать почти что консервирующее влияние на свою постель. Подобное предположение чревато, однако, следствиями, весьма трудно приложимыми к объяснению движения ледника в русле переменного поперечного сечения. Если, например, в ложе потока вязкой жидкости имеется уступ, то он должен отразиться и на его поверхности в виде перепада несколько уменьшенной высоты. Поэтому над уступом неизбежно уменьшается площадь поперечного сечения потока, а средняя скорость течения увеличивается, поскольку суммарный расход остается неизменным. Тем самым должна несколько возрасти и скорость течения в придонном слое вязкой жидкости. Напротив, у основания уступа необходимо допустить увеличение поперечного сечения и замедление течения. Любая математическая формула, построенная на основании таких предпосылок, будет давать нарастание интенсивности эрозии в области уступа и уменьшение ее у подошвы последнего. Поскольку над бровкой скрытого на дне уступа поверхность вязкой жидкости увеличивает свой продольный уклон, то здесь в процессе течения будет расходоваться большая доля потенциальной энергии жидкости в расчете на единицу поверхности, чем выше и ниже по течению. Этот избыток расхода энергии может затрачиваться только на преодоление возросшего трения, а некоторая его часть, естественно, должна затрачиваться и на повышенное трение о дно. Из этого вывода следует, что ледник должен бы был срезать перепады своего ложа, но никак не усиливать их, превращая в крутые ступени, на что указывал еще Лаутензах. Исправленные формулы де Мартонна и Бурхарда дали бы те же самые результаты. Итак, эта теория требует как раз обратного тому, что очевидно из данных наблюдений.

Многочисленные факты показывают, что движение льда нельзя отождествлять с движением нормальной вязкой жидкости, или, по крайней мере, это можно делать далеко не всегда [10, 46, 41].

К этому склоняются участники дискуссий, об этом же свидетельствуют данные лабораторных работ, предпринятых главным образом в Англии. Перутц [37] приходит к заключению, что

теория вязкой жидкости применима лишь к отдельным исключительным случаям движения льда. Лед имеет весьма переменную вязкость, которая постоянно изменяется в ходе движения вместе с условиями проявления механических напряжений, температурой и ориентировкой кристаллов. Он скорее ведет себя как пластичное тело. Ороуэн [35] также считает, что мы будем ближе к действительности, если заменим представление о вязкой жидкости представлением о пластичном теле. При известных условиях лед вплоть до определенного критического значения напряжений среза с трудом поддается деформации, но при превышении этого значения деформируется очень легко. Эти мысли близки к точке зрения, которую уже давно защищает Дригальский [12, 14].

Подобное воззрение обосновано лабораторными опытами и выводами из полевых наблюдений. Финстервальдер [17] подтверждает правильность такого воззрения прежде всего в следующей его части: по достижении определенного критического значения напряжения среза, которое частично зависит от особых условий, например от температуры, лед изменяет свою консистенцию вследствие перенапряжения. Проведенные в самых различных областях земного шара наблюдения над ледниками, имеющими при данном поперечном сечении относительно большие скорости течения, позволили выделить особую форму движения льда, которую Финстервальдер [15, 16, 18] назвал блоково-глыбовым движением. Для этой формы движения прежде всего характерно чрезвычайно быстрое нарастание скорости у краев, возможно, также и у дна ледника, так что главная масса льда движется вперед с одинаковой скоростью наподобие твердого тела. При этом некоторые участки ледника, например у краев или в мертвых углах, отделяясь от основной массы узкими полосами льда повышенной пластичности, почти не принимают участия в общем движении. Основной блок движущегося льда в ходе движения, в свою очередь, раскалывается на отдельные глыбы при переваливании через неровности ложа, причем нередко образуются сераки.

Различия между точками зрения на движение льда как пластическую деформацию и как на блоково-глыбовое движение, видимо, не так уж велики, как это кажется на первый взгляд. Финстервальдер [17, 18] рассматривает наличие участков льда с повышенной пластичностью, наблюдающихся в краевых и придонных частях ледника, именно как явления, сопутствующие и благоприятствующие блоково-глыбовому движению. Однако Деморест [10] и Штрайф-Беккер [46, 47] развивают свои воззрения на пластическую деформацию и выдавливание глетчерного льда как раз в приложении к глубоким частям ледяных масс, покрывающих горные плато. В то же время поверхностные слои льда

они считают крайне мало подвижными, связывая это с фактом непрерывно идущего прироста их вещества, которое находится предположительно в общем стационарном состоянии.

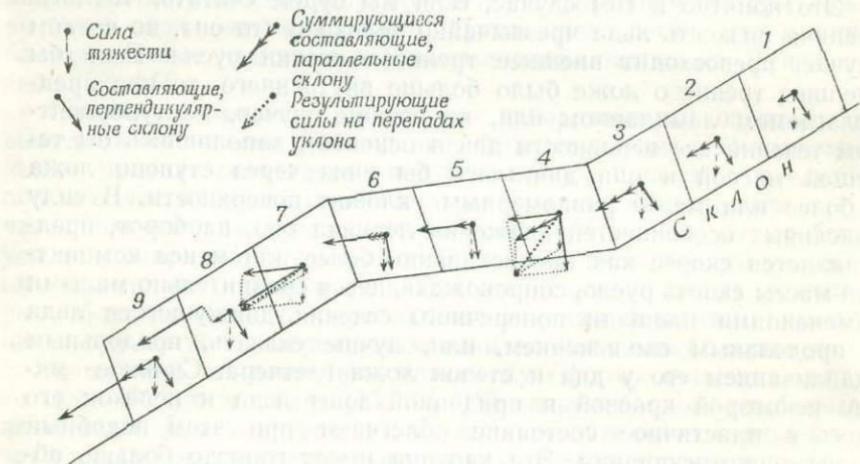
Для ледников характерны очень значительные колебания поверхностных уклонов. Своими изменчивыми уклонами поверхность льда в ряде случаев морфологически отражает в сглаженном виде неровности его ложа, вроде ступеней и подобных им форм. При этом скорости течения на круто наклонных участках сравнительно мало возрастают.

Это понятно в том случае, если мы будем считать, что внутренняя вязкость льда чрезвычайно велика и что она, во всяком случае, превосходит внешнее трение о стенки русла. Если бы внешнее трение о ложе было больше внутреннего, то при предполагаемом ламинарном или, во всяком случае, не турбулентном течении все неровности дна в основном заполнялись бы текущей массой и она двигалась бы вниз через ступени ложа с более или менее равномерным уклоном поверхности. В силу описанных особенностей движения ледника оно, наоборот, представляется скорее как протискивание более или менее компактной массы сквозь русло, сопровождающееся сравнительно малыми изменениями площади поперечного сечения движущегося льда и продольным скольжением, или, лучше сказать, продольным сдавливанием его у дна и стенок ложа глетчера. Сильное смятие некоторой краевой и придонной зоны льда и переход его здесь в пластичное состояние облегчают при этом подобный процесс протискивания. Эта картина имеет гораздо больше общего не с вязкой, прилипающей к береговым откосам жидкостью, а с потоком вещества, состоящего из более или менее твердых отдельных кусков и уложенного в русло поверх своего рода смазочного материала, уменьшающего трение о стенки. Такой поток способен изгибаться в продольном направлении, но его поперечное сечение остается неизменным.

О том же говорят широко известные данные бурения, произведенного Гессом [22, 23] на Хинтерейсфернере. Сравнительно небольшой перекос колонны штанг, опущенной в скважину на глубину 214 м и поднятой через 18 лет, привел Гесса к выводу, что скорость движения придонных слоев глетчера лишь сравнительно мало уступает поверхностной скорости. Это значит, что внутреннее трение глетчера должно быть очень большим по сравнению с наружным трением. При ламинарном движении идеальной вязкой жидкости, наоборот, скорость течения должна приближаться к нулю по мере перехода к придонным слоям, поскольку трение о ложе велико. Таким образом, и в этом случае движение ледника обнаруживает сходство с протискивающимся через свое русло воображаемым потоком, состоящим из отдельных твердых кусков.

ТЕОРИЯ ВОЗДЕЙСТВИЯ БЛОКОВО-ГЛЫБОВОГО ПОТОКА НА СВОЕ ЛОЖЕ

Вышеизложенные рассуждения приводят к необходимости теоретической разработки вопроса о воздействии потока, состоящего из отдельных твердых глыб, на свое ложе¹. Итак, мы предполагаем, что ряд следующих друг за другом глыб, по форме приближающихся к параллелепипедам, движется по наклонному руслу с изменчивым продольным падением под воздействием



Фиг. 1. Схема распределения давлений на ложе в воображаемом потоке, состоящем из отдельных твердых глыб, при изменяющихся продольных уклонах.

Обратить особое внимание на различия в величине составляющей, перпендикулярной склону у глыб 4 и 7 по сравнению с остальными глыбами.

вертикально направленной силы (силы тяжести, см. фиг. 1). Можно допустить, что в каждой из этих глыб сила приложена к ее центру тяжести. Простое разложение этой силы на две составляющие, параллельную и перпендикулярную поверхности ложа, показывает, что чем круче уклон, тем быстрее нарастает эффект сложения параллельных ложу составляющих по мере передачи давления от одной глыбы к другой. Наоборот, составляющая, перпендикулярная к ложу, для всех глыб одинакова.

Существенно иначе дело обстоит с глыбой, расположенной в основании крутого и вначале пологого отрезка ложа (глыба 4 на фиг. 1). Здесь значительная часть силы, передающейся

¹ Высказываемые далее мысли излагались уже мною вкратце в 1938 г. в дискуссии на Международном географическом конгрессе в Амстердаме.

параллельно склону от вышележащего ряда глыб, сразу же прибавляется в виде дополнительной составляющей к силе, перпендикулярной ложу. Наоборот, на глыбу, расположенную ниже по склону, передается дополнительно лишь параллельная ему составляющая веса глыбы, лежащей в основании крутого участка. Давление этой ниже расположенной глыбы на ложе вновь определяется только перпендикулярной ему составляющей собственного веса самой глыбы, по величине вполне соответствующей новому, более пологому уклону.

Эти же соотношения можно выразить и несколько иначе. Вследствие большой твердости льда и сравнительно небольшого трения его о ложе пласт льда, косо лежащий на крутом склоне, давит на основание склона почти так же, как если бы он был сплошным твердым телом. Поэтому при соскальзывании вниз именно здесь он оказывает особенно сильное воздействие на ложе, где и происходит интенсивная эрозия и выпахивание дна.

Конечно, лед — не вполне твердое тело. В действительности косо лежащий на крутом склоне пласт льда утолщается книзу. Однако при этом лед не течет столь заметно, чтобы произошло полное выравнивание уклона поверхности ледника выше и ниже крутого перегиба ложа. Это, вместе с относительно небольшим донным трением, и заставляет все же принять, что фактически передача давления на основание слоя льда происходит подобно тому, как в сплошном твердом теле.

Итак, из наших представлений о движущемся потоке отдельных твердых глыб можно сделать заключение, что непосредственно ниже подножья крутой ступени ложа значительно возрастает интенсивность его обработки. Этот теоретический вывод находится в полном соответствии с переуглубленными котловинами, наблюдающимися в областях ледниково-долинного ландшафта у подножья стенок каров и долинных ступеней. Остается только добавить, что размеры подобного переуглубления естественно ограничены. Обратные уклоны, возникающие при увеличивающемся переуглублении впадины, образующейся в основании ступени, приводят к столь значительному возрастанию донного трения, что движение придонных слоев льда сильно замедляется и истирание ложа становится совершенно незначительным.

Глыба, расположенная в начале следующего перепада ложа, находится в своеобразных условиях (глыба 7, фиг. 1). Действующая на нее параллельная склону составляющая силы тяжести, передающаяся со стороны вышележащего пологого участка, оказывается направленной в воздух по отношению к поверхности крутого нижележащего участка. В итоге эта дополнительная сила вызывает здесь уменьшение давления глыбы льда на ложе. Теоретически может произойти даже отрыв глыбы от поверхности ложа,

в чем можно убедиться и практически, если, например, попробовать воспроизвести это явление при помощи игрушечных кубиков.

Это обстоятельство также, несомненно, важно для понимания фактов ледниковой эрозии, наблюдаемых в долинах. Повидимому, оно может иметь большое значение для объяснения происхождения порогов в карах и на бровках ледниковых ступеней на дне долин. Оно позволяет рассматривать все эти образования как свидетельство ослабления ледниковой эрозии в самых верхних частях крутых перепадов ложа.

Ослабление ледниковой эрозии на бровках ступеней и усиление у их основания являются основными предпосылками теории происхождения ледниковых ступеней как следствия переработки льдом уже ранее существовавших неровностей продольного профиля долины. Эта теория особенно привлекательна, если учесть геоморфологические факты. Но если рассматривать движение ледника как течение вязкой жидкости, то она неприемлема, а поэтому до сих пор и оставалась в известной мере необоснованной.

Представление о движении ледника как своего рода потока твердых глыб, наоборот, дает нам, как я пытался показать выше, действительное обоснование этой гляциально-морфологической теории и сделанных выводов для объяснения наблюдаемых фактов. В этом заключается его особая ценность.

Необходимо указать, что это представление одинаково приложимо к случаю движения блоково-глыбового потока непосредственно по своему ложу и к случаю наличия в его основании промежуточной пластичной зоны, как предполагают Дригальский, а в последнее время и другие гляциологи. На отрезках блоково-глыбового потока, где в силу формы продольного или поперечного профиля его давление на дно и стенки русла особенно велико, мыслимы два случая. Пластичный промежуточный слой или вытесняется, так что твердый блок прямо ложится на дно, или же пластичный слой приобретает повышенную скорость движения. В обоих случаях на таких отрезках должна происходить особенно интенсивная обработка льдом стенок его русла. Это, во всяком случае, подтверждается всем, что мы до сих пор знаем о воздействии ледника на скальные породы.

Амперер [3] высказал взгляд, что ледник, особенно в сужениях долин, следует рассматривать как твердую массу, благодаря сводовому давлению опирающуюся на склоны долины и притом двигающуюся вниз по ней. Этот взгляд не так уж далек от представления о блоково-глыбовом потоке, влияние которого на свое ложе сильно зависит от бокового сжатия при движении по извилистой долине с переменным поперечным сечением.

В то же время ни в коем случае нельзя утверждать, что глетчеры и в действительности являются потоками отдельных твер-

дых глыб. Скорее они занимают промежуточное положение между такими потоками и потоками идеальной вязкой жидкости. Они объединяют черты этих обоих крайних случаев. А именно, по данным Финстервальдера [17], при одном и том же поперечном сечении лед ведет себя как вязкая жидкость в случае относительно медленного движения и как глыбово-блочный поток в случае быстрого движения. Но для эрозионной деятельности долинных ледников особое значение имеют как раз те свойства льда, которые аналогичны свойствам потоков твердых глыб и на которые до сих пор обращали мало внимания.

Для подсчета объема и общего баланса ледников были предприняты исследования медленно движущихся глетчеров путем измерения их скоростей и приложения к ним геометрической теории движения потока льда. Успехи, достигнутые при этом, не оставляют никакого сомнения, что гипотеза вязкой жидкости очень близка к действительности. Отсюда следует вывод, что такого рода ледники должны оказывать лишь слабое воздействие на свое ложе и, во всяком случае, не увеличивать крутизны скрытых на их дне перепадов продольных уклонов.

Значительно иначе ведут себя ледники с блоково-глыбовым движением. Они и создают все богатство форм ледниковых долин. Изложенные мысли должны приблизить нас к теоретическому пониманию грандиозной деятельности ледников. Прежде всего рассмотренные выше положения объясняют существование наряду со слабо эродирующими ледниками ледников очень активных. Таким образом, они могут, вероятно, способствовать, согласованию существующих взглядов, так как показывают справедливость каждой из сильно различающихся в отдельных своих частях точек зрения на причины ледниковой эрозии.

О ПОПЕРЕЧНОМ ПРОФИЛЕ ЛЕДНИКОВЫХ ДОЛИН

Все вышеизложенное касалось в первую очередь разъяснения особенностей продольного профиля долин при их переработке ледниковой эрозией. Но оно имеет также известное значение и для понимания поперечного профиля таких долин. Мы рассматривали ледник как поток, по меньшей мере при определенных, но очень часто осуществляющихся условиях обладающий настолько большой твердостью, что внутреннее трение составляющих его частиц больше, чем внешнее трение о ложе. Не следует удивляться, что у такого потока, протискивающегося через жолоб своего русла и очень слабо поддающегося деформации, идеальный поперечный профиль русла имеет U-образную форму. Такой поток не везде одинаково плотно прилегает к стенкам. Даже у конца ледникового языка тело льда часто не полностью приле-

гает ко дну, так что тяжесть льда и его донное трение сказываются лишь на некоторой части ложа.

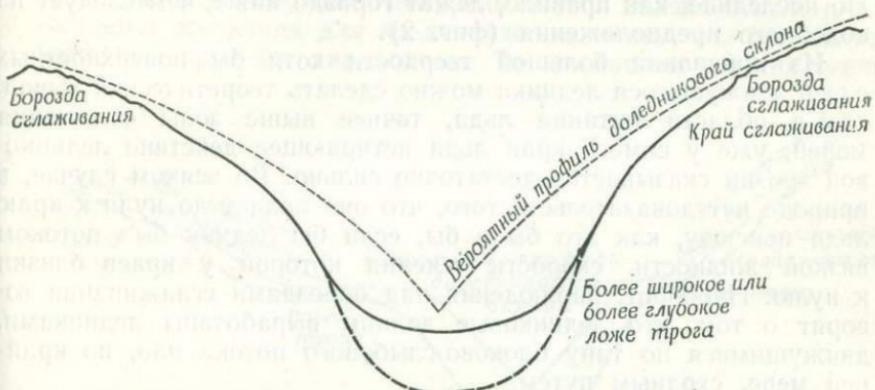
По наблюдениям Хандля [20] над ледниковыми туннелями горы Мармолада и по более поздним сообщениям Клебельсберга [26], это действительно в известной степени и для верхней области фирновых полей. Большое значение имеют выводы Кароля о процессах образования бараньих лбов в ложе верхнего Гриндельвальдского глетчера. Они позволяют предполагать, что при движении ледника по неровной постели давление на ложе вообще очень сильно колеблется, усиливаясь местами вследствие проявления текучести и пластичности льда под нагрузкой. Без сомнения, выработка U-образного поперечного профиля и является следствием неодинаково плотного в различных местах соприкосновения движущегося ледяного потока со стенками своего русла.

Было много споров о том, следует ли объяснять переработку прежнего V-образного или плоскодонного профиля в U-образный преимущественно боковой или преимущественно донной эрозией ледника. Трудно дать общий ответ на поставленный таким образом вопрос. Несомненно, в соседних участках долины преобладала то глубинная эрозия, то эрозия на ее склонах, причем не во всяком случае можно установить, какая из них имела наибольшее значение (поэтому на идеальном схематическом профиле фиг. 2 показаны обе возможности). Выработка в скальном ложе переуглубленных впадин ниже перепадов дна ледниковой долины является неопровергимым доказательством сильной глубинной эрозии ледника. Однако известны случаи, когда поперечный профиль рытвины, возникшей на дне трога и заполненной мореной, не был переработан в U-образный.

В этих случаях выработку формы трога скорее следует приписать эродирующему воздействию ледника на склоны долины. Исходя из теории ледниковой переработки существовавших ранее перепадов продольного профиля долины можно предполагать, что происхождение формы трога выше донных ступеней вызвано преимущественно эродированием стенок, а у подножья ступеней — глубинной эрозией.

Полезно также на основании выводов, полученных из рассмотрения степени твердости и пластичности льда, объяснить происхождение неровностей поперечного профиля ледниковой долины, известных под терминами «границы ледниковой шлифовки», «борозды сглаживания», «края сглаживания» и «плеча трога». Граница ледниковой шлифовки единодушно рассматривается всеми как верхняя граница ледникового потока, наползавшего на склоны долины и истиравшего их. Но до сих пор мало внимания обращали на следствия, вытекающие из существования своеобразного комплекса форм, развитых у этой границы. Как известно, они заключаются в следующем (см. фиг. 2 и 3).

Склоны, характеризующиеся резкими формами субаэрального выветривания, а часто и боковые гребни, отходящие от главного водораздела, приобретают округленные очертания ниже определенной высоты. В то же время непосредственно выше границы шлифовки, где начинаются сглаженные льдом формы, а иногда и в верхней части этой сглаженной зоны, всегда заметно увеличение крутизны склона, тогда как ниже он вновь становится более



Фиг. 2. Схематический поперечный профиль троговой долины с крутыми поверхностями края сглаживания.

Тонкая прерывистая линия — поперечное сечение доледниковой долины; сплошная линия — ложе трога при предположении о слабой глубинной ледниковой эрозии; жирная прерывистая линия — то же при предположении сильной донной эрозии.

пологим. Как известно, Пенк дал этому явлению очень выразительное наименование «борозды сглаживания». Однако, насколько мне известно, до сих пор не представляют себе ясно, что из этого факта часто можно сделать вывод о слабом истирающем действии края долинного ледника, двигавшегося примерно горизонтально вдоль склона. Это возможно там, где средний уклон выше борозды сглаживания настолько невелик, что образуется резкий перегиб к более крутым склонам в пределах самой борозды (фиг. 2).

Такое внезапное снижение линии профиля на границе ледниковой шлифовки встречается очень часто. Порядок величин, о которых здесь идет речь, составляет обычно от нескольких метров до нескольких десятков метров. Это та величина, на которую истирающее влияние долинного ледника у его верхней границы опережает действие субаэрального выветривания и денудации выше по склону, вызывая таким образом образование входящего угла в профиле склона.

В то же время резкое увеличение крутизны склона, часто наблюдающееся ниже борозды сглаживания, указывает, что

в образовании борозды линия соприкосновения поверхности ледника со склоном (так называемая «черно-белая линия») играла лишь побочную роль. Если бы борозда сглаживания была просто рывиной, прорезанной в склоне верхнем обрезом движущегося потока льда, то прямым продолжением лежащих над нею пологих верхних частей склона долины были бы отшлифованные льдом нижние его части, располагающиеся под бороздой. Но последние, как правило, лежат гораздо ниже, чем следует из подобного предположения (фиг. 2).

Из признания большой твердости хотя бы поверхностных слоев движущегося ледника можно сделать теоретический вывод, что в области питания льда, точнее выше зоны отложения морен, уже у самого края льда истирающее действие ледниковой эрозии оказывается достаточно сильно. Во всяком случае, в природе нет доказательств того, что оно падает до нуля к краю льда повсюду, как это было бы, если бы ледник был потоком вязкой жидкости, скорости течения которой у краев близки к нулю. Наоборот, наблюдения над бороздами сглаживания говорят о том, что ледниковые долины выработаны ледниками, движущимися по типу блоково-глыбового потока или, по крайней мере, сходным путем.

Если эрозионная переработка склонов долины начинается уже у края ледника, то весьма вероятно, что ее масштабы возрастают на глубине, где лед движется под повышенным давлением. Значит, при исследовании поперечного профиля ложа ледника следует принять во внимание увеличение суммарного итога эрозии по направлению вниз по склону. Вообще нельзя установить, достигает ли этот итог своего максимума в самом тальвеге долины, или по обе стороны имеются две линии максимумов, от которых к тальвегу величина эрозионного вреза уменьшается. Напомним, как было пояснено выше, что в разных случаях может преобладать либо донная эрозия, либо эрозия склонов.

Представление об увеличении интенсивности ледниковой эрозии от края ледника в глубину важно для разграничения понятий о крае сглаживания и плече трога, которое, к сожалению, не всегда проводится с достаточной четкостью. Довольно часто ниже борозды сглаживания развиты широкие, сильно наклонные, сглаженные поверхности, которые все же значительно более пологи, чем крутые участки непосредственно над бороздою сглаживания и чем собственно стенки трога, расположенные ниже. В этих случаях возникает вопрос, не являются ли подобные образования переработанными остатками древнего дна долины, т. е. настоящими плечами трога.

Можно объяснить, однако, эту форму профиля и без подобного допущения. Достаточно предположить, что первоначально прямой или слабо выпуклый склон перерабатывается движущимся

ледником так, что в верхней его части, выше борозды сглаживания, образуется крутой участок, а ниже нее уклоны остаются приблизительно параллельными первоначальному и лишь слегка возрастают вниз по склону к бровке собственно стенки трога. В таком случае между бороздой сглаживания и верхней частью стенки трога образуется как бы выпуклая площадка. Если ее наклон равен или больше чем средний угол склона в целом, то не остается оснований для предположения о том, что она является остатком древнего дна долины. То же касается и аналогичных



Фиг. 3. Схематический поперечный профиль троговой долины с настоящими плечами трога.

Поверхность троговых плечей положе общего уклона склона выше борозды сглаживания. Предположение об увеличении суммарного итога ледниковой эрозии от борозды сглаживания вниз по склону на фигуре не пояснено.

Жирная прерывистая линия — возможная форма профиля исходной доледниковой долины. На профиле показаны террасы.

форм, развитых на продолжении вершинных линий боковых гребней, отходящих от главного водораздельного гребня выше борозды сглаживания. В этих случаях речь идет, без сомнения, о крае сглаживания, т. е. о поверхности, выглаженной движущимся льдом и переходящей вниз в стенку трога. Ее происхождение связано только с возрастающей на глубину выпахивающей работой льда, целый ряд доказательств которой был приведен Дригальским [13], Филиппсоном (1912) и др. Детальное изучение многих профилей склонов показало мне, что подобные края сглаживания, по всей видимости не являющиеся остатками древнего дна долины, значительно чаще встречаются в Альпах, чем обычно считается. На это указывает и Клебельсберг ([26], стр. 353).

Только в том случае, когда сходные с описанными уплощения обладают уклоном, меньшим, чем склон над крутым уступом к борозде сглаживания или чем наклон вершинной линии вторичных боковых водораздельных гребней, можно с известной достоверностью считать их древними формами, в частности и

остатками древнего дна долины (фиг. 3). В этом случае налицо настоящие плечи трогов. В работе Лаутензаха по Тессину показано, что подобные плечи трогов, даже расположенные друг над другом в несколько ярусов, действительно встречаются в природе и могут рассматриваться как переработанные остатки древних днищ долин. Они указываются и во многих других случаях.

Однако до сих пор недостаточно обращали на себя внимание различия обоих выше поясненных и коренным образом различных типов поперечных профилей трогов. Один из них — профиль с настоящими троговыми плечами — имеет полого наклонные поверхности троговых плечей. Другой — профиль с краями сглаживания — отличается гораздо более крутыми уклонами выше стеков собственно трога. Первый тип профилей встречается чаще всего в ледниковых областях с хорошо выраженной ярусностью рельефа, со средне или слабо расчлененным рельефом в возвышенных частях и круто врезанными в них долинами.

Второй тип распространен прежде всего в областях с высокими, но в среднем умеренно крутыми склонами. Если в глубоко изрезанных долинами горах склоны очень круты, то при сильном долинном оледенении возникает описанный Дистелем [11] тип трогов, захватывающих целиком всю долину.

Здесь прежде всего нужно было указать, что профиль трога с крутыми краями сглаживания без дальнейших доказательств можно считать результатом ледниковой переработки ранее существовавшей нетеррасированной островной или плоскодонной долины. Такой вывод позволяет сделать физически вероятное допущение, что эрозия долинного ледника, начинаясь с известной силой уже у границы ледниковой шлифовки, по направлению ко дну долины вначале возрастает до некоторого максимума, а затем, в зависимости от условий, может вновь ослабевать в сторону тальвега. Углубление в линии профиля на уровне борозды сглаживания подтверждает при этом, по меньшей мере, заметную эрозионную работу ледника у его края.

ЛИТЕРАТУРА

1. Ahlmann H. W., son, Geomorphological studies in Norway, *Ann. de Geogr.*, 1919.
2. Allix A., Perret R. A., A propos d'érosion glaciaire, discussion de quelques idées nouvelles, *Ann. de géogr.* (1930).
3. Ampferer O., Studien über die Inntalterrassse, *Jb. geol. Reichs-Anstalt*, 91 (1904).
4. Burchard A., Neue Erkenntnisse zum Stufenbau der Alpentäler, *Pet. Mitt.*, 158 и след., 210 и след. (1923).
5. Burchard A., Formenkundliche Untersuchungen in den nordwestlichen Ötztaler Alpen, *Forsch. z. d. Landes- und Volkskunde*, 25, N. 2, Stuttgart (1927).

6. Burger E. W., Strittige Fragen der Glazialmorphologie, *Geogr. Jahresber. a. Österr.*, **16** (1933).
7. Carol H., Beobachtungen zur Entstehung der Rundhöcker, *Die Alpen*, 173—180, 1943.
8. Carol H., The Formation of Roches moutonnées, *Journ. Glaciology*, **1**, 57—59 (1947).
9. Davis W. M., Der glaziale Zyklus, „Die erkärende Beschreibung der Landformen“ deutsch von A. Rüh!, Leipzig und Berlin, 1912.
10. Demorest M., Ice sheets, *Bull. Geol. Soc. Am.*, **54**, 363—400 (1943).
11. Distel L., Die Formen alpiner Hochfälter, insbesondere im Gebiet der Hohen Tauern, *Mitt. geogr. Ges. München*, 1912.
12. Drygalski E., Die Eisbewegung, ihre physikalischen Ursachen und ihre geographischen Wirkungen, *Pet. Mitt.*, 55—64 (1898).
13. Drygalski E., Die Entstehung der Trogtäler zur Eiszeit, *Pet. Mitt.*, II, 1912.
14. Drygalski E., Machatschek F., Gletscherkunde, Enzyklop. d. Erdkunde, Wien, 1942.
15. Finsterwalder R., Geschwindigkeitsmessungen an Gletschern mittels Photogrammetrie, *Z. Gletscherkunde*, **19** (1931).
16. Finsterwalder R., Die Gletscher des Nanga Parbat, *Z. Gletscherkunde*, **25** (1937).
17. Finsterwalder R., Some comments on glacier flow, *Journ. Glaciology*, **1**, 383—388 (1950).
18. Finsterwalder R., Pillewitzer W., Photogrammetric studies of glaciers in high Asia, *The Himalayan Journ.*, **2**, 107—113 (1939).
19. Finsterwalder S., Der Vernagtferner, *Wiss. Eng. H. z. Zeitschr. d. DÖAV*, **1** (1897).
20. Handl L., Von der Marmolata-Front, *Zeitschr. d. DÖAV*, 1916, 1917.
21. Heim A., Vergleichendes über Fluss- und Gletscherwirkung, „Geologie der Schweiz“, I, 356—379, Leipzig, 1919.
22. Hess H., Der Hinterisferner 1893—1922, ein Beitrag zur Lösung des Problems der Gletscherbewegung, *Z. Gletscherkunde*, **13** (1924).
23. Hess H., Hintereisferner-Nachlese, *Z. Gletscherkunde*, **17** (1929).
24. Hobbs W. E., The cycle of mountains glaciation, *Geogr. Journ.*, 1910.
25. Johnson D. W., The profile of maturity in alpine glacial erosion, *Journ. Geol.*, **12** (1904).
26. Kiebelsberg R., Handbuch der Gletscherkunde und Glazialgeologie Bd. I, Wien, 1948.
27. Lautensack H., Die Übertiefung des Tessingebietes, Leipzig und Berlin, 1912.
28. Lagally M., Mechanik und Thermodynamik der stationären Gletscher, *Gerl. Beitr. z. Geophys. Suppl. Bd. 2*, 1933.
29. Lagally M., Zur Mechanik eines auf seiner Sohle gleitenden stationären Gletschers, *Z. Gletscherkunde*, **26** (1939).
30. Lehmann O., Die Bodenformen der Adamello-Gruppe und ihre Stellung in der alpinen Morphologie, *Abh. geogr. Ges.*, Wien, **11** (1920).
31. Machatschek F., Zum Problem der glazialen Denudation und Erosion, *Abh. Nat. Hist. V. Bremen*, 1927.
32. Martonne E., de, Sur la théorie mécanique de l'érosion glaciaire, *C. R. Acad. des Sci.*, **150** (1910).
33. Martonne E., L'érosion glaciaire et la formation des vallées alpines, *Ann. de Géogr.*, (1910 und 1911).
34. Maull O., Glaziale Erosion, ihre Leitformen und Formengruppen, In „Geomorphologie“, Enzykl. d. Erdkunde., Leipzig und Wien, 1938.
35. Orowan E., The flow of ice and of other solids, *Journ. Glaciology*, **1**, 231—240 (1949).
36. Penck A., Brückner Ed., *Die Alpen im Eiszeitalter*, I, II, III, Leipzig, 1901—1909.

37. Perutz M. F., Problems of glacier flow, *Journ. Glaciology*, **1**, 47—51 (1947).
38. Perutz M. F., Seligman G., A crystallographic investigation of glacier structure and the mechanism of glacier flow, *Proc. Roy. Soc. A.*, **172** (1939).
39. Philippson A., Der glaziale Taltrog, *Pet. Mitt.* (1912).
40. Richter E., Geomorphologische Untersuchungen in den Hochalpen, *Pet. Mitt. Erg. H.* **132** (1900).
41. Seligman G., Extrusion flow in glaciers, *Journ. Glaciology*, **1**, 12 (1947).
42. Sölich H., Flüß- und Eiswerk in den Alpen zwischen Ötzlal und St. Gotthard, *Pet. Mitt. Erg. H.*, **219**, 220 (1935).
43. Sölich H., Trogprofile und Talstufen, *C. R. Congr. Int. Geogr.* Amsterdam, 1938, 1939.
44. Somigliana C., Sulla profondità dei ghiacciai, *Rendiconti della R. accad. naz. dei Lincei, Math. phys. Kl.* **30** (1921).
45. Somigliana C., Sulla teoria del movimento glaciale, *Boll. Com. Glac. Ital.*, **11** (1931).
46. Streiff-Becker R., Glazialerosion und Eisbewegung, *Vierteljahrsschr. natf. Ges. Zürich*, **79**, 1934.
47. Streiff-Becker R., Über die Entstehung glazialer Felsformen, там же, **86**, 1941.
48. Vereschi V., Die pollenanalytische Untersuchung der Gletscherbewegung, *Veröff. geobotan. Inst. Rübel*, Zürich, **19** (1942).
49. Weinberg B., Über den Koeffizienten der inneren Reibung des Gletscherreises und seine Bedeutung für die Theorie der Gletscherbewegung, *Z. f. Gletscherkunde*, **1** (1907).

П. ВОЛЬДШТЕДТ

ПРОБЛЕМЫ ТЕРРАСООБРАЗОВАНИЯ

Большинство крупных рек, например рек Средней Европы, сопровождается целой системой высоких террас. Какого возраста эти террасы — ледникового или межледникового? Или следует вообще считать, что они возникли чисто тектоническим путем? Это старый спорный вопрос, и многие авторы посвящали ему свои труды. Естественно, мы не говорим здесь о тех галечниках и песках, которые находятся в непосредственной связи с конечными моренами и подобными им образованиями. Никто не сомневается в их ледниковом происхождении. Но как обстоит дело с террасами в промежуточных областях?

I

В Германии, главным образом благодаря влиянию Зёргеля (см. особенно [13, 14, 15]), господствует взгляд, что возникновение всех террас связано с ледниковым климатом, а именно, что они возникли в эпохи наступления ледников. За это говорят разносторонние признаки: наличие в верхних слоях террас ярко выраженной холоднолюбивой фауны (*Elephas primigenius*, *Rhinoceros tichorhinus*, *Ovibos moschatus* и т. д.), связь террас с флювиогляциальными отложениями, наконец, перекрывание и замещение террасовых образований основными моренами, часто сопровождающееся чередованием их с ленточными глинами. После классических исследований Зигерта и Вейсермеля [12] в бассейне Заале подобные явления были описаны во многих районах, например Граманом [3] в Верхней Саксонии.

Но с давних пор известны также террасы, в которых до сих пор находили только теплолюбивую фауну. Зигерт и Вейсермель [12] указывают одну такую террасу в районе Заале, более молодую, чем эльстерское оледенение, и более древнюю, чем так называемая «главная терраса» бассейна Заале. Она была названа «верхней террасой первой межледниковой эпохи». Здесь был найден *Elephas antiquus*, но никаких холоднолюбивых форм обнаружено не было. Зигерт и Вейсермель видели в этой террасе

настоящие межледниковые аллювиальные отложения, в которые позднее река врезалась снова, а затем, во вторую половину межледниковой эпохи, вновь отложила толщу аллювия (образование «главной террасы»). Зёргель видит в более древней террасе с *Elephas antiquus* эквивалент небольшой ледниковой эпохи («прерисс»). Она развита также в бассейнах Ильма, Геры и Унштрута, где содержит ту же теплолюбивую фауну. Влияние «прерисского» оледенения, таким образом, не должно было быть настолько значительным, чтобы совершенно изгнать теплолюбивых животных.

Но с этим представлением связаны определенные трудности. Накопление аллювия в Средне-Германских горах не могло быть обусловлено ледниковым климатом, поскольку в то же самое время всего несколькими сотнями метров ниже еще жила типично межледниковая фауна. Кроме того, для данного случая важны также и следующие наблюдения. «Главная терраса», верхние слои которой, несомненно, накопились в условиях ледниковой эпохи, в этом отношении не является однородной. Нередко в нижней части толщи при ее значительной мощности содержится теплолюбивая фауна. Зигерт и Вейсермель упоминают из главной террасы Заале у Уихтерица *Elephas antiquus* и *Rhinoceros merckii*¹. Последнее из названных млекопитающих было найдено также Барнером [2] в соответствующей террасе Лейны у Гронau совместно с среднеашельским ручным рубилом. Эти костные остатки могли быть, разумеется, переотложены. Возможно, что животные могли жить в собственно межледниковую эпоху, а их кости занесены в аллювий уже в начале ледниковой эпохи, когда началось его накопление. Несомненно, все это вполне вероятно.

Однако становится трудно придерживаться подобного мнения, когда речь идет о бесспорном первичном залегании *Corbicula fluminalis*, в огромных количествах обнаруженной в главной террасе Унштрута у Кёрисдорфа ([12], стр. 152), а также Мертином [9] в нижних горизонтах главной террасы реки Зальцке у Кохштедта. Вместе с *Corbicula* у Кохштедта найдена *Emys orbicularis*, европейская болотная черепаха, безусловно теплолюбивая форма. В другом разрезе той же террасы, причем даже в еще более высоких частях профиля, встречен мергель с большим количеством гастропод, в том числе *Belgrandia marginata*. Следовательно, мы должны и в данном случае признать чисто меж-

¹ Тепфер [16], правда, относит эти находки под Уихтерицом не к главной террасе, а к своей второй ледниковой террасе, которая должна соответствовать первой стадии наступления заальского оледенения (фиг. 1). В основном это представление ничего не меняет, так как в обоих случаях речь идет о накоплении аллювия под влиянием ледникового климата во время наступления одного из оледенений.

ледниковую обстановку, что никак не согласуется с представлением о накоплении аллювия как следствии ледникового климата; однако Зёргель считает это представление единствено приложимым к объяснению происхождения наших аллювиальных террас.

Итак, в случае главной террасы мы имеем аллювиальную толщу, нижние части которой содержат типично межледниковую фауну, а верхние отлагались уже в условиях ледниковой эпохи.

Если теплолюбивая фауна залегает в этом случае внизу, а холоднолюбивая вверху, то изучение некоторых террас Темзы указывает на обратные соотношения. Так называемая терраса Сэммертон-Рэдли на Темзе, возвышающаяся у Оксфорда примерно на 7—8 м над рекой, содержит в базальных слоях холоднолюбивую фауну с *Elephas primigenius* и *Megaceros* ([1], ср. также [1]), но в главной верхней ее части встречается теплолюбивая фауна (*Hippopotamus*, *Cervus elaphus*, *Corbicula fluminalis* и др.). В соответствующей террасе низовий Темзы у Лондона, так называемой верхней пойме, Кинг и Окли [8] указывают в базальных слоях торфа на *Betula nana* и *Salix lapponum*, в то время как, по Цейнеру [18], в ее верхних частях встречаются *Elephas antiquus* и *Hippopotamus*.

Следовательно, здесь отложение аллювия началось в холодную эпоху и окончилось в теплую, как раз обратно тому, что наблюдается в «главной террасе» Заала. Это объясняется тем, что образование террасы нижней Темзы связано с эвстатическими колебаниями уровня моря. После оледенений уровень моря стал повышаться и началось усиленное накопление аллювия сначала в низовьях, а позднее и в среднем течении реки, с чем свидетельствует терраса Сэммертон-Рэдли у Оксфорда.

Для других террас Темзы достоверно существование одной только «теплой» их части. В особенности это относится к миндельрийской террасе Бойн-Хилл в районе Лондона и, повидимому, одновозрастной с нею террасе Хэнборо близ Оксфорда.

Многократно описанные террасы Соммы в основном содержат также теплолюбивую фауну, но часто они имеют базальную «холодную» зону. В этих террасах следует различать собственно аллювиальную толщу и покровные слои, образовавшиеся частично в перигляциальных условиях (см. обобщающий обзор у Цейнера [18, 19]).

Такие же «межледниковые» аллювиальные накопления, относящиеся к теплой эпохе, известны также и на реках Германии, например на Эльбе. По Граману, нижняя терраса Эльбы, образовавшаяся в эпоху последнего оледенения, в позднеледниковое время была промыта рекой, особенно сильно в нижнем течении. Глубина этого вреза увеличивается от 10—15 м на юге, по меньшей мере, до 20 м в области устья. Затем вновь началось накопление аллювия, во время которого в более южных отрезках

долины (среднее течение) отложились гравии и пески, а ниже по течению — пески. Последние часто содержат стволы дубов, что говорит об атлантическом возрасте отложений.

В окрестностях Гамбурга, по Горну [7], в этом молодом аллювии, на отметке приблизительно 12 м ниже нуля, имеется слой гравия мощностью около 1 м, который содержал в себе изделия из оленевого рога, относящиеся к эпохе къёккен-мёддингов. Следовательно, возраст этого слоя определяется в 4000 лет до н. э. Далее вниз по долине залегают морские образования с *Scrobicularia piperata*, *Cardium edule* и *Tellina baltica*. Над ними располагается ил, отложившийся, очевидно, уже в зоне солоноватой воды.

Из сказанного видно, что в большей части течения Эльбы имеется молодой голоценовый аллювий, т. е. отложившийся в теплую эпоху. В среднем течении он имеет мощность в среднем 10 м, по направлению к устью мощность увеличивается. Чем дальше на северо-запад, тем меньше разница в высоте между нижней террасой и уровнем залегания голоценового аллювия. Возле устья Эльбы нижняя терраса располагается частично на уровне голоценовых отложений, частично же уходит под них.

Голоценовые отложения Эльбы явно связаны с последелниковым повышением уровня Северного моря. Они не ограничиваются нижним течением, но заходят, повидимому, довольно далеко вверх по реке. Следовательно, здесь мы имеем дело с настоящим заполнением долины в теплую эпоху, т. е. «межледниковым» накоплением аллювия. В качестве аналогичных образований на нижнем Рейне следует рассматривать так называемую «пемзовую террасу», аллювий которой, как доказано, отложился лишь после аллерёдского времени. В бассейнах Везера и Эмса также нужно ожидать наличия одновозрастных аллювиальных накоплений, хотя они пока еще и не известны.

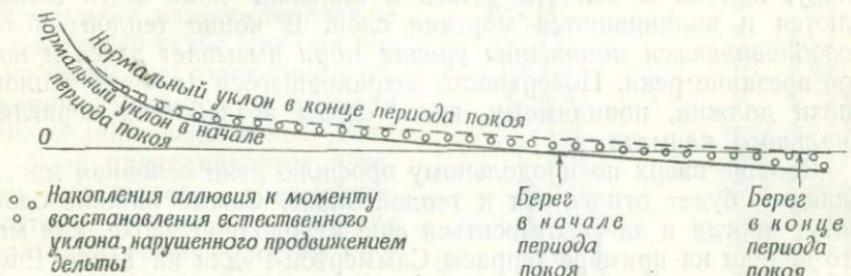
Цейнер [18] называет такого рода накопление аллювия в связи с повышением уровня моря «талассостатическим». К этому типу принадлежат описанные террасы Темзы и Соммы. На Темзе как подобная терраса последней межледниковой эпохи (терраса Саммертон-Рэдли), так и миндель-рискская межледниковая терраса (терраса Хэнборо) протягиваются, по крайней мере, до среднего течения.

Насколько далеко вверх по долине проникло начинавшееся в ее устье накопление аллювия, связанное с повышением уровня моря во время теплой климатической фазы, — это зависело главным образом от длительности соответствующей межледниковой эпохи. Уже упоминавшаяся «верхняя терраса первой межледниковой эпохи», выделенная на Зале Зигертом и Вейсермелем, должна, вероятно, рассматриваться как итог подобного накопления аллювия, успевшего продвинуться от устьев вверх по течению за время длительной миндель-рискской межледниковой эпохи.

Тогда она была бы приблизительно одновременной с террасой Хэнборо (или, что то же, с террасой Бойн-Хилл) бассейна Темзы.

Возникает вопрос: каким образом повышение уровня моря могло быть причиной накопления аллювия, если последнее осуществлялось самой рекой? Ведь накопление аллювия не могло, казалось бы, изменить физических сил, определяющих режим реки, который до этого один только и обусловливал как накопление аллювия, так и размыв.

Так могло быть, однако, лишь в случае сравнительно быстрого повышения уровня моря. Иное дело, если уровень моря



Фиг. 1. Схема накопления аллювия, продвигающегося от устья вверх по течению при неизменном уровне моря (по Г. Квириングу [10]).

повышается очень медленно или останавливается на определенной высоте. Река, обладающая равновесным продольным профилем, при неизменном уровне моря должна выдвигать в море свою дельту (см. фиг. 1, по Квириングу [10]). Вследствие этого падение в устье постепенно уменьшается и зона накопления аллювия постепенно перемещается вверх по течению. При этом физические силы, определяющие режим реки, изменяются постольку, поскольку благодаря уменьшению падения уменьшается и ее транспортирующая способность. Начинаясь у устья, это изменение постепенно охватывает вышележащие участки течения, двигаясь подобно волне.

То же самое, но в меньшем масштабе и медленнее будет происходить, если уровень моря повышается и отложение аллювия оказывается наиболее сильным в устье (образование дельты и т. п.), и тогда, правда в меньшей степени, чем в случае неизменного уровня моря, волна накопления аллювия (но более слабая) будет продвигаться от устья вверх по течению.

Как было упомянуто выше, наиболее интенсивное накопление аллювия голоценовой Эльбы происходило главным образом в атлантическое время и позже. Тогда же происходил и наиболее значительный подъем уровня моря за все времена после последней ледниковой эпохи. Если в течение максимума последнего оледе-

нения уровень океана стоял на 90—100 м ниже современного, то к началу атлантического времени он уже вновь поднялся, по меньшей мере, на 70—80 м от этой наименее отметки. Сначала подъем уровня моря протекал очень быстро. Теперь он сильно замедлился, и, очевидно, в связи с этим началось накопление аллювия.

Развитые выше взгляды изображены весьма схематично на фиг. 2 в виде продольного профиля реки. Накопление аллювия в нижнем течении начинается еще в холодную фазу времени таяния масс льда. Оно достигает большей мощности в теплую эпоху, причем в области устьев в аллювий чаще всего включаются и вклиниваются морские слои. В конце теплой эпохи возобновившееся понижение уровня моря вызывает здесь и новое врезание реки. Поверхность сохранившегося аллювия теплой эпохи должна, повидимому, нести следы воздействия перигляциального климата.

Дальше вверх по продольному профилю реки основная масса аллювия будет относиться к теплой эпохе. Самые нижние слои могут иногда и здесь относиться еще к холодной эпохе, как мы это видели на примере террасы Сэммертон-Рэдли на Темзе. Еще выше по реке отложения теплой эпохи постепенно выклиниваются и перекрываются здесь все возрастающей толщей галечников, отложившихся как следствие воздействия сурогового климата последующей ледниковой эпохи. Эти галечники могут в верхней части профиля слагать целиком всю толщу аллювия.

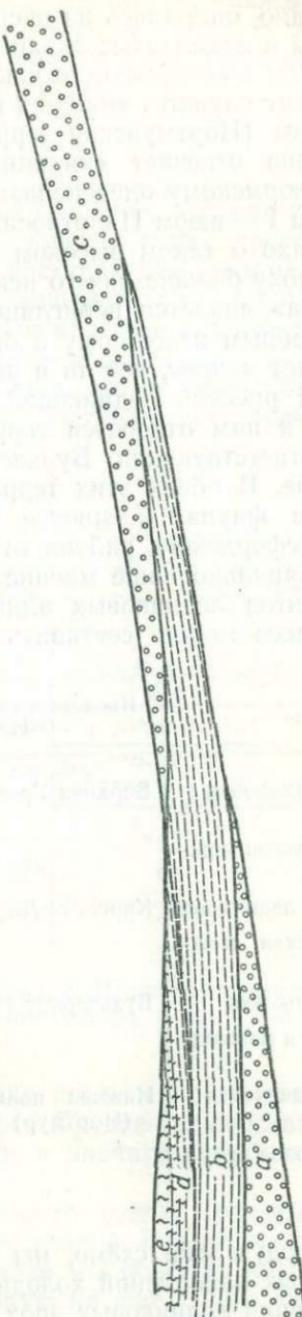
Так, разрезы в разных частях течения реки приобретают совершенно различный облик, смотря по тому, где они располагаются. Ход процесса не был, конечно, таким простым, каким он здесь изображен. Как уже упоминалось, в бассейне Заале в течение миндель-рисской межледниковой эпохи произошло двукратное отложение аллювия. Первый цикл завершился целиком к моменту образования «теплого» аллювия. Затем последовало новое врезание, причина которого до сих пор не разъяснена, после чего началось снова накопление аллювия, вначале еще при теплом, а потом уже при холодном климате.

II

Изображенный на фиг. 2 продольный профиль реки, которым мы пытались увязать воедино образование террас под влиянием как эвстатических колебаний, так и воздействия ледникового климата, является лишь чистой схемой, что следует подчеркнуть еще раз. В ней не принято во внимание все более глубокое врезание реки в связи с непрерывным и последовательным понижением уровней межледниковых трансгрессий в течение четвертичного периода (см. следующую статью настоящего

сборника). Эта схема вообще не охватывает всех имеющихся в природе случаев. Несомненно, есть чисто ледниковые аллювиальные накопления, в которых полностью отсутствуют слои, относящиеся к теплым эпохам. Сюда относится, например, большинство так называемых нижних террас рек Германии. Например, в бассейне Эльбы нижняя терраса от верховьев до устья, где она погружается под голоценовые отложения, является по времени образования ледниковой. Эльба была приледниковым потоком последнего оледенения. Поэтому приток материала из перигляциальных областей сноса и флювиогляциального материала от ледникового края был настолько большим, что Эльба в основном и сейчас еще накапливает аллювий на всем прослеженном отрезке. К сожалению, нам неизвестны низовья Эльбы той эпохи, которые ныне на протяжении 500 км залиты Северным морем.

Цейнер подробно исследовал нижнее течение Темзы. При этом он принял во внимание ценные исследования Вульдриджа [17]. Он указывает целый ряд террас на Темзе ([18], стр. 14), которые крутым продольным уклоном как цоколя, так и поверхности отличаются от других террас. Сюда относятся, например, терраса Хайер-Гревел-Трейн, возможно имеющая гюнцский возраст, а также терраса, обозначенная как Кингстон-Лиф и относящаяся, повидимому, к минделю. Обе



Фиг. 2. Схема накопления аллювия рекой за время от одной ледниковой эпохи и последующего межледникового времени до нового оледенения.

a — "холодное" эпизодически обусловленное накопление аллювия при нахождении уровня моря в нижнем течении при падении уровня моря; *b* — "теплое" эпизод; *c* — климатически обусловленное понижение уровня моря; *d* — эрозия в нижнем течении при возобновившемся понижении уровня моря; *e* — перигляциальные нарушения междуледникового аллювия.

оны, очевидно, опирались на очень низкий уровень моря и были образованы в ледниковые эпохи.

Примером аллювиального накопления, возникшего в холодное время, может служить «нижняя пойменная терраса» нижнего течения Темзы (Нортмурская терраса Оксфордского района). По возрасту она отвечает «нижним террасам» среднеевропейских рек, т. е. вюрмскому оледенению. Цейнер относит ее к интерстадиалу вюром I — вюром II с относительно высоким стоянием уровня моря. Однако о таком высоком стоянии моря в вюрмскую ледниковую эпоху больше ничего неизвестно. Скорее всего эта «нижняя терраса» является перигляциальным накоплением холодной эпохи, подобным известному в бассейне Эльбы.

Возникает вопрос, нет ли в районе Темзы и соответствующих накоплений рисской ледниковой эпохи. Не исключена возможность, что к ним относится терраса Тэплу в нижнем течении Темзы, соответствующая Вульверкотской террасе в Оксфордском районе. В обеих этих террасах отсутствует настоящая теплолюбивая фауна, и многие исследователи Вульверкотскую террасу Оксфордского района относили к ледниковому периоду.

Если правильно наше мнение о наличии здесь хотя бы четырех горизонтов ледниковых аллювиальных накоплений, то для долины Темзы можно составить следующую схему:

Эпохи	Накопления холодных эпох (террасы)	Накопления теплых эпох (террасы)
Гюнцская ледниковая	Верхняя Грэвел-Трейн	
Гюнц-миндельская межледниковая		Винтер-Хилл (Финчли-Лиф)
Миндельская ледниковая	Кингстон-Лиф	
Миндель-рисская межледниковая		Бойн-Хилл (Хэнборо)
Рисская ледниковая	Вульверкот (Тэплу)	
Рисс-вюрмская межледниковая		Верхняя пойменная (Саммертон-Рэдли)
Вюрмская ледниковая	Нижняя пойменная (Нортмур)	
Последниковое время		Новейшее заполнение долины

Итак, следуя этой схеме, мы имеем правильное чередование аллювиальных накоплений холодных и теплых эпох. Аллювиальные накопления ледниковых эпох возникали при низком стоянии уровня моря, межледниковые же — при высоком. При этом в

межледниковые эпохи накопление аллювия, начинаясь в нижнем течении, далее распространялось вверх по реке. В ледниковые эпохи оно, наоборот, начиналось вверху и распространялось вниз по реке.

III

В литературе часто встречается мнение, что интенсивное накопление аллювия в Средне-Германских горах происходило «в результате подпруживания рек наступающим льдом».

Эту точку зрения защищал главным образом Групе [5, 6] для террас Везера. При этом он частично принимал для аллювиальных накоплений весьма значительную мощность.

Однако уже Зёргель [14] доказал, что не может быть и речи о «подпруживании» со стороны наступающего льда, действовавшем на столь большие расстояния и вызвавшем увеличение мощности нормальных речных отложений. Ледник оказывает заметное влияние только в тех случаях, когда происходит перегораживание долин и образование подпруженных озер, в которые впадают реки. Но в этом случае накопления нормального аллювия не происходит. Река наносит дельту в подпруженном озере, причем на дне озера осаждаются ленточные глины. Дельтовые образования коренным образом отличаются от террасовых отложений (разделение на так называемые «передовые» и «покровные» слои.) В связи с этим примечательно, что до сих пор описано столь мало настоящих, дельтовых образований в долинах рек Средне-Германских гор. Следовало бы сжидать их наличия в значительно большем количестве.

Примером такого подпруженного озера, созданного наступающим льдом, может служить долина Везера между Минденом и Гамельном. На этом отрезке мы повсюду находим последовательность слоев, изображенную на фиг. 3 (см. объяснительные записки к листам геологической карты 1 : 25 000). Снизу она



Фиг. 3. Последовательность слоев в долине Везера между Минденом и Гамельном.

начинается отложениями средней террасы Везера, имеющими мощность 12—15 м, причем мощность уменьшается вверх по долине. Ленточные глины перекрываются основной мореной заальского оледенения мощностью в большинстве случаев около 1—2 м. И, наконец, выше следуют мощные (свыше 50 м) накопления гравиев и песков, сложенные материалом, принесенным с севера. Они были отложены талыми водами в проталинах льда (камовые образования).

Историю этого отрезка долины можно представить по приведенным данным следующим образом. После отложения галечников средней террасы между Портой и Гамельном возникло подпруженное озеро. Это могло произойти только вследствие продвижения ледникового языка заальского оледенения через Порту к югу. Вся местность к востоку отсюда, по крайней мере до Гамельна, была отгорожена этим языком. В образовавшееся таким образом подпруженное озеро впадал на юго-востоке Везер. Его дельтовые образования следует искать в расположенных южнее обрывах. В самом подпруженном озере отложились ленточные глины. Воды подпруженного озера, т. е., в конечном счете, везерские воды, вытекали из него на запад. Но там, если судить по отложенному ими аллювию, их нельзя было бы признать везерскими водами, так как они несли уже не характерные для Везера гальки, а обломки каких-то других пород, захваченные при выходе из озера.

Лед, который проникал вначале только через проход у Порты, перешел наконец широким фронтом через Везерскую горную страну и перекрыл отложения Ринтельского озера подпруживания своей основной мореной. Заальское оледенение во время своего вероятно относительно кратковременного максимума достигло границы, проходившей у южного края Мюнстерской бухты и в Нижне-Рейнской области. После этого лед распался на целый ряд участков мертвого льда. Они заполняли также долину Везера между Ойнгаузеном и Гамельном. Талые воды активных ледников, находившихся непосредственно севернее гор Везер-Вие, намывали в проталины внутри мертвых льдов песок, гальку и гравий, которые после стаивания льда сохранились в виде камовых образований.

Подобным же образом следует представлять себе действие наступающего льда вообще. Лишь относительно редко происходило простое смещение течения реки, вызываемое этим действием. Но увеличения мощности нормальных речных отложений в силу подпруживающего воздействия льда не происходило. В большинстве случаев, наоборот, возникали подпруженные озера, в которых отлагались дельтовые образования и ленточные глины. Не всегда удается проследить на большом протяжении течение реки, стекавшей со Средне-Германских гор в эту фазу ее истории, по

характерным для нее галечникам. Это объясняется, как уже было сказано, тем, что по отложениям вод, вытекающих из запруженного озера, нельзя определить, откуда они в него притекли.

IV

Итак мы видели, что отложение аллювия и эрозия, т. е., короче говоря, террасообразование, могут быть обусловлены как ледниковым климатом, так и эвстатическими колебаниями. Но имеется еще одна возможность — тектоническая. Тектонические движения, несомненно, влияют на режим рек и могут, таким образом, привести к накоплению аллювия или эрозии. Многочисленные авторы объясняли возникновение рейнских террас тектоникой. Особенно ратовал за эту точку зрения Квириング [10]. Он считал, что западногерманский блок земной коры испытывал как бы качания, прерываемые периодами покоя. В то время как юго-восточная его часть поднималась, северо-западная часть, т. е. Нидерланды, опускалась. По Квирингу, террасы образовались в периоды покоя, когда колебательные движения прерывались или даже приобретали обратный знак. В такие моменты Рейн выдвигал свою дельту дальше в сторону моря, как это показано на фиг. 1. Уменьшение падения в приустьевой части течения вело к описанному выше накоплению аллювия, продвигавшегося вверх по реке. По Квирингу, фазы тектонических движений и покоя, а вместе с тем и террасообразование никак не связаны с оледенениями. Так, более древние фазы покоя и террасообразования совпадают с межледниковыми эпохами. Тектоническая фаза покоя, соответствующая образованию нижних террас, совпадает, по Квирингу, с ледниковой эпохой (его солотройское оледенение). Фаза же покоя, отвечающая самым молодым террасам, в отложениях которых встречается пемза, снова совпадает с теплой эпохой.

Квириング вовсе не учитывал эвстатических колебаний уровня моря и возможности накопления аллювия в силу прямого влияния ледникового климата. Оба этих фактора, несомненно, играют большую роль и в Рейнской области. Таким образом, здесь налицо совместное влияние всех трех факторов: климатического, эвстатического и тектонического.

Среднеевропейские речные террасы до сих пор рассматривались слишком односторонне — с точки зрения накопления аллювия как следствия ледникового климата. Здесь многое должно быть пересмотрено, и при рассмотрении каждого отдельного случая нужно решать особо, вследствие каких причин образовались аллювиальные накопления — климатических, эвстатических или тектонических. Все предшествующее изложение носит

характер скорее постановки вопросов, чем их разрешения. Оно имеет целью лишь дать толчок к дальнейшему исследованию проблемы.

ЛИТЕРАТУРА

1. Arkell W. J., *The Geology of Oxford*, Oxford, 1947.
2. Barner W., *Altpaläolithische Funde aus dem südlichen Hannover*, *Quartär*, 3, 44—55, Berlin (1941).
3. Graumann R., *Diluvium und Pliozän in Nordwest-Sachsen*, Abh. sächs. Ak. Wiss., Math.-Phys. Kl., 39, Nr. IV, Leipzig, 1925.
4. Graumann R., *Das Stromgebiet der Elbe*, Handb. d. vergleich. Stratigr., Bd. Alluvium, 206—214, Berlin, 1931.
5. Gruppe O., Die Flußterrassen des Wesergebietes und ihre Altersbeziehungen zu den Eiszeiten, *Z. deutsch. geol. Ges.*, 64, 265—298 (1912).
6. Gruppe O., Tal- und Terrassenbildung im Gebiet der Werra-Fulda-Weser und Soergel's, Gliederung und absolute Zeitrechnung des Eiszeitalters, *Geol. Rundsch.*, 17, 161—196 (1926).
7. Horn E., Die geologischen Verhältnisse des Elbtunnels nebst einem Beitrag zur Geschichte des unteren Elbtales, *Jahrb. d. Hamburg. wissenschaftl. Anstalt*, 29, 35—58 (1912).
8. King R., Oakley K. P., The Pleistocene Succession in the lower parts of the Thames Valley, *Proc. Prehist. Soc. N. S.*, 2, 52—76 (1936).
9. Martin H., Das erstinterglaziale Vorkommen von *Corbicula fluminalis* bei Köchstedt westlich Halle a. d. Saale, *Z. f. Geschiebeforsch.*, 16, 53—81, (1940).
10. Quiring H., Die Schrägstellung der westdeutschen Großscholle im Känozoikum in ihren tektonischen und vulkanischen Auswirkungen, *Jb. preuß. geol. Landesanst.*, 47, 486—558, Berlin (1926).
11. Sandford K. S., The river-gravels of the Oxford District, *Quart. Journ. Geol. Soc. London*, 80 (1924).
12. Siegert L., Weissermehl W., Das Diluvium zwischen Halle a. S. und Weißenfels, Abh. preuß. geol. Landesanst., N. F., 60, Berlin, 1911.
13. Soergel W., Die Ursachen der diluvialen Aufschotterung und Erosion, *Fortschr. d. Geol. u. Pal.*, Heft 5, Berlin (Bornträger) (1921).
14. Soergel W., Die Gliederung und absolute Zeitrechnung des Eiszeitalters, *Fortschr. d. Geol. u. Pal.*, Heft 13, Berlin (1925).
15. Soergel W., Das diluviale System (Gebr. Bornträger), Berlin, 1939.
16. Toepfer V., Die glazialen und praglazialen Schotterterrassen im mittleren Saaletal, *Ber. nat. forsch. ges. Freiburg i. Br.*, 32, 1—106 (1933).
17. Wooldridge S. W., The glaciation of the London Basin and the evolution of the lower Thames drainage system, *Quart. Journ. Geol. Soc.*, 94, 627—667, London (1938).
18. Zeuner F. E., The Pleistocene Period. Its Climate, Chronology and Faunal Succession, *Ray Soc.*, 130, London (1945).
19. Zeuner F. E., Dating the Past. An Introduction to Geochronology, 2 Aufl, London, 1950.

УРОВНИ МЕЖЛЕДНИКОВЫХ ТРАНСГРЕССИЙ В СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ ЕВРОПЕ КАК ПОКАЗАТЕЛИ ТЕКТОНИЧЕСКИХ И ИЗОСТАТИЧЕСКИХ ДВИЖЕНИЙ

За последние десятилетия широкое признание получило представление о межледниковых трансгрессиях как явлениях, вызванных эвстатическими колебаниями уровня мирового океана, обусловленными таянием ледников. В последнее время этим вопросом занимался прежде всего Цейнер [23]. Наиболее широко распространенными и лучше всего датированными уровнями можно считать следующие:

Название	Возраст	Высота выше уровня моря, м
Сицилийский	Догюнцкий	Около 100
Миляцкий	Гюнц-миндельский интерглациал	» 60
Тирренский	Миндель-рисский интерглациал	» 32
Монастырский I	Рисс-вюрмский интерглациал	» 18
» II		» 7—8

Здесь не упоминается самый древний калабрийский уровень, поскольку его место в этой системе еще не ясно.

Названные положения зеркала мирового океана являются, таким образом, уровнями межледниковых трансгрессий, во время которых все или почти все льды на поверхности земли ставили, пополняя запасы воды в море. В ледниковые эпохи часть океанических вод была скована в виде великих материковых оледенений. Соответственно этому уровень океана в ледниковые эпохи должен был лежать значительно ниже. Теоретические подсчеты Антевса [1], Флинта [11] и фактические наблюдения Бланка [5], Пфаненстиля [14, 15] показали, что в последнюю ледниковую эпоху уровень океана понизился на 90—100 м. Во время более крупных предыдущих оледенений (миндель и рисс) относительное понижение уровня океана должно было быть еще большим. Предполагают, что он понижался на 200 м. Однако такое понижение кажется слишком большим и едва ли может быть объяснено только гляциально-эвстатическим путем. Если

попытаться схематично изобразить графически отрицательные и положительные колебания уровня океана во время ледниковых и межледниковых эпох, то мы получим кривую, представленную на фиг. 1. Следует подчеркнуть, что это всего лишь грубая упрощенная схема явления, в действительности гораздо более сложного.

Прежде всего бросается в глаза, казалось бы, трудно объяснимый факт последовательного понижения уровня моря от одной межледниковой эпохи к другой (см. фиг. 76 у Цейнера [25]).



Фиг. 1. Крупные колебания уровня моря в течение четвертичного периода (сильно схематизировано).

Сначала можно было бы предположить, что с каждым новым оледенением все больше воды сковывалось в виде льдов, а в каждую новую межледниковую эпоху все большее количество льда оставалось нерастаявшим. Это значило бы, что чем моложе межледниковая эпоха, тем она холоднее. Однако наши наблюдения этого не подтверждают. Как миндель-рисская, так и рисс-вюромская межледниковые эпохи, видимо, отличались климатическими оптимумами, хотя и не намного, но превосходившими климатический оптимум послеледникового времени, т. е. современной межледниковой эпохи.

Но и подсчеты, произведенные Антевсом (1920), Рамзаем [16], Пенком [13] и Дэли [8], показали, что таяние всего имеющегося сейчас на земле запаса льда (прежде всего в Гренландии и Антарктике) подняло бы уровень океана самое большое на 40—60 м. Флинт [11] в результате новых подсчетов получил даже

повышение уровня всего в 24 м, что, правда, кажется заниженным. Но даже если бы мы признали правильной самую большую цифру в 60 м, то получили бы в точности лишь положение миляцкого уровня. Ни сицилийский, ни тем более калабрийский уровень или еще более высокие верхнетретичные уровни не могут быть объяснены таким путем. Значит, должны иметься другие причины постепенного опускания уровня моря, причины, вероятно находящиеся в связи с опусканием океанического дна в новейшее геологическое время [18, 3, 4].

Еще один вопрос требует разъяснения: можно ли вообще считать уровень моря постоянным в течение отрезков времени, длительных с геологической точки зрения? Повидимому, мы должны считаться с тем, что в конце третичного и в четвертичном периоде, независимо от гляциально-эвстатических движений, происходило более или менее равномерное постепенное понижение уровня океана. Тогда и для межледниковых эпох мы можем ожидать не длительного стояния уровня моря на одной и той же высоте, а его постепенного понижения¹.

Однако подобное понижение, вероятно, происходило отдельными этапами, т. е. неравномерно во времени. Для последней межледниковой эпохи до сих пор установлено два главных уровня, именно около 18 и 7—8 м выше уровня моря. Совсем необязательно предполагать, что второй, более низкий уровень возник только потому, что в каком-то более холодном позднем отрезке последней межледниковой эпохи были уже скованы в виде льда значительно большие массы воды. Он мог быть связан также и с общим понижением уровня моря.

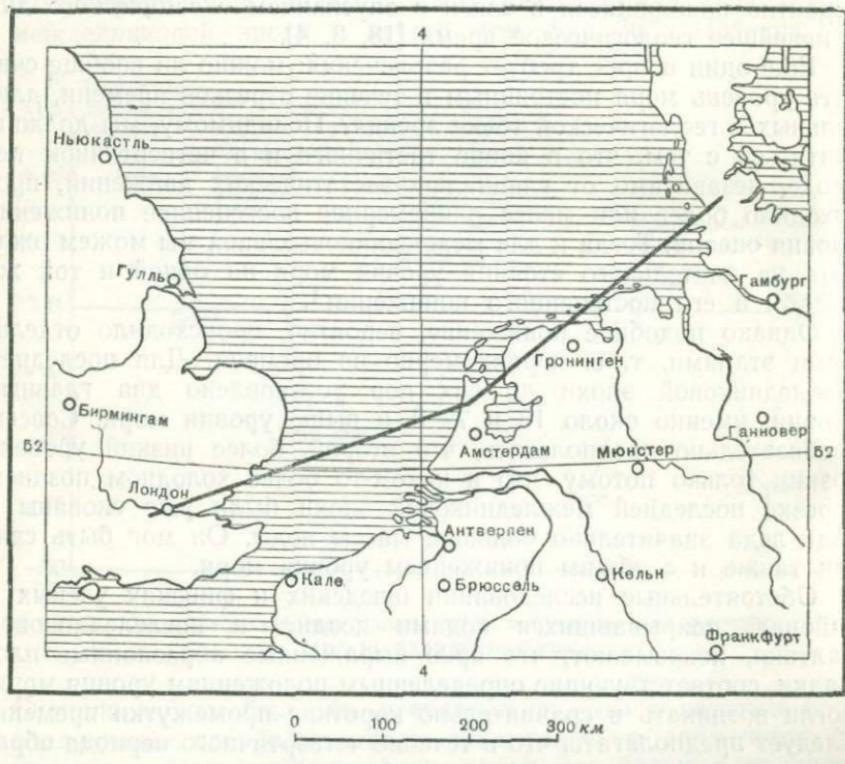
Обстоятельные исследования шведских и финских ученых в районах, покрывавшихся водами поздне- и послеледниковой Балтики, показывают, что ярко выраженные абразионные площадки, соответствующие определенным положениям уровня моря, могли возникать в сравнительно короткие промежутки времени. Следует предполагать, что в течение четвертичного периода образовалось множество частных абразионных площадок, из которых до нашего времени сохранились лишь немногие. Важнейшие из них, как уже сказано, можно отнести к главным межледниковым эпохам.

Если бы нам удалось проследить на значительной площади современное положение древней береговой линии, соответствующей строго определенному отрезку четвертичного периода, то мы получили бы тем самым средство восстановления тех нарушений, которые позднее испытала древняя береговая линия, все равно —

¹ Это мнение попутно высказал также Граман во время дискуссии на кельнском заседании Геологического общества 7 января 1951 г.

являются ли эти нарушения итогом чисто тектонических или изостатических движений.

Мы попытаемся вначале проследить уровень Эемского моря последней межледниковой эпохи в оптимальную его фазу, правда вдоль одного лишь профиля, положение которого показано на фиг. 2.



Фиг. 2. Положение профиля фиг. 3.

В Шлезвиг-Гольштении для района Эдера этот уровень определяется лишь приблизительно. Диттмер-Хусум (см. также [10]) любезно сообщил мне в письме, что наивысшие точки залегания типичных ненарушенных эемских слоев находятся на 6—7 м ниже уровня моря. Брели указывает для вышележащих пресноводных образований отметки в 4—5 м ниже уровня моря (письменное сообщение; см. также [6]). Следовательно, можно предполагать, что прежний уровень Эемского моря лежит здесь ныне на несколько метров ниже нулевой отметки. Это, конечно, лишь приближенная оценка, но пока можно удовлетвориться и ею.

Другая точка, в которой мы можем с известной достоверностью установить современное положение уровня Элемского моря, находится в Гельдерштадт-Валли к югу от Зюйдер-Зе. Можно принять его здесь приблизительно за 10 м ниже уровня моря. Далее на запад оно, повидимому, еще более низкое. Паннекук и Рейнгольд [12] указывают, что далее на запад по побережью кровля элемских слоев располагается приблизительно на 20 м ниже нуля футштока.

Попробуем, наконец, определить нынешнее положение уровня Элемского моря в Южной Англии, т. е. в нижнем течении Темзы. Непосредственно самих элемских отложений там нет. Напротив, по свидетельству Цейнера [23], в низовьях Темзы имеются две аллювиальные террасы, скорее всего образовавшиеся в последнюю межледниковую эпоху. Более высокая терраса Тэплу, по Цейнеру, опирается на уровень моря около +18 м абсолютной высоты. Однако происхождение и возраст террасы Тэплу остаются спорными (см. по этому поводу [20]).

Более молодая терраса, «верхняя пойма», возникла при положении уровня моря примерно на +7—8 м абсолютной высоты. Отложение верхних частей аллювия этой террасы происходило в ярко выраженную теплую эпоху, так как, по Цейнеру ([23], стр. 126), эти отложения содержат остатки *Hippopotamus* и *Elephas antiquus*.

Это указывает, что накопление аллювия происходило во время климатического оптимума последней межледниковой эпохи. К этому оптимуму относится, однако, и Элемское море. Значит, можно с некоторой вероятностью принять за современное положение уровня этого моря в районе низовьев Темзы отметку +7—8 м абсолютной высоты.

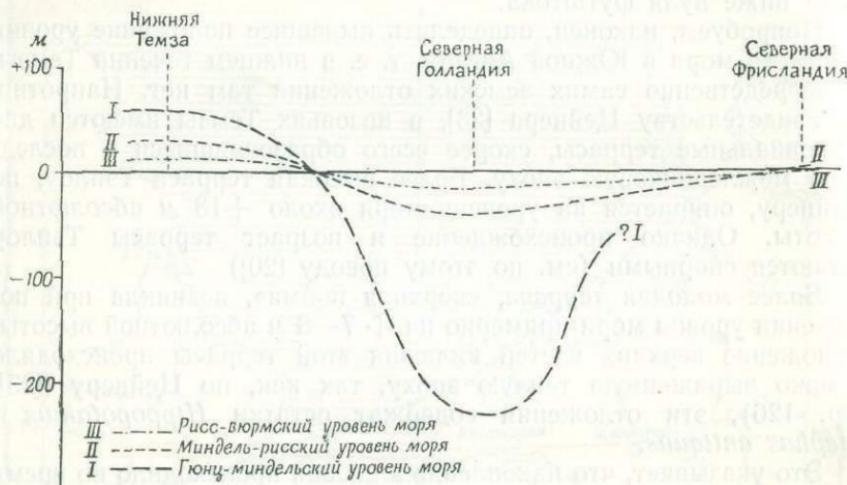
На нашем профиле фиг. 3 мы обозначили всю прослеженную таким образом поверхность как рисс-вюрмский уровень моря («монастырский»). При этом здесь мы не вникаем глубже в вопрос, имели ли место в последнюю межледниковую эпоху два ясно различающихся положения уровня моря («монастырский I» и «монастырский II»).

Попробуем таким же образом установить современное положение уровня Голштинского моря, т. е. уровень миндель-рисского межледникового моря, который мы обозначаем как «тиренский». Это можно сделать приблизительно в тех же областях, где мы только что проследили уровень Элемского моря.

Согласно любезному сообщению Диттмера, в западном Шлезвиге, а именно на Сильте, кровля, повидимому, несмешанных глин Голштинского моря лежит на 3 м ниже уровня моря. Диттмер [9] считает далее так называемые «хусумские пески» прибрежными отложениями Голштинского моря. Судя по всему, современное положение береговой линии Голштинского моря

можно принять здесь примерно за нулевую отметку. Значит, она располагается лишь чуть выше нынешнего положения уровня Эмского моря.

В северной Голландии мы снова находим отложения Голштинского моря (западная Фрисландия). По Тешу [17] и Броуверу [7], кровля этих отложений лежит здесь примерно на 30—55 м ниже нуля футштока. На нашем профиле мы приняли



Фиг. 3. Современное положение древних межледниковых уровней моря между областью Темзы и Северной Фрисландией (уровень II в Северной Фрисландии показан несколько выше его действительного положения).

значение в 30 м ниже нуля. Кровля того же горизонта в районе устья Рейна располагается на 22—25 м ниже нуля. Наконец, в Восточной Англии отложениям Голштинского моря соответствует, вероятно, часть кортонских слоев на побережье Восточной Англии, а далее также местонахождение у Кримингтона южнее устья Хамбера. Кримингтонское местонахождение является отложением речной эстуарии, которая была сопряжена с уровнем моря, имевшим абсолютную высоту около +30 м. Кровля кортонских слоев указывает на близкое положение уровня моря.

В низовьях Темзы мы вновь можем, наконец, встретиться с современным положением уровня миндель-рисского моря в оптимальную фазу межледниковой эпохи на его обычной высоте. Кровля аллювиальных отложений террасы Бойн-Хилл, возникших при теплом климате, соответствует, по Цейнеру ([23], стр. 124), уровню моря в 100 футов выше нуля, т. е. немногим выше +30 м абсолютной высоты. Но это и есть нормальная высота тиррен-

ской террасы, которая установлена была прежде всего в Северной Франции и на Средиземном море. Итак, в южной Англии тирренская поверхность лежит примерно на 60 м выше, чем в северной Голландии.

Если мы теперь попытаемся аналогичным путем проследить и более древние береговые линии, то при этом возникнут несколько большие трудности. Проще всего это сделать снова в нижнем течении Темзы. Прежде всего, как установил Вульдридж [22], поверхность выравнивания, лежащая здесь на высоте около 61 м и образовавшаяся перед первым вторжением северного оледенения, указывает на уровень моря в ту эпоху около +60 м абсолютной высоты. Но это как раз милацкий уровень, который относится к гюнц-миндельской межледниковой эпохе. На этот уровень опирается так называемая терраса Уинтер-Хилл или, по крайней мере, та ее часть, которую Цейнер ([23], стр. 119) обозначает как Финчли-Лиф. Как и в обоих ранее изученных случаях, мы находим, следовательно, в нижнем течении Темзы нормальное, почти неизменное высотное положение древнего уровня моря.

Иначе обстоит дело в Голландии. Мощные аллювиальные отложения, постель которых залегает в северо-западной Голландии на глубине до 200 м, относятся в настоящее время голландскими геологами частично к миндельской ледниковой эпохе, частично же к миндель-рисскому межледниковью и рисской ледниковой эпохе (не говоря о еще более молодых образованиях).

Под аллювиальной толщей, которая у Алькмаара продолжается до глубины около 228 м ниже нуля [12], лежат морские древнеплейстоценовые отложения. Возраст самых верхних горизонтов морских отложений для этого района можно принять с известной вероятностью за межледниковый гюнц-миндельский. Многое говорит за то, что последовавшая за образованием этих самых высоких морских слоев регрессия была связана с начинавшимся миндельским оледенением. Следовательно, мы можем считать милацкий уровень в этом районе лежащим окруженно на 225 м ниже нуля, т. е. примерно на 285 м ниже, чем в низовьях Темзы.

То, что милацкая поверхность прогнута между нижней Темзой и северной Голландией, подтверждается и другими наблюдениями. Немного севернее линии, соединяющей низовье Темзы и северную Голландию, на северном побережье Восточной Англии, расположены знаменитые кромерские лесные слои, которые в основном относятся к гюнц-миндельской межледниковой эпохе. Эти слои, отложенные в речной эстуарии, лежат здесь примерно на современном уровне моря. Но уровень моря, при котором отлагались эти слои, лежал на 60 м выше. Следовательно, пони-

жение милацкой поверхности между Лондоном и побережьем Норфолька, т. е. на протяжении примерно 200 км, равняется около 60 м. Гораздо большим является, однако, понижение милацкой поверхности между Кромером и северной Голландией, где на расстоянии около 225 км оно достигает почти 225 м.

Реконструировать милацкую поверхность в западном Шлезвиге можно лишь приближенно. Из работы Виртца и Иллиеса [19] мы знаем, что на Сильте море в гюнцкую эпоху, вероятно, отступало на запад. Здесь нет никаких следов новой трансгрессии в теплую гюнц-миндельскую эпоху. Все образования, которые мы могли бы отнести к этой теплой эпохе, имеют наземное происхождение. Поэтому остается неизвестным, на какой высоте здесь следует искать милацкий уровень. Скорее всего можно принять его положение приблизительно на современном уровне моря.

Совершенно неопределенными станут, наконец, наши сведения, если мы приступим к попытке восстановить сицилийский уровень. Все же мы сделаем такую попытку, хотя она и будет крайне гипотетичной. Вульдридж ([21], см. также [23], стр. 117) с некоторой степенью вероятности допускает, что в области низовьев Темзы сицилийской является поверхность выравнивания на высоте 122 м. Таким образом, возможно, что в районе Лондона уровень сицилийского моря располагался на отметках 100—120 м.

Особенно трудно ответить на вопрос, где нужно искать сицилийскую поверхность в северной Голландии. Можно предполагать, и то крайне неуверенно, что она лежит где-то внутри морского древнего плейстоцена, но где именно — не поддается определению. Все же следует думать, что ее надо искать здесь под милацкой поверхностью. Таким образом, сицилийская поверхность еще сильнее прогнута по линии от нижней Темзы к северной Голландии, чем милацкая поверхность.

В Шлезвиге до сих пор не удалось установить уровень, который следовало бы считать за сицилийскую поверхность. Однако можно предполагать, что она лежит здесь над современным уровнем моря, хотя и не очень высоко.

На фиг. 3 изображены милацкая, тирренская и монастырская поверхности в форме профиля от Темзы через северную Голландию к западному Шлезвигу. Сицилийская поверхность не изображена, так как неясности при ее реконструкции слишком велики.

Из профиля видно, что в районе Лондона все три поверхности лежат друг под другом в нормальном порядке, т. е. самая древняя вверху, самая молодая внизу. В северной Голландии они располагаются в обратном порядке — наиболее древняя глубоко внизу, а затем, ближе друг к другу, следуют средняя и

верхняя. Наконец, в Шлезвиге все они лежат, повидимому, почти рядом друг с другом.

Будем исходить из того, что в районе Лондона сохранилось первоначальное положение уровней и что их относительное повышение над современным уровнем моря связано с опусканием последнего на 60 м с милицкого времени. Тогда окажется, что за тот же срок северная Голландия опустилась примерно на 285 м. При этом наиболее интенсивное опускание происходило в промежуток между милицким и тирренским временем, в течение которого, т. е. главным образом в миндельскую эпоху, северная Голландия понизилась по отношению к району Темзы на 190—200 м.

Это понижение было, очевидно, связано с чисто тектоническими движениями. Согласно наблюдениям в Нижне-Рейнской области Германии и в юго-восточных Нидерландах [24], обе эти области пересекаются грабенами и аналогичными им тектоническими формами северо-западного простирания. Нам неизвестно их продолжение на северо-запад и север, так как для этих районов приходится ограничиваться лишь данными буровых скважин. Однако следует допустить и для них сходное тектоническое строение. Поэтому в профиле, может быть, следует изображать не плавную кривую линию, а ступенчатые сбросы. Впрочем, представляется неясным, можно ли объяснить всю картину в целом чисто тектоническим путем. В этой области, вероятно, нужно считаться также и с изостатическим прогибанием земной коры под тяжестью отлагающихся осадков.

Как уже было сказано, опускание происходило главным образом в течение времени между образованием милицкой и тирренской поверхности, т. е., грубо говоря, в миндельскую эпоху. Но движения продолжались и позже в том же направлении, хотя и в ослабленной степени. Их суммарный итог можно определить по нашему профилю.

Совсем иначе обстоит дело в Шлезвиге. Если предположить, что милицкая поверхность лежит там примерно на современном уровне моря, то это означало бы ее понижение на 60 м по сравнению с районом Темзы. Тирренская поверхность в Шлезвиге опущена на 30 м по сравнению с той же поверхностью на Темзе. Соответствующая цифра для монастырской поверхности может быть принята равной примерно 10—12 м.

В настоящее время трудно сказать, имеем ли мы дело и в этом случае с тектоническим опусканием. Во всяком случае, следует помнить, что здесь происходило также и изостатическое погружение под тяжестью накоплявшихся ледниковых осадков.

В заключение подчеркнем еще раз, что наши обобщения еще далеко не достаточно обоснованы. Это объясняется прежде всего тем, что в большинстве случаев очень трудно точно установить

полную одновозрастность сравниваемых положений уровня моря. Далее, часто остаются значительные неясности и в определении высот этих древних уровней. Нашей целью должно быть дальнейшее уточнение уже полученных цифр и безупречное определение их для возможно большего числа пунктов. Тогда появится возможность более точно установить отклонения современного положения этих поверхностей от теоретически ожидаемого, а значит, и восстановить размах вызвавших их движений и стадии развития последних во времени. Исследования этого рода важны для решения так называемой «проблемы опускания» немецкого побережья Северного моря. Они дадут нам указания на устойчивые тенденции в движениях отдельных районов. Они позволяют нам, вероятно, также выделить собственно тектоническую составляющую, которая по возможности должна быть принята во внимание для некоторых областей.

ЛИТЕРАТУРА

1. Antevs E., The last glaciation, *Am. Geogr. Soc.*, Research Series, No. 17, New York (1928).
2. Antevs E., Quaternary marine terraces in non glaciated regions and changes of level of sea and land, *Am. Journ. of Sci.*, 17, 35—49 (1929).
3. Baalig H., The Changing Sea Level, *Inst. British Geographers, Publ.*, No. 3, London (1935).
4. Baalig H., Problèmes des terrasses, *Un. géogr. intern.*, 6 Rapport Commiss. des Terrasses, 109, 1948.
5. Blaauw A. C., Variazioni climatiche ed oscillazioni della linea de riva nel Mediterraneo centrale durante l'Era glaciale, *Geol. d. Meere u. Binnengewässer*, 5, 137—219 (1942).
6. Brelié G., Die junginterglazialen Ablagerungen im Gebiet des Nord-Ostsee-Kanals, *Schr. natw. Ver. Schlesw.-Holst.*, 25, 100—107, Kiel (1951).
7. Brouwer A., Pollenanalytisch en geologisch onderzoek van het Onderaan Midden-Pleistoceen van Noord-Nederland, *Leidse Geol. Meded.*, 14B, 259—346 (1949).
8. Daly A. R., The Changing World of the Ice Age, New Haven, Yale Univ. Press., 1934.
9. Dittmer E., Zur Verbreitung altinterglazialer Meeresablagerungen in Nordfriesland, Westküste, 2, 123—132, 1939.
10. Dittmer E., Das nordfriesische Eem., „Kieler Meeresforschungen“, 169—199 (1941).
11. Flint R. F., Glacial Geology and the Pleistocene Epoch, New York and London, 1947.
12. Raapkoek A. J., Reinhold Th., Een geologisch profiel langs de Nederlandse Kust, *Mededeel. Geol. Stichting N. S.*, 3, 69—74 (1949).
13. Penck A., Eustatische Bewegungen des Meeresspiegels während der Eiszeit, *Geogr. Z.*, 39, 329—339 (1933).
14. Pfannenstiel M., Die diluvialen Entwicklungsstadien und die Urgeschichte von Dardanellen, Marmarameer und Bosporus, *Geol. Rundsch.* 34, 342—434 (1944).
15. Pfannenstiel M., Klimatisch bedingte Spiegelschwankungen des Mittelmeeres im Quartär und die paläolithischen Kulturen, *Mitt. geol. Ges. Wien*, 36—38, 257—263 (1949).

16. Ramsay W., Changes of sea-level resulting from the increase and decrease of glaciations, *Fennia*, **52**, No. 5 (1930).
17. Tesch P., De Noordzee van historisch-geologisch standpunt, *Mededeel. Geol. Stichting*, Ser. A, Nr. 9 (1942).
18. Umbgrove J. H. F., On Rhythms in the History of the Earth, *Geol. Mag.*, **76**, 116—129 (1939).
19. Wirtz D., Illies H., Plio-Pleistozängrenze und Günzeiszeit in Nordwestdeutschland, *Eiszeitalter u. Gegenwart*, **1**, 73—83 (1951).
20. Woldstedt P., Das Vereisungsgebiet der Britischen Inseln und seine Beziehungen zum festländischen Pleistozän, *Geol. Jb.*, **65**, 621—640 (1950).
21. Wooldridge S. W., The Pliocene History of the London Basin, *Proc. Geol. Assoc. London*, **38**, 49—132 (1927).
22. Wooldridge S. W., The 200-foot Platform in the London Basin, *Proc. Geol. Assoc. London*, **39**, 1—26 (1928).
23. Zeuner F. E., The Pleistocene Period, Its Climate, Chronology and Faunal Succession, *Ray Soc.*, London, **130** (1945).
24. Zonneveld J. I. S., Het Kwartair van het Peelgebied en de naaste omgeving, *Mededeel. Geol. Stichting*, Ser. C, VI, 3 (1947).

Г. ГИРШ

ВЕРХНЕЧЕТВЕРТИЧНАЯ ТЕКТОНИКА ВЕРХНЕ-РЕЙНСКОГО ГРАБЕНА

ВВЕДЕНИЕ

Для изучения вопросов четвертичной геологии внеледниковая область имеет очень мало «классических» мест, т. е. таких, при изучении которых были бы получены данные, которые могли бы значительно и долгое время влиять на наши знания процессов и явлений четвертичного периода. В Германии два таких важнейших пункта находятся довольно близко друг от друга в бассейне Верхнего Рейна. Это Мауэр у Гейдельберга, место находки *Homo heidelbergensis*, и Йоккгри姆 в юго-западном Пфальце, где глиняные карьеры кирпичного завода Людовици в течение десятилетий доставляют богатейшую фауну.

Оба местонахождения уже неоднократно служили объектом детального сравнительного изучения и в итоге признаются одновозрастными или лишь очень мало отличающимися по возрасту. Но точно определить их место в общей хронологической схеме четвертичного периода все же так и не удалось.

Некоторый вклад в разрешение этой проблемы, как я надеюсь, может внести выяснение вопроса о пространственных взаимоотношениях обоих разрезов, иными словами, о том, действительно ли они образовались в двух самостоятельных, не связанных друг с другом участках осадконакопления, или же глины Йоккгрима и пески и гравии Мауера являются лишь различными фациями одновозрастных отложений. Судя по мощности и составу, они не могут быть чисто местными образованиями. Но требуется еще выяснить, какие процессы происходили в промежутке между этими местонахождениями и в окружающей их местности во время их образования.

Получить представление о палеогеографии времени образования слоев Мауера или Йоккгрима, а тем самым и новые основания для их датировки можно лишь в том случае, если удастся обнаружить новые выходы одновозрастных с ними отложений. Правда, на геологических картах этого района имеется много указаний на места развития древнечетвертичных образований. Однако последние недоступны для исследования ни в одном из этих пунктов, кроме карьера кирпичного завода в Гохсхайме

(между Брухзалем, Бреттеном и Эппингеном) и в Штейнбахе, в зоне предгорий южнее Баден-Баденской мульды. Да и эти два разреза не столько помогают решению задачи, сколько ставят новые вопросы.

Поэтому не остается иного пути, как попытаться прибегнуть к сбору разрезов буровых скважин. Так как я не мог опереться ни на какие предшествующие работы и передо мною возникло множество новых вопросов, я ограничился изучением северо-баденской части Рейнской низины и лежащей на противоположном берегу прирейнской полосы Пфальца. Благодаря помощи со стороны многих учреждений, буровых фирм и частных лиц я располагаю теперь более чем 1200 буровых журналов. При этом я имел возможность просмотреть также и образцы из значительной части новых скважин. Часть образцов или, по крайней мере, подробные характеристики важнейших слоев хранятся в областном естественно-историческом музее в Карлсруэ.

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ СТРАТИГРАФИИ

Обработка этого богатого материала, правда, не привела еще к ожидавшимся мною палеогеографическим результатам, но зато дала множество новых сведений из области тектоники, стратиграфии и гидрогеологии. О последних здесь не будет идти речь, так как они были опубликованы в другом месте [9].

Стратиграфические данные также будут подробно изложены позднее. В настоящей статье освещаются предварительно лишь самые важные положения. Предпосылкой всех основных тектонических выводов является установление того факта, что в изученном районе мощность молодого рейнского аллювия совсем не так велика, как до сих пор полагали и как это изображено, например, на продольном профиле Теобальда ([19], табл. 2). В окрестностях Карлсруэ она в общем не превышает 20—25 м. Только на некотором расстоянии к северу и к югу отсюда она достигает 40 м и даже более 50 м. Почти повсеместно эту пачку слоев можно разделить на три части:

а) нижняя аллювиальная серия, имеющая мощность, чаще всего превышающую 10 м, в редких случаях несколько большую, до 14 м, и еще реже уменьшающуюся всего до нескольких метров;

б) верхняя аллювиальная серия мощностью в среднем также около 10 м;

в) между ними залегают мелкозернистые пески преимущественно золового характера, постель которых горизонтальна, что заслуживает внимания.

По имеющимся у меня данным, они прослеживаются от района южнее Ращтатта до района севернее Манигейма, причем их

мощность колеблется от немногих дециметров до нескольких метров.

Правда, во многих буровых скважинах этот прослой отсутствует. В некоторых случаях это можно объяснить неточностью наблюдений при бурении. Но и помимо того остается настолько много пунктов, где его нет, что вообще возникает сомнение в возможности делать какие-либо стратиграфические выводы на основании его присутствия. Подтверждение правомерности таких выводов явижу в выдержанности уровня залегания этого горизонта и в следующих палеогеографических соображениях.

Если даже предположить, что возникновение мелкопесчаного горизонта связано с климатическими причинами, и считать, скажем, что он образовался в засушливое или холодное время, то все равно и тогда должны были существовать многочисленные рукава Рейна, в которых течение не могло наносить мелкозернистый песок. Отложение наносов Рейна сопровождается непрерывным перемещением русел и многократным переотложением уже осажденного материала. Поэтому некоторая часть перевеянных песков, перед тем как они перекрывались новыми слоями речных песков и гравиев, неизбежно размывалась.

Возраст этих аллювиальных толщ долгое время считали бесспорно вюрмским, пока я не указал, что в Карлсруэ они перекрываются двумя горизонтами лёсса и, следовательно, могут быть отнесены самое позднее к вюрму I [7]. Теобальд (1941) сделал отсюда вывод, что вследствие попятно идущего заполнения долины осадками отложение аллювиальной серии ниже Кайзерштуля должно было происходить в рисс-вюрмскую эпоху, а выше этого пункта — в вюрмскую. Вплоть до окончательного разрешения вопроса признано целесообразным говорить просто о «молодых» рейнских отложениях, учитывая тот факт, что «нижняя терраса» является понятием геоморфологическим, но не имеющим однозначного хронологического толкования.

Эта молодая песчаногравийная серия залегает местами, в первую очередь на восточном краю грабена, на третичных слоях, которые, несомненно, древнее плиоценена. Но часто она подстилается глинами, песчанистыми глинами или мелкозернистыми песками, о которых известно лишь то, что они принадлежат к толще сходных осадков, видимо достигающей значительной мощности и иногда включающей также прослои грубозернистых песков и мелкого гравия. Прежде авторы говорили об этих образованиях, как о «древнем дилловии» ([20], лист Карлсруэ) или о «плиоцене» ([2], лист Эттлинген). Постепенно сложилось представление, что они всюду имеют плиоценовый возраст, как полагает Вирт [22]. Я же, напротив, считаю, что эта толща повсюду является нижнечетвертичной, опираясь при этом на сравнение с данными бурения в окрестностях Майнгейма и Йокгрима,

а также с отложениями совершенно иного облика, обнажающимися в районе Баден-Бадена (Бальг, Оос) и, на мой взгляд, вполне обоснованно рассматривающимися как плиоцен [1].

ХАРАКТЕРИСТИКА ДАННЫХ ПО ВЕРХНЕЧЕТВЕРТИЧНОЙ ТЕКТОНИКЕ

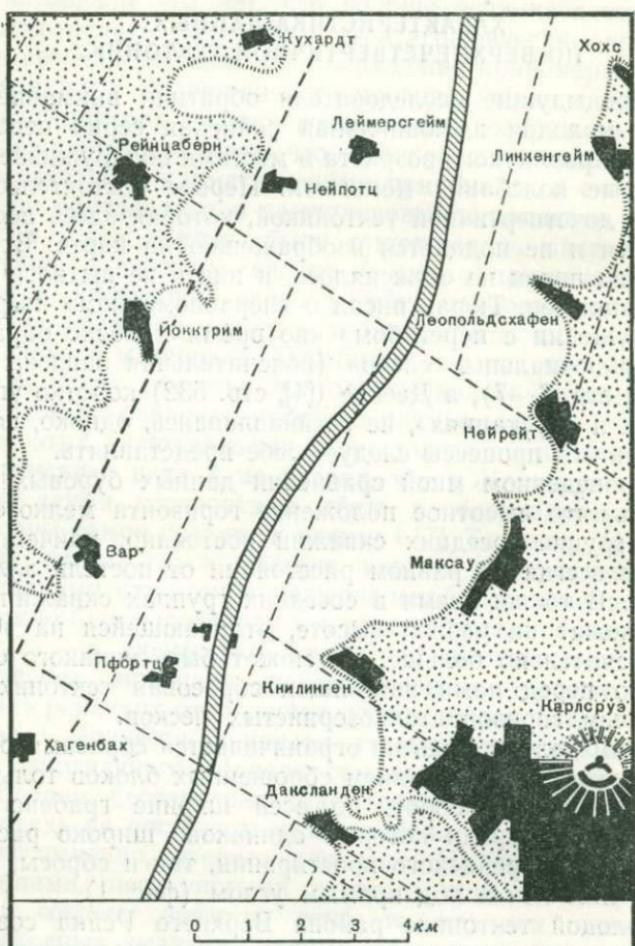
Уже предыдущие исследователи обратили внимание на тот факт, что молодая аллювиальная рейнская серия перекрывает образования различного возраста и местами обнаруживает весьма значительные колебания мощности. Первое обстоятельство они объясняли дочетвертичной тектоникой, которая здесь вообще известна, хотя и не поддается изображению на карте. Второе обстоятельство никак не объяснялось, и никто не пытался его объяснить. Например, Тюрах писал о «неравномерном» погружении, или «погружении с перегибом» «во время и после образования древних диллювиальных слоев» (пояснительная записка к листу Мангейм, стр. 6—7), а Деекке ([4], стр. 532) коротко упоминает о «сбросах и опусканиях», не останавливаясь, однако, подробнее на том, как эти процессы следуют себе представлять.

При проведенном мной сравнении данных буровых скважин выяснилось, что высотное положение горизонта мелкозернистых песков в группе соседних скважин постоянно, причем он располагается всегда на равном расстоянии от постели аллювиальной серии. В то же время в соседних группах скважин обе эти границы лежат на разной высоте, отличающейся на 10—20 м, а то и значительно больше. Не может быть никакого сомнения в том, что перед нами настоящая сбросовая тектоника, более молодая, чем горизонт тонкозернистых песков.

При этом дело отнюдь не ограничивается сбросами рейнского простирания или образованием сброшенных блоков только вдоль бортов грабена. Наоборот, по всей ширине грабена развита система сбросов, среди которых одинаково широко распространены как сбросы рейнского простирания, так и сбросы, расположенные к ним почти под прямым углом (фиг. 1).

По молодой тектонике района Верхнего Рейна совершенно отсутствуют новые исследования, в которых рассматривались бы те ее проявления, которые охватывают плеистоцен. Насколько мне известно, о плеистоценовой тектонике этой области впервые писали Фрейденберг в 1905 г., Вейнгейм и Регельманн в 1907 г. (Боденское озеро). Многие работы последующих лет содержат предположения или даже некоторые данные наблюдений, касающиеся этого вопроса, но подобные замечания имеют часто столь беглый и попутный характер, что нетрудно и вовсе пропустить какое-либо из них. Поэтому даже обзор, сделанный Гюнтером [6], не может претендовать на полноту.

Самым ценным вкладом в разработку вопроса о плеистоценовой тектонике является работа Виттмана [25], содержащая попытку разделить молодые тектонические движения на

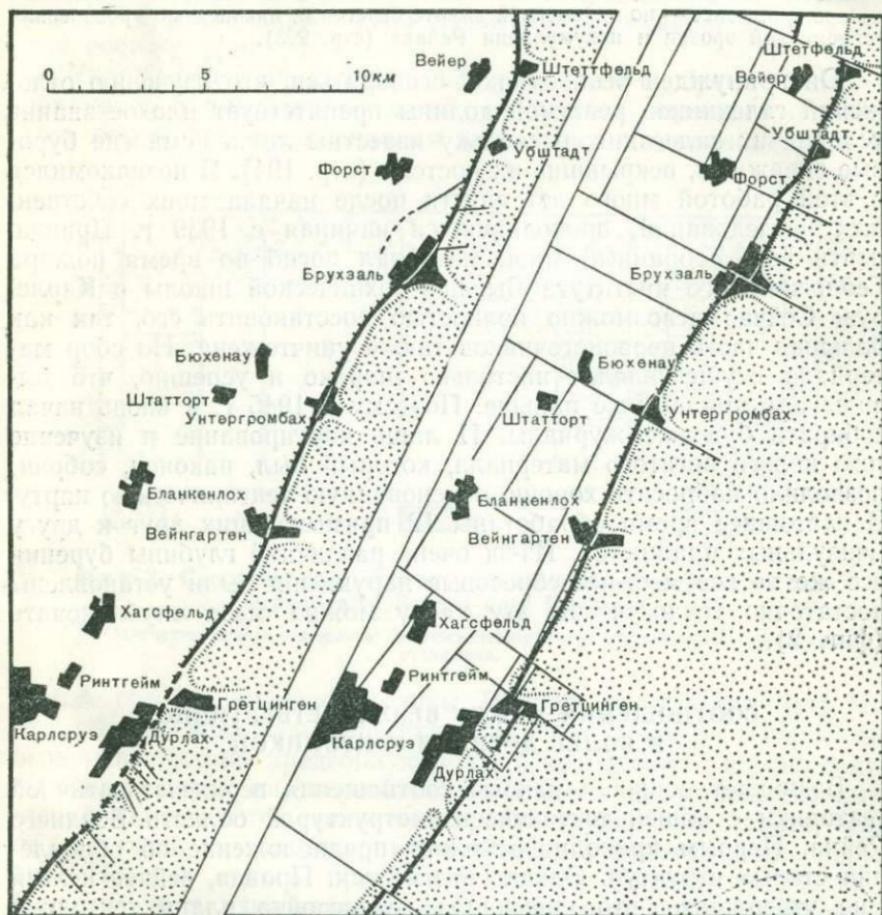


Фиг. 1. Тектоническая карта части Рейнского грабена у Карлсруэ.

Точки — нижняя терраса; белое — Рейнская низина, ограниченная крутым уступом "высокого берега"; жирная прерывистая линия — внутренний главный сброс, восточное крыло которого относительно западного опущено (из [9]).

несколько следующих друг за другом во времени фаз. Последнюю, брызговическую фазу он датирует поздневюрским интерстадиалом. Ее существование подтверждается многою постольку, по-

скольку она охватывает все движения, послужившие основанием для опубликования настоящей статьи. Однако следует оставить открытым вопрос о том, не относится ли она к несколько более раннему времени, именно к вюрму I.



Фиг. 2. Линия восточного главного краевого сброса Рейнской долины. Левая часть — по специальной геологической карте; правая — по результатам обработки более 100 разрезов буровых скважин (из [9]).

Все более ранние исследования, включая эту и другие печатные работы Виттмана [23, 24 и т. д.], ограничивались лишь описанием фактов наличия очень молодой тектоники или истолкованием того или другого частного плейстоценового нарушения в краевой зоне грабена. Самый же центр грабена оставался в тени, что видно хотя бы из новейшей тектонической карты [3].

Впрочем, уже Гюнтер [6] указывал правильный путь к разрешению вопроса, когда писал:

«Тектонические движения, происходившие во время или после образования нижней террасы, можно установить также прежде всего по переменной мощности галечников, обусловленной изменениями в высотном положении их постели, далее — по переменной высоте берегов и, наконец, по проявлениям современной эрозии и аккумуляции Рейна» (стр. 293).

Он принужден был, однако, оговориться, что изучению отложений галечников рейнской долины препятствует плохое знание условий их залегания, поскольку известны лишь немногие буровые скважины, вскрывшие их постель (стр. 194). Я познакомился с этой работой много лет спустя после начала моих собственных исследований, проводившихся начиная с 1939 г. Правда, почти весь собранный мной материал погиб во время пожара Геологического института Высшей технической школы в Карlsruhe. Сейчас невозможно полностью восстановить его, так как большая часть первоисточников также уничтожена. Но сбор материала осуществлялся настолько широко и успешно, что выводы наметились уже раньше. Поэтому в 1945 г. я вновь начал собирать буровые журналы. И лишь картирование и изучение того нового богатого материала, который был, наконец, собран, позволило набросать хорошо обоснованную тектоническую карту. В настоящее время обработаны 12 примыкающих друг к другу мензульных планшетов. Из-за очень различной глубины бурения все же не все местные сбросовые нарушения были установлены достаточно точно, чтобы эту карту можно было опубликовать (фиг. 2).

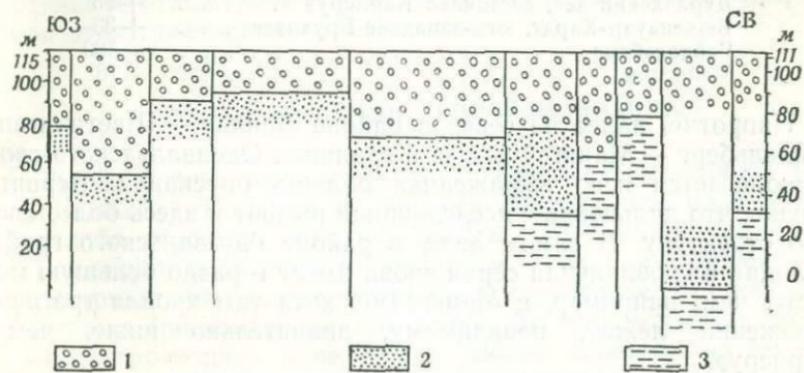
СООТНОШЕНИЯ МЕЖДУ ВЕРХНЕЧЕТВЕРТИЧНОЙ И БОЛЕЕ ДРЕВНЕЙ ТЕКТОНИКОЙ

Возникает вопрос — каковы соотношения верхнечетвертичной тектоники с общей тектонической структурой области Верхнего Рейна. Первым приходит в голову предположение об обновлении старых структур. Однако это не так. Правда, сейчас нельзя еще утверждать, что произошла перестройка плана тектоники всей области в целом, но ясно, что проявления молодых тектонических движений существенно отличаются от тенденций древнего тектонического развития.

Как известно, «большие складки» — Вогезско-Шварцвальдский свод, Цаберн-Крайхгаусская мульда, Хардт-Оденвальдский свод и осложняющие их местные мульды и купола — простираются в северо-восточном направлении, т. е. под острым углом к рейнскому грабену ([14], фиг. 8, стр. 110). Напротив, все более молодые поперечные сбросы, какие я наблюдал до сих пор, тянутся под более или менее прямым углом к рейнскому на-

правлению простираций. Многие из них не прерываются, дойдя до главного восточного краевого разлома Рейнского грабена, но пересекают его, не испытывая нарушений, и уходят далее в Шварцвальд или Крайхгай. В то же время главный краевой разлом в месте пересечения оказывается смещенным к западу или востоку (фиг. 3).

Уже Кифер ([10], стр. 82 и 83) упоминает о сбросах, которые, начинаясь в пределах поднятий, сложенных породами складчатого основания, продолжаются через зону предгорий вплоть до



Фиг. 3. Схематический продольный профиль от Форхгейма близ Карлсруэ до Вейера близ Брухзала.

1 — верхнечетвертичные отложения; 2 — нижнечетвертичные отложения; 3 — третичные отложения.

самого грабена Рейнской долины. Правда, на его карте (стр. 70) эти сбросы показаны пересекающимися с главными сбросами, ограничивающими предгорную зону, и ни одно из взаимно секущих друг друга нарушений не испытывает ни малейшего смещения. Однако это механически крайне трудно представить, если не допустить только совершенно отвесного падения всех разрывов. Но для такого предположения нет никаких оснований. Остается лишь одна возможность — считать оба пересекающихся сброса одновременными. Тогда, если считать правильной карту Кифера, можно было бы считать доказанным, что и поперечные сбросы, перпендикулярные главному разлому, произошли еще до образования верхнечетвертичных отложений. Или же здесь нельзя говорить вообще о проявлениях известной тектонической фазы? Видимо, требуется ревизия этого вопроса.

Особенное значение имеет факт обращенности молодых тектонических форм по отношению к древним. Карлсруэ лежит внутри Цаберн-Крайхгайской мульды, вернее у ее южного крыла. Поэтому здесь следовало бы ожидать особенно большой мощности рейнских наносов. Однако здесь, наоборот, по молодым рейнским

отложениям намечается поднятие, как это видно из следующей таблицы:

ВЫСОТА ПОЛОЖЕНИЯ ПОСТЕЛИ ТОЛЩИ ВЕРХНЕЧЕТВЕРТИЧНЫХ
И НИЖНЕЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ (ИЛИ «ПЛИОЦЕНА»)

Высота местности около 110—120 м над уровнем моря

Раштатт	— 10
Станция Рорхгейм	— 62
Булах, юго-западнее Карлсруэ	+ 8
Пивоварня Шремпа, Карлсруэ	— 7
Дурлахский лес, восточнее Карлсруэ	+ 68
Бюхенауэр-Хардт, юго-западнее Брухзала	+ 33
Гейдельберг	— 300
Мангейм	— 78

Напротив, далее на север в районе Ландау — Шветцинген — Гейдельберг — Мангейм, т. е. в границах Оденвальдского свода, располагается ясно выраженная область опускания. Вероятно, однако, что дальнейшие исследования выявят и здесь более сложную структуру. В самом деле, в районе брухзальского грабена молодая аллювиальная серия снова имеет гораздо большую мощность, чем, например, в Мангейме, хотя там кровля третичных отложений лежит, повидимому, значительно ниже, чем в Карлсруэ.

Сходные условия наблюдаются и к югу от Карлсруэ. И здесь мощность молодой аллювиальной серии заметно увеличивается, а затем в нескольких километрах южнее Раштатта снова уменьшается на 15—20 м.

ПРОИСХОЖДЕНИЕ КИНЦИГ-МУРГСКОЙ ЛОЖБИНЫ

Молодые поднятия и опускания, устанавливаемые во внутренней части грабена, у края гор затушеваны вследствие изменчивой ширины переходной зоны между грабеном и его обрамлением. Здесь постель галечников лежит, как правило, высоко. Отсутствует также чаще всего горизонт мелководнистых песков внутри аллювиальной серии, широко распространенный далее к западу. И все же причиной возникновения Кинциг-Мургской ложбины могли быть местные опускания у подножья зоны предгорий.

Правда, ложе этой древней речной долины, по крайней мере ниже Мурга, выполнено галечниками не чисто шварцвальдского происхождения, так что приходится отказаться от представления о боковой реке, независимой от Рейна. Я склонен рассматривать Кинциг-Мургскую ложбину скорее как остаток последней по времени тектонически обусловленной системы рукавов Рейна, которые отлагали аллювий нижней террасы, постоянно меняя свое положение между восточным краем грабена и «внутренним глав-

ным сбросом» [8]. Заложение этой ложбины, таким образом, одновременно окончанию накопления аллювия. До или во время образования аллювия нижней террасы вдоль «внутреннего главного сброса» произошло опускание восточной части грабена или же относительное поднятие его западной части. Так можно объяснить отсутствие подобных галечников в Пфальце, где так называемые бинвальдские галечники, на мой взгляд, являются возрастным эквивалентом аллювия нижней террасы. Распространенные в Пфальце пески и глины, принадлежащие к нижнечетвертичным отложениям (Йоккгрим), образуют, повидимому, постель этих галечников.

ПРОИСХОЖДЕНИЕ РЕЙНСКОЙ НИЗИНЫ

Вопрос о том, связано ли возникновение современной Рейнской низины с главным внутренним сбросом или вообще с какими-либо сбросами, как это полагал Деекке ([4], стр. 148 и 537), следует пока считать открытым, хотя я и склонен также рассматривать ее как образование, обусловленное тектоническими причинами (региональные поднятия). Во всяком случае, это настоящая эрозионная поверхность, иными словами, на ее месте первоначально не было вырыто более глубокого жолоба, позднее снова заполненного осадками. Этому, правда, отнюдь не противоречит то, что многочисленные рукава Рейна временами могли врезаться в эту поверхность на несколько метров и затем вновь быть занесенными в ходе переотложения аллювия.

Но о возрасте и размерах подобного переотложения следует судить с большой осторожностью. Например, при дренажных работах углубляются до 10 м ниже уровня грунтовых вод и часто извлекают с этой глубины раннеисторические остатки. Точно установить, с какой именно глубины они взяты, удается редко, но сам этот факт не позволяет ничего сказать и о глубине древних русел Рейна. Можно думать, что она в большой степени зависела от ширины русла и от угла естественного откоса слоев гравелистых песков, насыщенных водой.

Так как в собственно рейнской низине отсутствует кора выветривания, соответствующая древним лёссовидным суглинкам, и следы мерзлотных явлений, то врезание Рейна до ее уровня должно быть, по меньшей мере, моложе интерстадиала вюром I/II. Вместе с этим врезанием началось осушение Кинциг-Мургской ложбины, на которое указывал еще Деекке ([4], стр. 148), но приписывал ему слишком молодой возраст.

Геоморфологическая оценка вышеизложенных новых тектонических данных должна существенно обогатить наши знания о происхождении верхнерейнского ландшафта.

ВЫВОДЫ

Обработка более чем 1200 разрезов буровых скважин из севернобаденской части Рейнской низины и прирейнской полосы Пфальца между Мангеймом и Баден-Баденом приводит к следующим выводам:

1. Серия молодого рейнского аллювия разделяется на две части слоем мелководных песков.

2. Мощность этой серии меньше, чем до сих пор принято думать, и в разных местах разная: у Мангейма, Карлсруэ и к югу от Раштатта около 20—25 м, а между этими пунктами больше.

3. Постелью аллювиальной серии служат слои третичной системы или толща мелководных песков, глин и песчанистых глин, для которых принимается нижнечетвертичный возраст в противоположность прежней их датировке как плиоцене.

4. По высотному положению постели аллювиальной серии и горизонта мелководных песков устанавливается сеть сбросов рейнского и перпендикулярного ему профиля, которые моложе горизонта мелководных песков и рассекают весь рейнский грабен. Одной из ее важнейших линий является названный так мною внутренний сброс, который служит западной границей молодых галечников.

5. Эта верхнечетвертичная система сбросов не является простым развитием или подновлением древних структурных форм. У Карлсруэ, т. е. в черте мульды Цаберн-Крайхгад, выявляется молодое поднятие, простирающееся с юго-запада на северо-восток. На оси поднятия между Крайхгадом и Баден-Баденской мульдой, наоборот, обнаруживается молодое опускание, отделенное от Баден-Баденской мульды поднятым участком. К северу от Карлсруэ наблюдаются аналогичные закономерности.

6. Поперечные сбросы часто пересекают главный краевой разлом, смещающий его к востоку или западу.

7. Кинциг-Мургская ложбина не была рекой, параллельной Рейну, а тектонически обусловленной системой рукавов Рейна. Ее осушение в эпоху вюрма II было также обусловлено тектоникой.

8. Возникновение Рейнской низины вызвано региональным поднятием после интерстадиала вюрм I/II. Оно привело к дренажу подземных вод и осушению Кинциг-Мургской ложбины.

ЛИТЕРАТУРА

1. Biharz A., Mutmaßlich oberpliozäne Bildungen auf Blatt Baden, *Bad. Geol. Abh.*, 1 (1929).
2. Brill R., Geologische Spezialkarte von Baden 1:25 000, Blatt Ettlingen mit Erläuterungen, Freiburg, 1931.

3. Carle W., Geotektonische Übersichtskarte der Südwestdeutschen Großscholle mit Erläuterungen 1 : 1 000 000, Stuttgart, 1950.
4. Deecke W., Morphologie von Baden, Berlin, 1918.
5. Freudenberg W., Eine diluviale Rheintalspalte bei Weinheim a. d. Bergstraße, Ber. oberrhein. geol. Ver., 1905.
6. Guenther E., Die jüngeren tektonischen Bewegungen im südwestlichen Deutschland, *N. Jb. Min.*, Beil. Bd., 85 B, (1941).
7. Hirsch L., Eiszeitliche Frostböden in der Oberrheinebene bei Karlsruhe. Beitr. natkundl. Forschung in Südwestdeutschland, 8, Karlsruhe, 1949.
8. Hirsch L., Zur geologischen Geschichte der Kinzig-Murg-Rinne.-Mittbl. g. L. A. Freiburg für 1950.
9. Hirsch L., Die Grundwasservorräte der nordbadischen Rheinebene, Wasser und Boden, 1951.
10. Kiefer H., Zur Tektonik und Morphologie des Rheintalrandes zwischen der Freiburger Bucht und Müllheim, *Bad. geol. Abh.*, 7 (1935).
11. Regelmann C., Neuzeitliche Schollenverschiebung der Erdkruste im Bodenseegebiet, Ber. oberrhein. geol. Ver., 1947.
12. Röhren F., Eine Verwerfung diluvialen Alters im Untergrund von Pforzheim, *Jber. u. Mitt. oberrh. geol. Ver.*, 8 (1919).
13. Rüger L., Die Entstehung des Neckarmündungstrichters bei Heidelberg, *Verh. nat.-hist. Ver. Heidelberg*, 15 (1922).
14. Rüger L., Hundert Jahre geologischer Forschung am Rheintalgraben, *Bad. geol. Abh.*, 4 (1932).
15. Schwiegler E., Das Diluvium von Jockgrim in der Rheinpfalz und seine Stellung innerhalb des oberrheinischen Diluviums, Diss. Kiel, 1935.
16. Soergel W., Die diluvialen Säugetiere Badens, *Mitt. Bad. g. L. A.*, 9 (1914).
17. Soergel W., Die Säugetierfauna des altdiluvialen Tonlagers von Jockgrim in der Pfalz, *Z. d. g. G.*, 77 (1925).
18. Theobald N., Contribution à l'étude de la Base Terrasse Rhénane, *Bull. Soc. géol. France*, 19 (1949).
19. Theobald N., Carte de la Base des Formations Alluviales dans le Sud du Fossé Rhénan, Mém. Service Carte Géol. d'Alsace et de Lorraine, 1948.
20. Thürach H., Geologische Spezialkarte von Baden 1 : 25 000, Blatt Mannheim mit Erläuterungen, 1898, Blatt Karlsruhe, 1912.
21. Weber H., Die neuen nordbadischen Erdölbohrungen. *Bad. geol. Abh.*, 7 (1935).
22. Wirth E., Die Erdölvorkommen von Bruchsal in Baden, *Geol. Jb.*, 65, Hanover, 1950.
23. Wittmann O., Über junge Tektonik im Diluvium der Lahrer Randhügel, *Bad. geol. Abh.*, 7 (1935).
24. Wittmann O., Tektonik und diluviale Sedimentation im Oberrheintal., *Bad. geol. Abh.*, 9 (1937).
25. Wittmann O., Die Phasengliederung der diluvialen Rheintalrandtektonik und die Stratigraphie des gebirgsrandnahmen oberrheinischen Diluviums, *Bad. geol. Abh.*, 10 (1938—1939).

Для изображения же этого периода в геологии не хватает
достаточно ясных и ярких признаков. В геологии
всегда имеется некоторое количество таких признаков,
которые не могут быть непосредственно
использованы для определения времени.
Но в геологии есть и другие признаки, которые
имеют значение для определения времени.
Одним из таких признаков является то, что
в геологии есть и другие признаки, которые
имеют значение для определения времени.

СОДЕРЖАНИЕ

Предисловие	3
<i>Ю. Бюдель</i>	
Климатические зоны ледникового периода	7
Литература	21
<i>Б. Френцель и К. Троль</i>	
Растительные зоны Северной Евразии во время последнего оледенения	22
Литература	38
<i>Г. Позер</i>	
Северная граница лёсса и позднеледниковый климат	40
Введение	40
I. Строение и очертания северной границы лёсса	42
II. Возраст северной границы лёсса и сопровождающих ее золо- вых отложений	47
III. Позднеледниковый климат	55
IV. Истолкование северной границы лёсса	68
Литература	74
<i>Э. Шёнгальс</i>	
Об ископаемых почвах внеледниковой области	79
Введение	79
Описание ископаемых почв	80
Область Рейн — Майн	87
Нижнегессенская впадина	88
Чехия и Моравия	97
Другие местонахождения ископаемых почв	
Почвы и климат в течение верхнеплейстоценовых эпох вывет- ривания	98
Выводы	102
Литература	103
<i>К. Рихтер</i>	
Стратиграфическое значение явлений перигляциальной солифлюк- ции в северной части Нижней Саксонии	105
Литература	122

<i>П. Вольдштедт, У. Рейн и В. Зелле</i>	
Исследования межледниковых отложений северо-западной Германии	123
Местонахождения и условия залегания (П. Вольдштедт)	123
Развитие растительности межледниковой эпохи по данным разреза в Годенштедте близ Цевена (У. Рейн)	129
Сводное описание развития растительности по различным межледниковым местонахождениям (В. Зелле)	131
Литература	139
<i>В. Зелле</i>	
Интерстадиальные образования вислинского оледенения	141
Выводы	150
Литература	150
<i>Ф. Фирбас</i>	
О современном состоянии пыльцевого анализа как вспомогательного средства изучения четвертичного периода	152
Литература	159
<i>Г. Гросс</i>	
Датировка позднего мадлена в Германии по данным геологии торфяников	161
Литература	168
<i>П. Вольдштедт</i>	
Происхождение озер в областях древнего оледенения	170
I.	170
II.	173
III.	174
IV.	176
V.	178
Литература	179
<i>Г. Луис</i>	
К теории ледниковой эрозии в долинах	181
Теория ледниковой эрозии и теория движения ледников	181
Теория воздействия блоково-глыбового потока на свое ложе	186
О поперечном профиле ледниковых долин	189
Литература	194
<i>П. Вольдштедт</i>	
Проблемы террасообразования	197
I.	197
II.	202
III.	205
IV.	207
Литература	208
<i>П. Вольдштедт</i>	
Уровни межледниковых трансгрессий в северо-западной Европе как показатели тектонических и изостатических движений	209
Литература	218

Л. Гирш

Верхнечетвертичная тектоника Верхне-Рейнского грабена	220
Введение	220
Основные черты стратиграфии	221
Характеристика данных по верхнечетвертичной тектонике	223
Соотношения между верхнечетвертичной и более древней тектоникой	226
Происхождение Кинциг-Мургской долины	228
Происхождение Рейнской низины	229
Выводы	230
Литература	230

ВОПРОСЫ ГЕОЛОГИИ
ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА

Редактор *В. К. ЗНАМЕНСКАЯ*

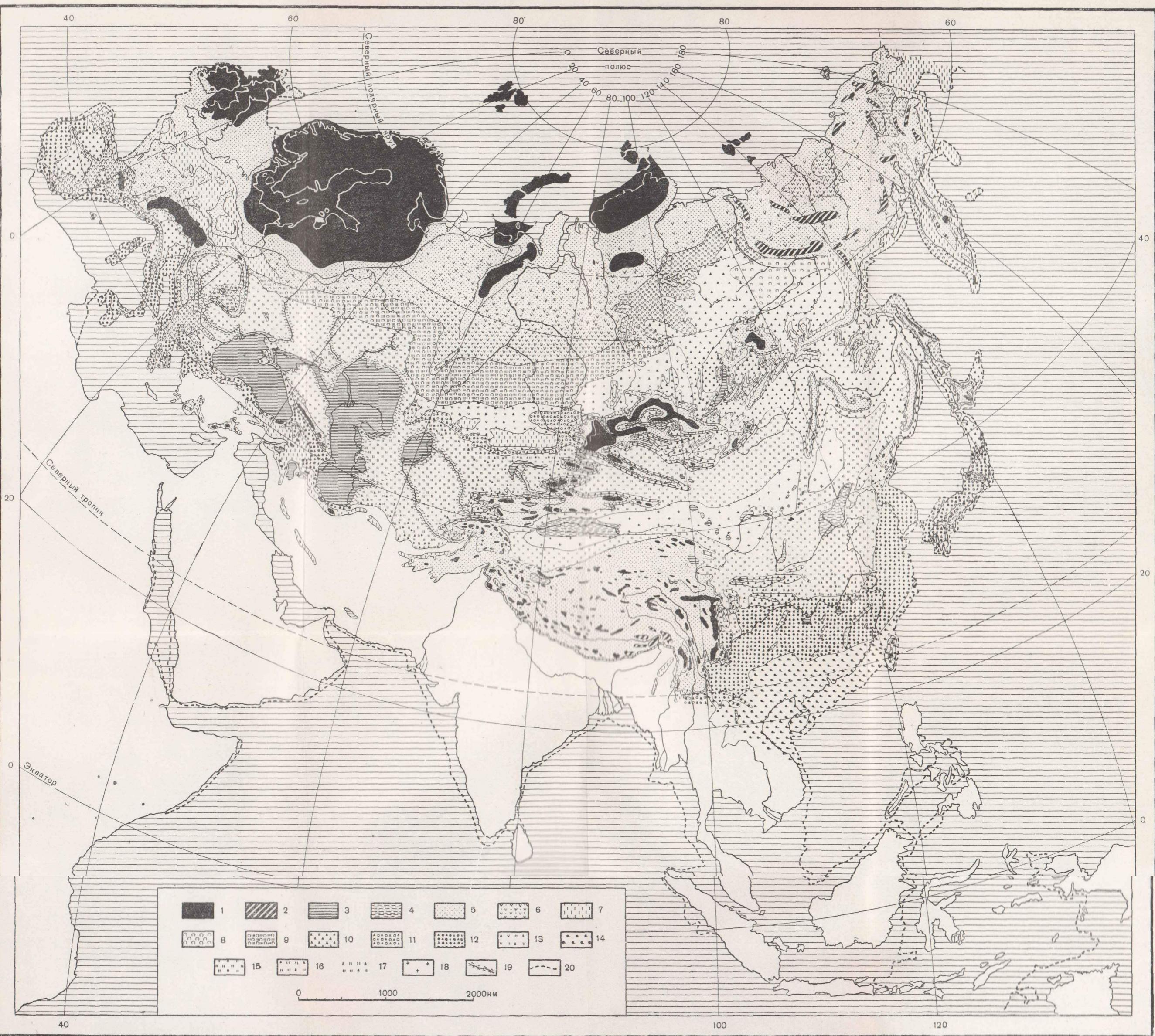
Технический редактор
А. Н. Никифоровъ

Переплет художника *В. С. Резникова*

Корректор *Н. И. Мильчина*

Сдано в производство 22/X 1954 г.
Подписано к печати 11/XII 1954 г.
А-08554. Бумага 60×92^{1/16}=7,8 бум. л.
15,7 печ. л., в т/ч 2 вкл.
Уч.-издат. л. 16,1 Изд. № 5,2388
Цена 12 р. 85 к. Зак. 1781

Министерство культуры СССР.
Главное управление полиграфической
промышленности,
4-я типография им. Евг. Соколовой.
Ленинград, Измайловский пр., 29.



5387

22.55K.