
МЕЖДУНАРОДНЫЙ ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ КОНГРЕСС

XXIV СЕССИЯ

ДОКЛАДЫ СОВЕТСКИХ ГЕОЛОГОВ

**СТРАТИГРАФИЯ,
СЕДИМЕНТОЛОГИЯ И ГЕОЛОГИЯ
ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА**



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»

INTERNATIONAL GEOLOGICAL CONGRESS

XXIV SESSION

REPORTS OF SOVIET GEOLOGISTS

Problems 6, 12

STRATIGRAPHY,
SEDIMENTOLOGY
AND QUATERNARY GEOLOGY

PUBLISHING HOUSE «NAUKA»

Moscow 1972

МЕЖДУНАРОДНЫЙ ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ КОНГРЕСС

XXIV СЕССИЯ

ДОКЛАДЫ СОВЕТСКИХ ГЕОЛОГОВ

Проблемы 6, 12

СТРАТИГРАФИЯ,
СЕДИМЕНТОЛОГИЯ И ГЕОЛОГИЯ
ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»

Москва 1972

Настоящий сборник посвящен стратиграфии флишевых толщ, карбонатным коллекторам нефти и газа и геохронологии верхнеплейстоценовых отложений. Накопленный геологический материал и совершенствование методики исследований позволили уточнить условия образования флишевых толщ и особенности флишевой ритмичности, положение толщ дикого флиша в морских бассейнах, пересмотреть сложившиеся представления о возрасте и продолжительности ледниковых и неледниковых интервалов позднего плейстоцена. Кроме того, рассматривается палеогеографическое значение криогенных явлений в зависимости от их современной зональной принадлежности и факторов образования, а также значение конэрозионных разломов в четвертичной истории Кавказа.

The book is devoted to the stratigraphy of the flysh series and the carbonate oil and gas collectors as well as to geochronology of the upper Pleistocene deposits.

The progress in the geological investigations and the methodological improvements enabled us to precise the genesis of the flysh formations and the particularities of its rhythmicity, the position of wild flysh in the marine basins and to revise the present conceptions about the age and duration of Late Pleistocene glacial and nonglacial intervals. In some papers the paleogeographical significance of cryogenic phenomena are discussed in accordance with the modern zonation and factors of formation as well as the role of the conerosion thrusts in the Quaternary of the Caucasus.

Ответственные редакторы

академик В.В.Меннер, доктор геолого-минералогических наук В.И.Громов.

Editors-in-chief

Academician V.V. Menner, Dr of geol and mineral. sci. V.I.Gromov

В.А. Гроссгейм

Флиш является типичной геосинклиальной формацией. В настоящее время в осадках фанерозоя он выделен почти во всех складчатых сооружениях нашей планеты, хотя изучен он на разных территориях с неодинаковой степенью детальности. История исследования флишевой формации начинается с 1827 г., когда Б.Штудер ввел понятие о флише в геологическую литературу. Еще одна дата должна быть отмечена в связи с историей изучения флиша — 1948 г., год выхода в свет монографии Н.Б. Вассоевича, в которой впервые была детально описана ритмичность флишевых отложений. К сегодняшнему дню литература о флише насчитывает уже тысячи названий. Несмотря на такое обилие публикаций, тема эта далеко не исчерпана, и ряд вопросов, связанных с происхождением флиша, продолжает усиленно дискутироваться в печати. Было высказано много точек зрения о природе флиша, однако не все они были основаны на солидном фактическом материале и не все они могут быть приняты безоговорочно.

К сожалению, в упомянутых публикациях палеогеографии флишевых бассейнов уделялось недостаточное внимание, и это отразилось на достоверности выводов о генезисе флиша. В своем сообщении нам хотелось бы отразить достижения в изучении флиша именно в этой области, так как реконструкция условий формирования флиша требует особой методики, которая редко применяется.

Ритмичность строения флишевых толщ проявляется в закономерной повторяемости одних и тех же пород, группирующихся в одной и той же последовательности во флишевых ритмах (многослоях). Н.Б. Вассоевич (1948, 1951) выделяет в ритмах три элемента (наслоя), различающиеся по литологическому составу.

Первый номер ритма сложен фанеромерными породами — гравелитами, песчаниками и алевролитами, имеющими мощность, обычно измеряющуюся сантиметрами, реже дециметрами. Соизмеримую мощность имеет второй элемент ритма — известняки, мергели, известковистые и неизвестковистые слегка алевритистые глины и некоторые другие породы. Третий элемент, как правило, имеет мощность очень небольшую и представлен темноокрашенными тонкоотмученными глинами, частью с фукоидами. Нижняя поверхность ритма чаще всего скульптирована гиероглифами (механоглифами). Внутри ритма переходы между элементами его носят постепенный характер, а на границах ритмов наблюдаются перерывы и резкая смена литологического состава.

Специальные исследования показали, что отдельные ритмы прослеживаются на очень большие расстояния, измеряемые десятками и сотнями километров вкост простираения флишевых прогибов (Вассоевич, Калинин, 1939; Вассоевич, 1948; Гроссгейм, 1961, 1962, 1963, 1966).

Палеогеографические исследования в пределах флишевых бассейнов основаны на съемке послойных разрезов в разных их частях, замерах

ориентировки динамических текстур, лабораторном изучении образцов (гранулометрическим, минералогическим, геохимическим методами) и палеонтологических сборах. Наилучшие результаты дает комплексное применение различных частных методик.

Наиболее подробно и с применением наибольшего комплекса изучены кавказские флишевые бассейны, существовавшие в туронский век (Гроссгейм, Вассоевич, 1960; Гроссгейм, 1962; Гроссгейм, 1966).

Послойные разрезы позволяют получить представление об изменении ряда параметров, характеризующих различные аспекты осадконакопления. При общей выдержанности ритмов на большие расстояния соотношения элементов, их составляющих, закономерно изменяются, что дает возможность судить об условиях накопления осадков.

Изучение ориентировки гieroглифов и наклонов косых слоев помогает восстанавливать схему донных течений, разносивших терригенный материал по дну бассейна, а лабораторные исследования служат той же цели и установлению источников сноса терригенного материала. Значение палеонтологических наблюдений общеизвестно.

Было выяснено, что условия формирования каждого элемента ритма отличаются значительным своеобразием. Поэтому лучше рассмотреть их раздельно.

Первый элемент ритма (I ЭР) начинается с наиболее грубозернистой породы (гравелит, крупнозернистый песчаник.). Эта его часть носит название I а подэлемента ритма (I а ПЭР), Нижние его поверхности несут строго ориентированные язычковые гieroглифы, по которым устанавливаются направления донных течений в первый момент формирования ритма. Примесь пелитовых частиц к грубому материалу и визуально наблюдаемые срезания верхов предыдущих ритмов говорят о размыве верхнего слоя отложившихся ранее осадков, что указывает на высокий динамический уровень осадконакопления. Состав I а ПЭР говорит о размыве узких островных поднятий, отделявших флишевые прогибы от нормальных бассейнов. Обычно I а ПЭР развит лишь в той половине флишевого трога, которая примыкает к кордильере. По мере удаления от нее обломки становятся мельче, а мощности I а ПЭР уменьшаются.

На следующей стадии формируется I в подэлемент ритма (I в ПЭР), который слагается средне- и мелкозернистыми песчаниками и алевролитами. Они имеют разнообразную текстуру — равно- и косослойчатую, волнистослойчатую и плейчатую. Исследования только одного пласта в нескольких десятках пунктов (кампан северо-западного Кавказа) показали, что текстуры эти сочетаются очень сложным образом как по вертикали, так и по площади (рисунок).

Ориентировка косослойчатых текстур в ряде бассейнов (позднемиоценовые бассейны Кавказа, по В.А. Гроссгейму (1963), ордовикский бассейн Аппалачей, по Мак Брайду (McBride, Earle, 1962; и др.) показала, что основными направлениями донных течений являются продольные направленные в сторону центра вытянутого овала прогибания. На периферии наблюдаются и поперечные направления течений, также в сторону центра овала прогибания. Как исключение течения могут быть направлены под каким-то углом к простиранию трога (Crowell, 1955).

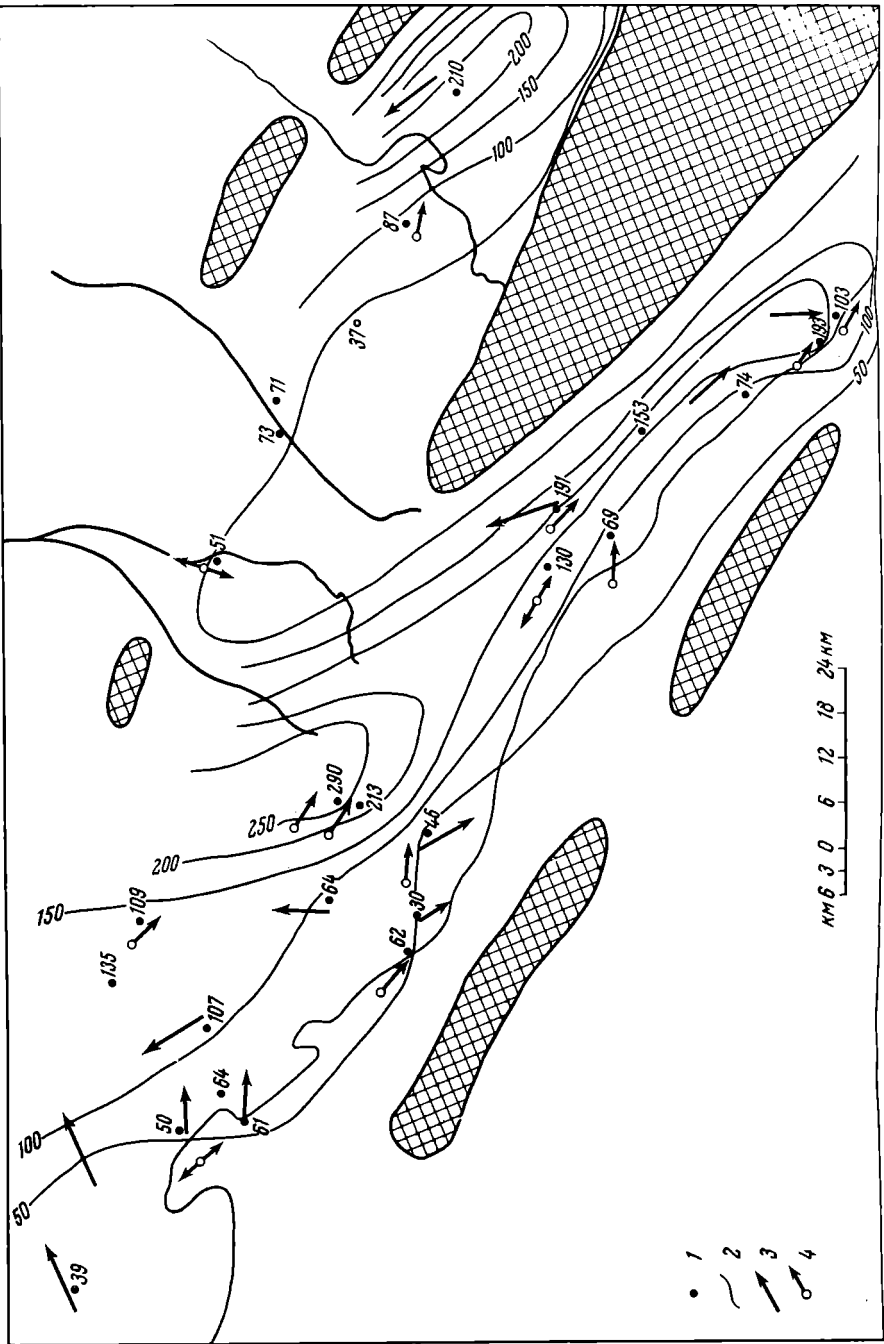
Гранулометрический состав I ПЭР характеризуется несколько лучшей сортировкой материала, нежели состав Ia ПЭР, и уменьшением кверху среднего диаметра зерен. Заканчивается I ЭР тонким чередованием глин и алевролитов, что исключает трактовку его как *graded bedding*. По площади гранулометрический состав также меняется – при приближении к кордильерам, крупным участкам суши и внутренним поднятиям увеличивается количество зерен песчаной размерности, в то время как в центральных частях бассейнов достигает максимума содержание алевроитовой фракции. В том же направлении увеличивается содержание карбоната кальция.

Суммарная мощность I ЭР по отношению к общей мощности пород увеличивается к середине прогибов. Средние мощности I ЭР также возрастают к центру прогибов. Из ископаемых остатков организмов к породам I ЭР обычно приурочены крупные раковины моллюсков (например, иноцерамы в позднемеловом флише) и корненожек (орбитоиды, нуммулиты и др.). Кроме того, встречаются фрагменты раковин, отсортированные по величине терригенных частиц.

Судя по изложенным данным, время формирования I ЭР характеризовалось значительной динамикой среды осадконакопления, хотя энергетический уровень седиментации не падал постепенно по мере накопления осадков. Население флишевых бассейнов в это время состояло главным образом из крупных бентических организмов, приспособленных для жизни на песчаном дне. Сам бассейн представлял собой узкий, вытянутый бассейн (сотни километров на немногие десятки), с одной стороны примыкавший к крупному участку суши (разросшееся к тому времени центральное внутреннее поднятие геосинклинали), а с другой ограниченный подводным поднятием или кордильерой. В пределах бассейна могли существовать и небольшие внутренние поднятия, обычно окруженные шлейфом грубозернистых пород.

К началу формирования второго элемента ритма (II ЭР) главную роль в осадконакоплении начинают играть пелиты. Если первые элементы ритмов (так же, как и третьи) в разных бассейнах однотипны, то вторые отличаются большим разнообразием. Собственно, визуально одна флишевая свита от другой отличается главным образом по вторым элементам. Более того – если в смежном с флишевым нормальном бассейне осадки представлены определенной породой (известняки, мергели, глины и т.д.), то в самом флишевом бассейне той же породой выражены вторые элементы ритмов. В нижней части вторых элементов еще ощущается примесь алевроитового материала. Кверху материал делается тоньше и уменьшается содержание CaCO_3 (если порода известковиста). Светлые пелитоморфные известняки сменяются мергелями, а еще выше – известковистыми глинами. Карбонатность осадков II ЭР изменяется и по площади, увеличиваясь к центральным частям прогибов, вместе со средней мощностью наслоев. В эту стадию формирования ритма бассейн населяли в основном планктонные фораминиферы (карбонатный флиш) или радиолярии (терригенный флиш), что говорит в какой-то мере о существовании слабых поверхностных течений и об увеличении глубины бассейна.

Наиболее труден для изучения третий элемент ритма (III ЭР), так как он, венчая ритмы, первым подвергается микроразмывам и ввиду



малой мощности и сходства со II ЭР иногда пропускается в описании. О нем можно сказать, что отсутствие карбонатов и тонкая отмученность осадка вместе с густой его окраской свидетельствуют скорее о застойных условиях, существовавших в бассейне, и о еще большем увеличении его глубины. Население бассейна составляли черви-илоеды и бентосные фораминиферы.

Нам хочется особенно подчеркнуть, что нельзя говорить о палеогеографии флишевых бассейнов в целом, без того, чтобы не заострять внимание на многократной смене условий осадконакопления, что связано с генезисом этой примечательной геогенерации.

Если в первую стадию формирования флишевого ритма динамика среды осадконакопления была максимальной, что приводило к интенсивному размыву окружающих бассейнов поднятий и быстрому разносу терригенного материала донными течениями по дну бассейна (I ЭР), то в дальнейшем активность и темп процессов седиментации снижались, большее значение приобретала садка карбонатов (II ЭР), и в конце концов бассейн приобретал застойный характер (III ЭР). При этом, судя по схеме фаун и литологическим признакам, бассейн постепенно углублялся.

Таким образом, палеогеографические данные указывают на то, что изменение условий седиментации во флишевых бассейнах связано с изменением их глубин и контрастности рельефа в течение времени формирования одного флишевого ритма, что может определяться лишь колебательными движениями в пределах флишевых зон геосинклиналей.

PALEOGEOGRAPHY OF FLYSCH BASINS

V.A. Grossgeim

Paleogeographical investigations in flysch basins are based on a detailed description of the sections by layers and on mineralogical, granulometric and textural analysis. During the flysch formation the changes of sedimentation environment were frequently repeated which is reflected in flysch rhythm structure.

During the first flysch rhythm (gravelites, sandstones, siltstones) the dynamic movements were most active,

Строение одного пласта песчаника (первый элемент ритма) пенайской свиты кампана флишевой зоны северо-западного Кавказа

1 - точки наблюдения и мощность пласта в сантиметрах;
2 - изопакиты через 50 см; 3 - ориентировка наклонов косых слоев; 4 - направление донных течений по гидроглифам; места отсутствия осадков заштрихованы

mainly the bottom currents which carried away terrigenous material of land erosion. During the second stage (limestones, marls, calcareous clays), the bottom currents weakened and the basin became deeper and plancton fauna developed. During the third and last stage (fine-grained non-calcareous clays), the sedimentation environment became stagnated and benthos organisms became predominant (foraminifera, lime-eating worms). Thus, when speaking about the paleogeography of flysch basins any generalization is impossible. The environment changes have been essential and are related to the oscillatory movements within the flysch zones of geosynclines.

Литература

Вассоевич Н.Б. 1948. Флиш и методика его изучения. Л.-М., Гостехиздат.

Вассоевич Н.Б. 1951. Условия образования флиша. Л.-М., Гостехиздат.

Вассоевич Н.Б., Калинин М.К. 1939. Опыт коннекции флишевых отложений - Азерб.нефт.хоз-во, № 6.

Гроссгейм В.А. 1961. О возможности послойного сопоставления разрезов флиша на больших расстояниях (телеконнекции) - Изв. АН СССР, серия геол., № 12.

Гроссгейм В.А. 1962. Опыт изучения литологической изменчивости карбонатного флиша (на примере северо-западного Кавказа). - Изв. вузов., геол. и разв., № 9.

Гроссгейм В.А. 1963. О характере течений во флишевых бассейнах. - Бюлл. МОИП, отд. геол., 38, № 1.

Гроссгейм В.А. 1966. Литологическая изменчивость туронского флиша горной Кахетии. - Изв. вузов., геол. и разв. № 7.

Гроссгейм В.А., Вассоевич Н.Б. 1960. Опыт изучения литологической изменчивости флишевых отложений. - Бюлл. МОИП, отд. геол., 35, № 6.

Growell J.C. 1955. Directional-current structures from the Prealpine Flysch, Switzerland. - Bull. Geol.Soc. America, 66, N 6.

McBrid E.F., Earle.1962. Flysch and associated beds of the Martinsburg Formation (Ordovician), Central Appalachians. - J. Sediment. Petrol., 32, N 1.

М.Г. Леонов

В конце прошлого столетия в Центральной Швейцарии был описан своеобразный комплекс отложений, характерными чертами которого являлось: 1) наличие в тонкой мергелисто-песчаной массе горизонтов и линз конгломератов и брекчий, а также отдельных блоков и глыб различных осадочных и вулканогенных пород; 2) сильная их тектоническая переработка (Kaufmann, 1878, 1886; Schardt, 1898 a, b). Ф.Кaufmann (Kaufmann, 1886) дал этим отложениям наименование Wildflysch — дикий флиш, которое отражало принадлежность их к комплексу флиша, а также "дикий" хаотичный характер напластования и структуры. Вскоре стали появляться сведения о наличии сходных образований и в иных районах как Альпийского пояса (схема), так и других складчатых систем. В настоящее время выделяются три основные проблемы, связанные с геологией дикого флиша: 1) проблема генезиса; 2) проблема пространственно-временных закономерностей его размещения; 3) проблема термина (какие отложения относить к категории дикого флиша и связаны ли дикий флиш с собственно флишем). В данном сообщении делается попытка подойти к решению сформулированных проблем, не претендуя, впрочем, на их исчерпывающее объяснение.

Дикий флиш Швейцарских Альп. Образования дикого флиша приурочены к Ультрагельветским покровам и протягиваются вдоль внешнего края Альп от Женевского озера до Австрийских Альп, занимая промежуточное положение между зоной альпийских моласс на севере и более южными тектоническими элементами.

Дикий флиш Швейцарских Альп представлен толщей серых и черных сланцеватых мергелей с многочисленными прослоями алевролитов, песчаников, известняков с радиоляриями и глобигериновых сланцев. В эту основную мергельно-песчаную массу заключены линзы и прослои глыбовых брекчий и конгломератов, а также отдельные блоки, глыбы и пакеты различных магматических и осадочных пород: гранитоидов, гнейсов, кварцевых порфиров, известняков и мергелей Леймерн (турон-палеоцен), известняков средней и верхней юры, нижнего и верхнего мела, триасовых гипсов и доломитов (Beck, 1911; Heim, 1921; Soder, 1949; Gadisch, 1953). Обломки и глыбы достигают огромных размеров — до сотен метров в поперечнике. Конгломераты и брекчии характеризуются отсутствием сортировки материала и плохой его окатанностью.

Отмечается сильная тектоническая переработка пород дикого флиша, выраженная в наличии тектонических чешуй, интенсивной складчатости, рассланцовке основной массы, зеркал скольжения. Прослои песчаников и алевролитов будинированы. Иногда дикий флиш представляет собой "тектоническую смесь" (Soder, 1949). С окружающими образованиями толщи дикого флиша имеют тектонические контакты. Возраст пород дикого флиша определяется как верхнеэоценовый (Bentz, 1948; Soder, 1949; Gidon, 1952; Geiger, 1956; и др.).

Подавляющие части блоков и глыб являются продуктами обрушения

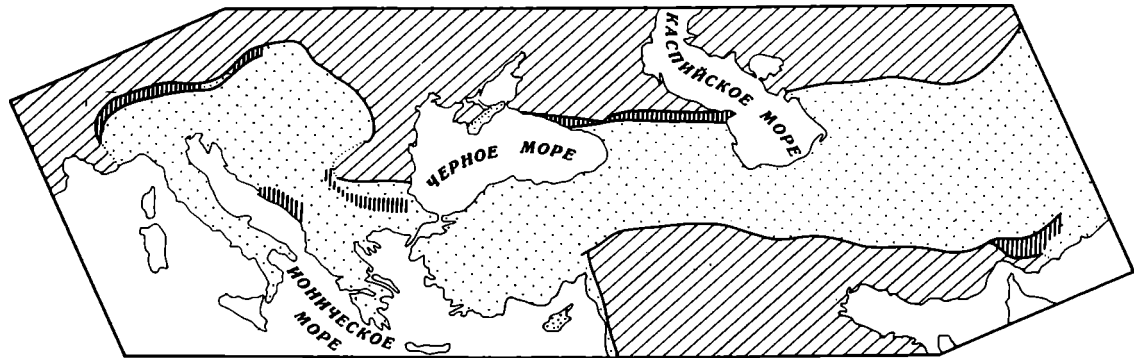


Схема распространения верхнеэоценового дикого флиша (вертикальная штриховка) в пределах Альпийского складчатого пояса (точечный крап). Косой штриховкой выделено обрамление Альпийского пояса

и оползания подводной или надводной части крутого уступа. После обрушения они или оставались на мелководье, образуя толщи конгломератов и брекчий, или сползали в глубь бассейна, перекрываясь одновременно осаждающимся илом (Lugeon, 1916; Gagnebin, 1917; Buxtorf, 1943; Soder, 1949; Жинью, 1952; Cadisch, 1953; Трюмпи, 1965). Связано обрушение с повышенной сейсмической активностью. Г.Шардт (Schardt, 1898, а, б) связал образование толщ дикого флиша с разрушением лобовой части покрова Клиппов, обратив внимание на тот факт, что в подстилавшем Клиппы диком флише содержатся обломки пород в фашиях Клиппов.

Гипотеза происхождения грубообломочного материала за счет разрушения покровов находила все больше сторонников среди геологов (Zeck, 1911; Kraus, 1932, 1951; Gigon, 1952; Sujkowski, 1957). И даже противники подобной трактовки отмечали вероятность действия такого механизма (Жинью, 1952; Hsu, 1960; Трюмпи, 1965). Действительно, перемещение флишевого бассейна с течением времени по направлению к внешней стороне Альп (Трюмпи, 1965), наличие обломков пород в фашиях налегающего на флиш покрова Клиппов (Schardt, 1898 а, б; Zeck, 1911; Gigon, 1952; Geiger, 1956; и др.), перекрытие толщ дикого флиша покровами более древних отложений, более интенсивная, чем в других флишевых единицах, тектоническая переработка, а также совпадение времени образования дикого флиша с временем значительных шарьяжных перемещений (Bruckner, 1952; Трюмпи, 1965) позволяют связать образование дикого флиша с разрушением фронта продвигающегося покрова. Учитывая же, что в диком флише содержатся отторженцы всех членов разреза покрова Клиппов (Schardt, 1898 а, б; Zeck, 1911; Soder, 1949; Gigon, 1952; Geiger, 1956) и то, что этот покров подстилается во многих местах диким флишем (Bentz, 1948; Geiger, 1956), можно считать связь образования дикого флиша с разрушением именно этого покрова достаточно очевидной.

В Альпийской зоне толщи верхнеэоценового дикого флиша образуют наиболее верхние горизонты флиша внутренних зон, например Ультрагельветской (Hsu, 1960). С олигоцена начинается качественно новый этап — молассовый, который характеризуется существенно иным стилем осадконакопления и тектонических движений (Жинью, 1952; Трюмпи, 1965.)

Учитывая историческое единство толщ дикого флиша с флишем вообще, нельзя ставить их в отрыве друг от друга только потому, что первый не обладает некоторыми необходимыми для типичного флиша чертами (Tercier, 1947). Гораздо важнее то, что обе эти группы осадков знаменуют собой определенный этап развития крупной тектонической зоны.

Дикий флиш южного склона Большого Кавказа. На территории Кавказского перешейка в узкой пограничной полосе между флишевой зоной южного склона Большого Кавказа и Закавказской межгорной зоной, зажатой в надвигах, получил распространение комплекс осадков, представленный мощной толщей песчано-глинистых пород, имеющих флишеидный облик, среди которых заключены горизонты глыбовых брекчий и конгломератов, а также отдельные, зачастую огромные глыбы и блоки вулканогенных и осадочных пород, главным образом мезозойского возраста. Комплекс этот в разное время изучался Н.Б.Вассоевичем,

В.П. Ренгартеном, Н.И. Мревлишвили, И.П. Гамкрелидзе, Ф.Д. Майсадзе (Ренгартен, 1924; Вассоевич, 1934; Мревлишвили, 1954; Гамкрелидзе, 1970; Майсадзе, 1970), а также автором данного сообщения.

Обломки и глыбы в брекчиях не отсортированы, в большинстве случаев не окатаны. Размер их колеблется от первых сантиметров до десятков метров в поперечнике. Мощность горизонтов брекчий может превышать 100–200 м. Наряду с прослоями брекчий и конгломератов встречаются блоки, как бы плавающие в песчано-глинистой массе. Размер таких блоков и пластин достигает нескольких километров в длину при мощности в 100–250 м. Снизу и сверху они обволакиваются осадками флиша. Обломки представлены розовыми гранитами и аплитами, различными порфиритами андезито-базальтового состава и их пирокластитами байосского возраста, глинистыми сланцами и песчаниками лейаса, известняками верхней юры и мела. Осадочные породы представлены в фациях мезозойских отложений Грузинской глыбы, входящей в состав Закавказской межгорной зоны, на основании чего можно считать, что разрушению подвергся северный край Грузинской глыбы, обращенный в сторону флишевого прогиба. Возраст пород данного комплекса на основании находок многочисленной фауны как предыдущими исследователями (Варенцов, 1950; Мревлишвили, 1954; и др.), так и автором уверенно устанавливается как верхнеэоценовый.

В бассейне р. Ксани на верхнеэоценовые образования надвинут покров, сложенный породами лейаса и байоса (Гамкрелидзе, 1970). В настоящее время неясно, является ли этот покров конседиментационным или он был надвинут позднее на отложения осадков верхнего эоцена. Но независимо от этого устанавливается четкая связь между грубообломочными толщами и отдельными глыбами в верхнем эоцене и породами, слагающими покров, так как они идентичны. Подобные пространственные связи представляются отражением генетических, т.е. свидетельствуют о происхождении грубого материала за счет разрушения этого покрова, который составлял часть Грузинской глыбы. Отложения верхнего эоцена, описанные выше, венчают разрез верхнеюрского-палеогенового флиша и принадлежат к флишевой формации.

С нижнего или по крайней мере со среднего олигоцена сразу же вслед за образованием описанного комплекса наступает качественной этап развития Кавказа. Следовательно, на территории Кавказа развит комплекс осадков верхнего эоцена, сходный с таковым в Швейцарских Альпах и по возрасту, и по тектонической позиции, и по морфологии, и по происхождению. Учитывая же принадлежность верхнеэоценового комплекса южного склона к флишевой формации, можно, вероятно, отнести его к категории дикого флиша, который был выделен в Швейцарии.

Дикий флиш Иранского Белуджистана. На территории юго-восточного Ирана, к юго-западу от впадины Джаз-Муриан, в области юго-восточного окончатого зоны Загроса известен так называемый флиш с глыбами (Gansser, 1959). Толщи флиша надвинуты к юго-западу на зону моласс и в свою очередь тектонически перекрыты с северо-востока образованиями "пестрой смеси" и краевой частью Иранского массива.

Флиш с глыбами характеризуется наличием в тонкой песчано-глинистой массе обломков, глыб и блоков различных пород. Блоки имеют часто огромные размеры и как бы плавают в основной массе. Флиш интенсивно дислоцирован. Глыбы, которые заключены во флиш, являются продуктами разрушения надвинутых на него покровов. Это прежде всего породы пестрой смеси — серпентиниты, радиоляриты, кремнистые сланцы и известняки, а также глыбы известняков мезозойского возраста и нуммулитовых известняков эоцена, которые образуют осадочный чехол Иранского массива. Возраст флиша с глыбами — верхний эоцен-олигоцен (Gansser, 1959). Флиш с глыбами обладает многими чертами типичного дикого флиша: он занимает аналогичную тектоническую позицию между зоной развития моласс и надвинутыми на флиш более древними образованиями; имеет он сходство с диким флишем и по характеру внутреннего строения, выраженное в наличии обломков и глыб, заключенных в песчано-глинистые флишевые осадки, и по интенсивной дислоцированности. А то, что обломки представлены породами, слагающими покровы, которые перекрывают флиш, может свидетельствовать о связи образования флиша с глыбами с процессами разрушения фронтальной части надвигавшегося на флишевое море покрова. И, что важно, флиш с глыбами имеет или одинаковый, или очень близкий возраст с диким флишем Кавказа и Альп.

Верхнеэоценовые отложения Родопского массива. Верхнеэоценовые отложения Родопского массива сходны морфологически с описанными выше и представлены серией песчано-глинистых и карбонатных осадков, среди которых расположены конгломераты и брекчии и отдельные глыбы и блоки различных пород (Боянов и др., 1963; Московски, Шолов, 1965; Вълков, 1967; Балмустаков, 1968; и др.). Обломки и глыбы совершенно не окатаны или окатаны слабо, размер их колеблется от сантиметров до сотен метров в поперечнике. Состав пород в блоках идентичен таковому окружающих и подстилающих образований гранитно-метаморфического фундамента и осадочного чехла Родопского массива. Данный комплекс осадков сохранился в настоящее время только в виде отдельных пятен и приурочен к грабенообразным структурам, ограниченным разломами типа сбросов, реже взбросов и надвигов.

Болгарские геологи связывают возникновение грубообломочных горизонтов и отдельных глыб в отложениях верхнего эоцена с обрушением бортов грабенов, развивавшихся конседиментационно в теле жесткого Родопского массива в условиях тектонических движений пиренейской фазы складчатости. В ряде мест непосредственно на верхнеэоценовых отложениях с брекчиями, конгломератами и отдельными глыбами залегают в покрове древние метаморфические толщи, причем обломки в брекчиях и конгломератах представлены в фациях покрова (Балмустаков и др., 1951). По налеганию покрова на отложения верхнего эоцена и запечатыванию поверхности надвига олигоценовыми осадками устанавливается время надвигания на рубеже эоцена — олигоцена, что наряду с совпадением времени образования глыбовых отложений и времени проявления пиренейской фазы складчатости и шарьяжеобразования, возможно, указывает на генетическую связь между этими процессами. Выска-

зывая, однако, подобную точку зрения, нужно оговориться, что вопрос о генезисе данных отложений в настоящее время нельзя решить однозначно. Важно то, что на территории Родопского массива в верхнем эоцене образовались отложения, чрезвычайно сходные с разновозрастными осадками Альп, Ирана и Кавказа.

Таким образом, во многих районах Альпийского пояса (Альпы, Кавказ, Белуджистан, Родопский массив) развит комплекс своеобразных осадков верхнего эоцена, характеристика которого дана выше. Накопление отложений этого комплекса связано с развитием обвально-оползневых процессов на крутом склоне при непрерывном накоплении песчано-глинистых осадков флишоидного облика. Своеобразные условия осадконакопления, связь включений с породами, слагающими покровы, которые перекрывают эту характерную группу осадков, сильная тектоническая переработка, совпадение времени возникновения этих осадков с временем интенсивных тектонических движений, приводящих к образованию шарьяжей, позволяют связывать образование этих отложений с разрушением фронтальной части продвигающихся покровов, во всяком случае связь с интенсивными тектоническими движениями несомненна. Важным представляется и факт образования этого характерного комплекса осадков, связанного с интенсивными тектоническими движениями, строго одновременно на огромных пространствах Альпийского складчатого пояса. Это дает возможность не только проследить определенные тектонические фазы, а именно: связанные, вероятно, с шарьяжеобразованием, по наличию подобных комплексов, но и в данном случае установить достаточно строго одновременность их проявления. Описанные образования в Альпах, на Кавказе и Белуджистане венчают разрез флиша, что заставляет рассматривать их в составе флишевой формации.

Из всего сказанного, однако, никоим образом не должно следовать, что вообще все глыбовые образования, связанные с обвалами и ооружениями, относятся к дикому флишу и получились за счет разрушения покровов. К дикому флишу следует относить, вероятно, только те глыбовые толщи, которые являются членами флишевой формации и которые обладают набором характерных признаков, речь о которых шла выше.

UPPER EOCENE WILD FLYSCH OF THE ALPINE BELT

M.G. Leonov

At the end of the last century a peculiar complex of the Central Switzerland sediments was described, the main characteristics of which are: 1) availability of breccia and conglomerates in the thin sand and marl mass of horizons and lenses as well as separate blocks and borders of different ancient rocks of more earlier periods and 2-force tectonic treatment of the same.

That complex was named "Wildflysch" showing belonging of those rocks to the flysch formation and the "wild", chaotic character of their bedding and structure.

Investigation of that group of sediments in various areas of the Alpine folding zone on the basis of literary information (the Alps, the Rodop massif, Belujistan, and on visual observations, the Caucasus) enabled to mark out in those regions sediments similar to the wildflysch of strictly the same age, viz. Upper Eocene. Distinctive conditions of sedimentation having tendency to cavings and landslides of steep slope under conditions of continuous accumulation of thin mud, linkage of fragments and blocks inside the like sediments with the rocks forming the nappes damming (covering) that typical group of sediments, strong tectonic treatment, coincidence of the period of time of their coming into existence with the time of intensive tectonic movements resulted in nappe decharriage, allow to connect the formation of those deposits with destruction of the frontal part of the nappe being advanced. As for the simultaneity of the formation of wildflysch all along the vast areas of the Alpine zone, it gives the possibility not only to retrace certain tectonic phases due to availability of like complexes but to determine in such a case with enough accuracy the simultaneity of their display.

Литература

- Белмустаков Е. 1968. Палеоген. В кн.: Стратиграфия на България. София, изд-во "Наука и изкуство".
- Белмустаков Е., Бончев Ек, Йорданов М. 1951. Бележки върху навлачната тектоника на северните Родопски склонове. - Изв. на Геол., геогр. и хим. ин-та Болгар. АН, 1
- Боянов И., Маврудчиев Б., Вапцаров И. 1963. Върху структурноформационните особености на част от Източните Родопи. - Изв. на Болгар. АН, 12
- Варенцов М.И. 1950. Геологическое строение западной части Куринской депрессии. М.-Л. Изд-во АН СССР.
- Вассоевич Н.Б. Краткий геологический очерк Джавского района юга Осетии. - Труды Сов. по изуч. производ. сил. АН СССР, серия, закав., вып. 4.
- Вълков В. 1967. Олигостромни явления в приабона южно от Крумовград. - Списание на Българ. геол. друж., год. 28, кн. 3.
- Гамкрелидзе И.П. 1970. Тектоническое окно в ущелье р. Ксанья. - Сообщ. АН Груз. ССР, 59, № 3.

- Жинью М. 1952. Стратиграфическая геология. М., ИЛ.
- Майсадзе Ф.Д. 1970. Палеогеографические и тектонические условия формирования эоценовых образований между речья Риони и Лиахви. Автореф. канд. дисс. Тбилиси.
- Московски Ст., Шопов Вл. 1965. Стратиграфия на палеогена и свързаните с него реседиментационни явления (олистортоми) в областа Пиянец, Кюстендилско. - Изв. Геол. ин-та Болгар. АН, 14.
- Мревлишвили Н.И. 1954. Фауна и стратиграфия палеогена Душского района. Автореф. канд. дисс. Тбилиси.
- Ренгартен В.П. 1924. Геологические исследования в южной части Военно-Грузинской дороги в 1923 г. - Изв. Геол. ком., 13, № 7.
- Трюмпи Р. 1965. Тектоническое развитие Центральных и Западных Альп. В кн.: Тектоника Альпийской области. М., "Мир"
- Beck P. 1911. Geologie der Gebirge nordlich von Interlaken. - Beitr. Geol. Karte Schweiz., n.F. Lief. 29 (59).
- Behtz F. 1948. Geologie des Sarnersee-Gebites. - Eclogae geol. helv., 41.
- Bruckner W. 1952. Globigerinenmergel und Flysch. Verh. naturforsch. Ges. Basel, 63, N 1.
- Buxtorf A. 1943. Über das Volkomen von Leimernschichten in der Unterlage des Schlierenflysches. - Eclogae geol. helv., 36.
- Cadisch J. 1953. Geologie der Schweizer Alpen. Basel.
- Gagnebin E. 1917. La tectonique des pléiades et le problème du Wildflysch. - Bull. Soc. vand. sci. natur., 151.
- Gansser A. 1959. Ausseralpine Ophiolithprobleme. - Eclogae geol. helv., 52.
- Geiger M. 1956. Die Unterlage der zentralschweizerischen Klippengruppe Stanserhorn-Arvirat, Bouchserhorn-Musenalp. - Eclogae geol. helv., 49, N 2.
- Gigon W. 1952. Geologie des Habkerntales und des Quellgebietes Grossen Emme. - Verh. naturforsch. Ges. Basel., 63, N 1.
- Heim A. 1921. Geologie der Schweiz, Bd. II. Leipzig
- Hsu K. 1960. Paleocurrent structures and paleogeography of the ultrahelvetic flysch basins Switzerland. - Bull. geol. Soc. America, 71, N 5.
- Kaufmann F. 1878. Über die Granite von Habkern. Verh. Schweiz. naturforsch. Ges. Genf.
- Kaufmann F. 1886. Emmen- und Schlierengegenden. - Beitr. geol. Karte Schweiz, Lief. 24, N 11.
- Kraus E. 1932. Über den Schweizer Flysch. - Eclogae geol. helv., 25.
- Kraus E. 1951. Die Baugeschichte der Alpen. Teil II. Berlin.

Lugeon M. 1916. Sur l'origine des block exotiques du Flysch préalpin. - *Eclogae geol. helv.*, 14.

Schardt H. 1898a. Die exotischen Gebiete, Klippen und Blocke an der Schweizeralpen. - *Eclogae geol. helv.*, 5.

Schardt H. 1898b. Les régions exotiques du versant Nord des Alpes Suisse (Prealpes du Chablais et du Stockhorn et les Klippes). - *Bull. Soc. vaud. sci. natur.*, 34.

Soder P. 1949. Geologische Untersuchungen der Schratzenfluh und des südlich anschliessenden Teiles der Habkern-Mulde (Kt. Luzern). - *Eclogae geol. helv.*, 42.

Sujkowski Z. 1957. Flysch sedimentation. - *Bull. Geol. Soc. America*, 68, N 5.

Tercier J. 1947. Le flysch dans la sédimentation alpine. - *Eclogae geol. helv.*, 40, N 2.

Н.В. Логвиненко

ли
ног

Происхождение флиша рассматривалось Н.Б. Вассоевичем (1951) с позиций осцилляционной гипотезы, Р.Кюененом (Kuenen, 1959) с позиций гипотезы мутьевых потоков. Преимущества и недостатки этих гипотез освещены Н.Б. Вассоевичем (1962).

В настоящей статье рассматривается образование флишевых ритмов в результате одновременного действия климатических и тектонических факторов.

Флишевые формации характеризуются ясной ритмичностью. В системе ритмов выделяются элементарные ритмы, или ритмы I порядка, и ритмы высших порядков. Выделение ритмов высших порядков возможно по степени асимметрии ритмов, т.е. по отношению мощности зернистых осадков к мощности пелитовых осадков (или путем статистического анализа ритмичности в разрезах флиша.). В ритмы II и более высокого порядка объединяются ритмы низких порядков, степень асимметрии которых снизу вверх непрерывно уменьшается до нового скачка – резкого повышения асимметрии последующих ритмов. В флишевых формациях разного типа и возраста в настоящее время выделяются ритмы II–VI порядков (Логвиненко, 1966). Таким образом, ритмичность флиша обнаруживает сложную периодичность.

Изменения климата определяются изменениями солнечной активности и являются периодическими. Известны периоды или ритмы в 2–3 года, 5–6 лет, 11 лет, 22–23 года, 33–36 лет, вековые, двойные вековые, 200–300 лет, 600 лет, 1500–2200 лет. Вероятно, существуют и более длительные периоды (Эйгенсон, 1957). Если 11-летние ритмы считать основными, то остальные будут ритмами более высокого порядка.

Изменения климата, связанные с максимумами и минимумами солнечной активности, проявляются в изменении динамики атмосферы, потеплении или похолодании, увеличении или уменьшении количества атмосферных осадков и т.п. Изменения климата зависят также от астрономических причин: положения полюсов, наклона земной оси, параметров орбиты и т.п. и, вероятно, взаимосвязаны с изменениями солнечной активности. Естественно, что эти изменения сказываются на темпе эрозии и денудации, режиме рек, количестве выносимого ими обломочного материала, на уровне моря и темпе абразии его берегов и т.п. К сожалению, взаимосвязь этих явлений не получила еще должного освещения.

Для выяснения условий накопления флишевых ритмов представляется интерес более длительные периоды изменения солнечной активности, связанные с ними и астрономическими причинами изменения климата: 200–300-летние, 1500–2200-летние – ритмы VI–X и более высоких порядков.

Механизм образования флишевых ритмов может быть вполне удовлетворительно объяснен периодическими изменениями климата.

Флишевые бассейны, как установлено в настоящее время, представляли собой сравнительно узкие и длинные впадины – моря типа современного Адриатического, Красного, возможно, Черного, Калифорнийского залива и им подобных. Эти бассейны были ограничены с одной или двух сторон гористой или возвышенной сушей или архипелагом островов. Шельфовая область морей была сравнительно узкой, а центральная часть более или менее глубокой. Вблизи суши образовывался грубый, или дикий, флиш, почти лишенный пелитовых осадков, в промежуточной зоне – нормальный флиш, а в центральной части бассейнов – субфлиш, почти лишенный зернистых осадков.

Изменения климата во время максимумов солнечной активности выражались в потеплении, увеличении количества атмосферных осадков, активизации динамики атмосферы и гидросферы: учащались циклоны, штормы, магнитные бури, землетрясения, активизировались старые и возникали новые циклонические поверхности и донные течения вдоль и поперек флишевых трогов. Все это способствовало повышению темпа эрозии суши и абразии берегов, поступлению массы обломочного материала в бассейны седиментации и обеспечивало разнос его по площади бассейнов. Эти периоды накапливались слои зернистых осадков на большей части площади бассейна, а пелитовые частицы выносились в пределы глубоководной впадины. Естественно, что этот процесс был сложным и многоактным. Пелитовые частицы осаждались на дне в зависимости от глубины, рельефа дна и гидродинамических условий. Однако активное действие течений и, вероятно, неоднократное взмучивание сильными штормами и цунами приводили к совершенной сортировке обломочного материала и постепенному удалению (перемещению) наиболее тонких пелитовых фракций в пределы глубоководных впадин.

В периоды спада солнечной активности и в течение многих лет после, перед следующим максимумом, изменения климата происходили в противоположном направлении. Это приводило к ослаблению темпа эрозии суши и абразии берегов, уменьшению массы обломочного материала и преобладанию в его составе пелитовых фракций. В такие периоды шло накопление зернистых осадков только в непосредственной близости суши, в промежуточной зоне и в глубоководных впадинах центральной части бассейна образовывались слои пелитовых осадков. Такую картину более или менее нормальной седиментации мы наблюдаем в современный период.

Таким образом возникал флишевый ритм, состоящий вблизи суши из зернистых осадков, в промежуточной зоне – из зернистых и пелитовых осадков и в центральной части бассейна – преимущественно из пелитовых осадков.

В изменении климата наблюдается сложная периодичность: на фоне кратковременных изменений периодически проявляются и накапливаются на них изменения более длительных периодов. Сложная периодичность, еще недостаточно раскрытая, наблюдается в проявлении тектонических процессов: колебательных движений и землетрясений, вызывающих появление мутьевых потоков. Все эти факторы действуют сейчас и действовали в геологическом прошлом. Одновременное действие этих факторов (ни один из них нельзя исключить) приводит к тому, что и результат

процесса – флишевая ритмичность – характеризуется сложной периодичностью.

Элементарный флишевый ритм мощностью 5–10 см, вероятно, мог образоваться за сравнительно небольшой отрезок времени порядка 200–300 или 600–700 лет при обычном, описанном выше, течении процесса. О возможности накопления слоя такой мощности можно судить по скорости накопления современных морских осадков. Так например, в Черном море у берегов Кавказа за 1000 лет накапливается 13 см сухого осадка, в Калифорнийском заливе – 19 см, у Моллукских островов – 28 см, в фиорде Драммен (Норвегия) – 27–31 см, в южной части Каспийского моря – 30 см (Страхов, 1960).

Повторение таких периодов изменения климата приводило к накоплению серии ритмов, причем, если эти периоды следовали за максимумом солнечной активности высокого порядка, то процесс шел по ниспадающей кривой – степень асимметрии флишевых ритмов уменьшалась.

Наложение на кратковременные периоды изменения климата изменений большего периода приводило к образованию ритма с высокой степенью асимметрии (мощный слой зернистых осадков), а затем серии ритмов с постепенным уменьшением асимметрии. Так появлялись ритмы II порядка. Аналогичным путем возникали ритмы III, IV, V и VI порядков в результате наложения изменений климата последующих – более длительных периодов на предыдущие – менее длительные периоды.

Колебательные движения – также непрерывный фактор формирования флишевых ритмов. Поднятия суши (понижения уровня моря) способствовали накоплению первого элемента флишевого ритма – зернистых осадков и смешали границу их распространения в глубь бассейна. Опускания суши (повышение уровня моря) благоприятствовали накоплению слоев пелитовых осадков и смешали зону их распространения к суше. Если периоды изменения климата, связанные с максимумом солнечной активности, совпадали с поднятием суши, то, образно выражаясь, они действовали рука об руку в одном направлении – способствовали образованию мощных слоев зернистых осадков.

Землетрясения и связанные с ними цунами и мутьевые потоки эпизодически участвовали в образовании флиша, создавая ритмы с градационной слоистостью. Изучение флишевых формаций разного типа и возраста показывает, что ритмы с градационной слоистостью и без нее развиты примерно одинаково. Естественно, что частота мутьевых потоков и возможность образования ритмов таким путем были наибольшими в периоды изменения климата, совпадающие с максимумами солнечной активности.

Ритмы, образовавшиеся из материала, перемещенного мутьевыми потоками, могли быть как мелкими, так и крупными – мощными, однако в серии ритмов такого типа вряд ли преобладали мощные, поскольку необходимо время для накопления исходного материала потока, а за это время изменения климата и колебательные движения сформируют очередной ритм или серию ритмов.

Проблема определения продолжительности накопления различных осадков флишевого ритма является одной из наиболее трудных проблем седиментологии флиша. Н.Б.Вассоевич (1951) на основе учета продолжительности

ности формирования флишевой толщи в абсолютном летоисчислении и количества ритмов в ней определил, что продолжительность накопления элементарного ритма карбонатного флиша от 500 до 4500 лет (средняя мощность ритма 10–20 см.).

Из описанного выше механизма формирования флишевого ритма следует, что слои зернистых осадков накапливались достаточно быстро – несколько лет или несколько десятков лет. Слои пелитовых осадков накапливались медленно – сотни лет.

При образовании ритмов из мутьевых потоков в зависимости от характера потока ритм или его часть, но главным образом зернистые осадки, возникали практически мгновенно, и только пелитовые осадки второго и третьего элементов ритма продолжали формироваться длительное время, до момента появления нового мутьевого потока или изменения климата. Ритмы этого типа имели между собой достаточно длительные паузы.

Второй важной проблемой седиментологии флиша является определение условий накопления карбонатного и терригенного флиша и наличия в карбонатном флише пелитовых горизонтов, лишенных карбонатов.

Как известно, в твердом стоке горных рек CaCO_3 переносится главным образом в виде механический взвеси. Так, например, в твердом стоке р. Кубани (Азовское море) механическая взвесь CaCO_3 составляет около 50%, а в реке Чорох (Черное море) – более 90%. Химическое осаждение карбоната кальция в современных морях происходит главным образом в низких широтах и на мелководье, где воды интенсивно прогреваются. Поэтому пелитоморфный кальцит, из которого сложены осадки второго элемента флишевого ритма карбонатного флиша, вероятно, имеет обломочное происхождение и только частично хемогенное и органогенное. Обогащенные кальцитом породы первого элемента ритма представляют собой обломочные известняки или известняковые песчаники, состоящие из обломков карбонатных пород и органических остатков (калькаренинты).

Палеогеографические реконструкции подтверждают это положение для ряда областей развития карбонатного флиша. В пределах динарид в Югославии и в смежных странах в верхнем палеозое и нижнем мезозое широко развиты карбонатные породы. Меловой и палеогеновый флиш в этих областях преимущественно карбонатный или терригенно-карбонатный с широким развитием мергелей и калькаренинтов. На Кавказе, вероятно, по той же причине – благодаря широкому развитию известняков в юре (и вообще в мезозое) – в меловых и палеогеновых отложениях мы встречаемся главным образом с карбонатным флишем. Отсюда можно сделать вывод, что накопление терригенного или карбонатного флиша регулируется главным образом составом пород – источников питания флишевого бассейна обломочным и пелитовым материалом, а также характером рельефа и климата.

Значительно труднее объяснить появление в карбонатном флише пелитовых осадков, лишенных карбонатов (третий элемент флишевого ритма). Н.Б.Вассоевич (1962) предложил, как одно из возможных объяснений, теорию отмучивания – осаждение тонких глинистых частиц после взмучивания их штормами или цунами. Однако возможно и другое объяс-

нение. Слои пелитовых осадков, лишенные карбонатов, обычно имеют ничтожную мощность, а часто вообще отсутствуют. Возможно, отсутствие карбонатов связано с вторичными причинами — процессами диагенеза. Тонкодисперсные пелитовые осадки флиша содержат органическое вещество в значительных количествах. При разложении органического вещества образуется CO_2 и понижается pH. При pH около 7 или несколько ниже происходит растворение карбонатов. Следовательно, этот незначительный по мощности пелитовый осадок может представлять собой своеобразный "нерастворимый" остаток.

Флишевая ритмичность — весьма сложное геологическое явление, она представляет собой результат нескольких геологических процессов, протекающих одновременно: периодических изменений климата, колебательных движений и землетрясений, вызывающих в области моря мутьевые потоки.

Сочетание этих процессов в разных комбинациях, их наложение друг на друга и взаимодействие создают своеобразные черты различных флишевых формаций или отдельных частей одной и той же формации. Нам кажется, что предложенная гипотеза имеет преимущество перед основными, конкурирующими в настоящее время, и дает возможность объяснения происхождения различных типов флишевых формаций.

FLYSCH RHYTHM AND ITS ORIGIN

N.V. Logvinenko

The flysch formations are characterized by a clear rhythm. Thus, the flysch rhythm has occurred as a result of climatic changes, oscillating motions and turbidity flows proceeding simultaneously. The peculiarities of each flysch formations can be determined by a degree of influence and interaction between these three factors in the process of its development. There are elementary rhythms and those of a higher order: II, III, IV, V, etc.

The flysch rhythms of a higher order occurred through the superposition of climatic changes of longer periods (1500–3000 years and over) on those of shorter periods.

Литература

Вассоевич Н.Б. 1951. Условия образования флиша. М.—Л. Гостомтехиздат.

Вассоевич Н.Б. 1962. Флиш и астрогеология. — Геогр. сб. 15.

Логвиненко Н.В. 1966. О ритмах флиша. В кн.: XIX Герасимовские чтения. Геогр. и геол. Тезисы докладов. Л.

Страхов Н.М. 1960. Основы теории литогенеза, т. 2. М. Изд-во АН СССР.

Эйгенсон М.С. 1957. Очерки физико-географических проявлений солнечной активности. Львов.

Kuenen Ph. H. 1959. Turbidity currents a major factor in flysch deposition. - *Eclogae geol. helv.*, 51, N 3.

Е.М. С мехов, Л.П. Гмид

Современное состояние изученности карбонатных пород-коллекторов характеризуется все более возрастающим интересом к познанию структуры пустотного пространства и особенностей фильтрации. Объектами исследований карбонатных пород служат в основном те их типы, в которых наиболее развита трещиноватость.

Именно эти типы карбонатных пород, часто являющиеся коллекторами нефти и газа, обладают сложной структурой пустотного пространства.

По современным представлениям, среди карбонатных пород многих нефтяных и газовых месторождений мира наиболее распространенными являются смешанные (сложные) коллекторы. Обобщенной моделью таких карбонатных пород-коллекторов служит коллектор, состоящий из многочисленных блоков породы, межзерновая пористость которой составляет основную емкость для нефти (газа). Блоки (матрица) карбонатных пород-коллекторов разделены между собой системами трещин, сохраняющих свои раскрытия благодаря наличию контактов по их стенкам.

К трещинам приурочены относительно редкие и изометрические пустоты выщелачивания (каверны). Притоки же в скважины определяются трещинной проницаемостью, тогда как межзерновая проницаемость на несколько порядков ниже. В этих условиях дренирование блоков карбонатных пород происходит в том объеме, на который скважины влияют гидродинамически через стенки трещин, поверхность которых в зоне влияния скважин весьма велика.

Литолого-петрографическими исследованиями карбонатных пород установлено, что емкость в них часто возникает в результате постседиментационных процессов выщелачивания частиц скелета и агрегата зерен, доломитизации и перекристаллизации. Влиянием указанных процессов и обусловлена неоднородность структуры порового пространства и его неравномерное распределение в объеме горной породы.

На различных этапах литогенеза в карбонатных осадках возникает первичная (седиментационная и диагенетическая) пористость и в литифицированной породе – вторичная пористость. В целом изменение пористости при прогрессивном катагенезе (погружение на большую глубину) сводится к ее уменьшению, а при регрессивном – к увеличению.

В образовании емкости карбонатных пород наибольшее значение имеет пористость, развитие которой обусловлено первичной пористостью и в более поздних этапах литогенеза и трещиноватостью. В этой связи целесообразно различать унаследованную и вновь образованную вторичную пористость; из них первая в карбонатных породах имеет наибольшее распространение.

В карбонатных породах широко распространены пустоты растворения. Их образование обычно связано с выщелачиванием форменных образований и отдельных (или агрегата) зерен. Расположение этих пустот в карбонатных породах крайне неравномерное.

Как известно, растворимость карбонатных минералов находится также в зависимости и от растворяющих свойств растворителя; они, естественно, меняются под влиянием термодинамических условий. Интенсивность растворения солей и обменных процессов во многом зависит от степени трещиноватости горных пород.

Различные литологические факторы на разных этапах литогенеза оказывают неоднозначное влияние на формирование емкости карбонатных пород. Так, с глубиной в доломитах и известняках происходит уменьшение первичной пористости, тогда как вторичная пористость в этих условиях часто сохраняет свои высокие значения. Как известно, процесс доломитизации принято рассматривать как благоприятный фактор по увеличению пористости. Однако связи между доломитизацией и пористостью оказываются более сложными. Так, при равномерной доломитизации, при которой зерна не соприкасаются друг с другом, не происходит увеличения пористости. В условиях же неравномерного ее (доломитизации) проявления (пятнистость, полосчатость) наблюдается увеличение пористости карбонатной породы только при определенной упаковке зерен.

Недостаточно изучено влияние процессов сульфатизации и окремнения на формирование коллекторских свойств карбонатных пород. В общем случае оба эти процесса на ранних этапах литогенеза ухудшают пористость, тогда как на более поздних может происходить растворение пород с образованием пустот новой генерации.

Широко развитые в горных породах (в том числе и карбонатных) трещины оказывают большое влияние на формирование в них емкости и увеличение проницаемости. Интенсивность трещиноватости карбонатных пород обусловлена не только тектоническими факторами, но и вещественным составом и их структурными и текстурными особенностями. Так, например, заметная примесь глинистого вещества в мощных известняках понижает интенсивность трещиноватости, тогда как перекристаллизация и сульфатизация способствуют увеличению густоты трещин.

По генетическим и морфологическим признакам различаются трещины литогенетические и тектонические; последние наиболее протяженные и часто встречаемые. Трещины, шириной более 100 мк, принято условно относить к макротрещинам.

По составу выполняющего вещества и по характеру взаимопересеченности трещин выделяются несколько их генераций; наиболее поздними по времени образования являются открытые трещины и трещины с замазками нефти.

Основная роль трещин в формировании карбонатных коллекторов заключается в том, что они обуславливают главным образом фильтрацию нефти и газа и способствуют образованию вторичных пустот выщелачивания. Трещины в карбонатных породах, вскрываемых глубокими скважинами, обладают незначительной емкостью, однако при известных условиях учет этой емкости для подсчета запасов необходим.

Вторичные пустоты выщелачивания широко развиты также по стилолитовым полостям, часто наблюдаемым в карбонатных породах. Стилолиты, будучи эпигенетическими образованиями, тесно связаны с тектоническими трещинами, группируясь в те же системы, что и последние.

Вместе с пустотами вышелачивания, развивающимися по трещинам, стилолитовые полости представляют собой часть полезной емкости карбонатного коллектора.

Методы исследования карбонатных пород-коллекторов нефти и газа могут быть подразделены на прямые и косвенные. К прямым методам относится литолого-петрографическое макро- и микроскопическое изучение пород, включающее определение их минерального состава, текстурных и структурных особенностей. Эти исследования для целой определения коллекторских свойств карбонатных пород дополняются как стандартными лабораторными определениями пористости и проницаемости, так и специальными методами по определению параметров трещиноватости (густота трещин, трещинная пористость, трещинная проницаемость).

К косвенным методам относятся, в частности, геофизические методы исследования карбонатных пород-коллекторов. В благоприятных условиях некоторые потенциальные геофизические поля (электрическое, гравитационное, магнитное, упругих волн и др.) достаточно чувствительны к изменению параметров трещиноватости карбонатных пород. Однако степень изученности указанных методов в применении их к трещиноватым карбонатным породам пока еще весьма низкая. Это объясняется тем, что на указанные потенциальные поля влияет совокупность различных факторов (литологический состав пород, пористость, кавернозность, трещиноватость), раздельное рассмотрение которых крайне затруднительно. Наибольшую информацию о типе коллектора и его емкости для литологически однородных карбонатных пород несет комплекс промыслово-геофизических методов, включающий данные об акустических свойствах породы, электрическом ее сопротивлении и ее пористости по НГК. Однако рациональный комплекс подобных исследований при изучении карбонатных пород-коллекторов зависит от особенностей геологического строения каждого конкретного района и может быть установлен только после проведения необходимого объема опытных работ.

В формировании карбонатных коллекторов весьма важна роль карста. Исследованиями показано, что в расположении карстовых пустот наблюдается тесная их связь с ориентировкой систем трещин. Карстовые пустоты в карбонатных породах и связывающие их микротрещины составляют единую гидродинамическую систему. Локализация карстовых пустот в том же направлении, что и трещиноватость, облегчает поиски закарстованных зон не только по разрезу, но и по площади. Такие зоны (трещиновато-карстовые) по данным электрического сопротивления обычно выделяются как участки пониженных сопротивлений, что может служить поисковым признаком для их выделения.

CARBONACEOUS OIL AND GAS CONTAINERS

E.M. Smekhov, L.P. Gmid

The present-day concepts are discussed on the most suitable model of oil and gas containers, as well as structural peculiarities of an empty space and filtration. The paper also concerns the participation of jointing of carbonaceous rocks in the formation of secondary porosity of the latter and the research methods.

ХРОНОЛОГИЯ МОРСКОГО ПЛЕЙСТОЦЕНА И ГОЛОЦЕНА СЕВЕРО-ВОСТОКА БАЛТИЙСКОГО ЩИТА

В.Я. Евзеров, Б.И. Кошечкин, С.А. Стрелков

Покров рыхлых отложений в северо-восточной части Балтийского щита распространен не повсеместно и имеет преимущественно небольшую мощность (3–10 м), которая изредка возрастает до 50 м, а в единичных впадинах более чем до 100 м.

В строении разрезов четвертичных отложений всхолмленных равнин Кольского полуострова преобладают морена и водно-ледниковые отложения последнего материкового оледенения (валдайского, вюрмского). В долинах или понижениях они перекрываются континентальными осадками голоцена. Вдоль побережий узкой полосой распространены морские поздне-последледниковые отложения, образующие серию морских террас и проникающие в долины рек. На восточном и южном побережьях Кольского полуострова под ледниковыми отложениями или в сходных стратиграфических позициях вскрываются морские отложения более древних генераций, которые в единичных случаях подстилаются мореной.

С конца прошлого века сложилась схема расчленения четвертичных отложений, в которой выделялись: нижняя (среднеплейстоценовая) морена, межледниковые морские отложения (аналог эемских слоев), верхняя морена и водно-ледниковые отложения валдайского или вюрмского оледенения и, наконец, поздне- и последледниковые отложения различного генезиса (Лаврова, 1960).

После установления множественности ледниковых горизонтов на Русской равнине нижняя морена упомянутой схемы была отнесена к московскому оледенению (Арманд и др., 1969). Одновременно были выявлены признаки межстадиала в верхней морене.

В последнее время были предложены схемы, в которых фигурировало по два межледниковья: микулинское и молодого-шекснинское (Никонов, 1966) или микулинское и еще более молодое онегоозерское (Геология, 1967), что недостаточно обосновано фактическим материалом.

Исследованиями последних лет, выполненными с привлечением комплекса фаунистических и литологических данных и первых радиоуглеродных датировок, установлено, что в стратиграфической схеме Кольского полуострова достаточно хорошо выделяются две одновременные генерации морских отложений, однако возраст более древней оказывается не микулинским (эемским), а более молодым – средневалдайским (средневюрмским). Вопрос о наличии морских отложений микулинского (эемского, сангамонского) возраста на Кольском полуострове не может быть решен окончательно до проведения более детальных исследований.

На основании датировок раковин морских моллюсков отложения морской трансгрессии средневалдайского межледникового интервала имеют возраст от 33 до 46 тыс. лет и древнее.

Морские средневалдайские отложения состоят из двух толщ, разделенных горизонтом размыва и сформировавшихся в процессе двух трансгрессий моря (Евзеров, 1971).

Сводный разрез нижней толши слагается из трансгрессивной и регрессивной серий. Трансгрессивная серия осадков в виде песков, сменяющихся суглинками и глинами, отражающими максимум трансгрессии, вскрывается в Святоносском заливе. Мощности ее 14 м. Регрессивная серия, состоящая последовательно из суглинков, супесей и песков, общей мощностью 15 м, встречается в разрезах на реках юго-восточной части Кольского полуострова.

Малакофауна из отложений первой межледниковой трансгрессии представлена более чем 60 видами, из которых один является лузитанско-бореальным, 23 – бореальными и преимущественно бореальными. По мере продвижения вдоль побережья полуострова на восток и юг танатоценозы отдельных разрезов обедняются бореальными видами. В целом фауна межледниковых отложений во всех пунктах побережья значительно тепловоднее современной фауны близлежащих районов Баренцева и Белого морей.

В микрофаунистическом и диатомовом комплексах также определено довольно много тепловодных форм.

Судя по спорово-пыльцевым спектрам, трансгрессия началась в климатической обстановке, несколько более благоприятной, чем современная, и на протяжении длительного промежутка времени климат существенно не менялся. Климатический оптимум приходится на начальный этап регрессии моря. В конце этапа отступления морского бассейна имело место похолодание.

Возраст раковин моллюсков из рассматриваемых межледниковых отложений по C^{14} определялся Я.-М.К.Пуннингом в лаборатории геобиохимии Института зоологии и ботаники АН ЭССР и Х.А.Арслановым в лаборатории геохронологии научно-исследовательского географо-экономического института ЛГУ. Х.А.Арсланов удалял 30% веса раковин растворением в соляной кислоте. Из оставшихся анализировались наружная (промежуточная) и внутренняя (ядро) части раковин. Оказалось, что промежуточная фракция, составляющая 35–40% от первоначального веса раковин, часто моложе ядра, видимо, вследствие заражения молодым углеродом. Я.-М.К.Пуннинг удалял кислотой 40% веса раковин и анализировал оставшуюся часть без разделения на фракции. Учитывая данные Х.А.Арсланова, можно полагать, что полученные Я.-М.К.Пуннингом значения возраста несколько замолжены.

Возраст раковин из трансгрессивной серии осадков Святоносского залива, залегающих в интервале абсолютных высот 10 – 15 м, составляет 46540 ± 1770 лет (ЛУ-137В). Следующие пять датировок характеризуют регрессивную серию нижней морской толши: р.Малая Качковка (около 130 м над уровнем моря) – 43700 (ЛУ-136В); Попов ручей (115 м) – 44200 ± 1770 ; (ЛУ-142В); низовья р.Поной, левый берег (20–25 м) – 33650 ± 400 (ТА-271); низовья р.Поной, правый берег (25 м) – 4300 (ЛУ-144В); низовья р.Чапомы (7) – 34500 ± 500 лет (ТА-270).

Как можно видеть, результаты датирования по радиоуглеродному методу в основном подтверждают последовательность формирования слоев, намеченную по геологическим признакам. Экстремальное значение четвертой датировки может быть связано с тем, что отложения залегают на крутом склоне долины так, что не исключено попадание в пробу раковин из более древних слоев, расположенных на бортах долины.

Х.А.Арсланов, исходя из существенного расхождения датировок, полученных по промежуточной фракции и по ядру, полагает, что приведенные датировки ЛУ-137В и ЛУ-142В могут оказаться моложе истинных морских. Верхняя толща осадков, отвечающих второй межледниковой трансгрессии, вскрывается в разрезах в южной части Кольского полуострова (на реках Стрельне, ЧапOME, Пулоньге, Бабьей и др.). Трансгрессивная серия мощностью 2-15 м представлена валунно-галено-песчаным материалом, а также супесями и суглинками, отвечающими максимуму трансгрессии. Регрессивная фракция состоит в основном из песчаных осадков с прослоями супесей и суглинков общей мощностью от 8 до 45 м.

Осадки второй межледниковой трансгрессии бедны органическими остатками. Макрофауна обнаружена лишь в пяти из тринадцати изученных разрезов. Она приурочена в основном к осадкам, накопившимся в период максимального распространения моря и представлена арктическими и арктическо-бореальными видами. Общее количество форм варьирует от одной до десяти. В составе микрофаунистического и планктонного комплексов много холодноводных видов. Спорово-пыльцевые данные позволяют судить, что на суше существовали в основном более холодостойкие растительные ассоциации, чем ныне, и только в начале регрессии растительность была близка к современной. Соответственно, видимо, изменялся и климат.

Определение возраста раковин из верхней части разреза отложений второй трансгрессии на руч. Лудьяном (низовья р.Пулоньги) дало цифру 36290±600 лет (ЛУ-140В), т.е. вопреки геологическим данным не много древнее возраста раковин из верхов нижней морской толщи, отвечающей первой трансгрессии. Возможно, это объясняется некоторым омоложением возраста последних за счет примеси молодого углерода. О вероятности омоложения подробнее говорилось выше.

Из приведенного материала следует, что во время средневалдайского теплового интервала на Кольском полуострове климатическая обстановка неоднократно менялась и что периферические части полуострова по меньшей мере дважды покрывались морем.

В ближней смежной части Финляндии в области Перяпохьела (в частности, в районе г.Рованиemi, бассейн р.Кеми-иоки) установлены межморенные или подморенные органические отложения, имеющие возраст старше 28000 лет (до 45400±2000). К. Корпела (Korpela, 1969) считает выявленный теплый интервал межстадиальным и сопоставляет его с уже известным в Емтланде (Швеция).

Теплый период, охватывающий отрезок времени между 50000 и 25000-23000 лет, в последние годы с достоверностью установлен на Русской равнине, в Западной Европе, Сибири и Северной Америке (Gross, 1966; Dreimanis a.o., 1966; Пуннинг и др., 1969; Korpela, 1969; Kind, 1969; Dreimanis, 1969; и др.). Как и на Кольском полуострове, он характеризуется неоднократным изменением климатических условий. В Северной Америке и Сибири на протяжении этого времени было не менее трех потеплений и двух похолоданий. Во время двух последних потеплений, датируемых 42000-37000 и 30000 лет, климат был близок к современному или несколько теплее (Kind, 1969).

Материалы, полученные на Кольском полуострове, позволяют утверждать, что средневалдайский интервал надо рассматривать как межледниковье, характеризующееся глубоким проникновением теплых вод Гольфстрима на восток и смещением ландшафтных зон к северу против современного положения.

В связи с этим возникает и ряд новых проблем.

Обоснованное сомнение в существовании микулинских (эемских, сангамонских) слоев на Кольском полуострове заставляет признать, что либо подморенные морские слои в Большеземельской тундре, в Западной Сибири и в Таймырской изменности не являются отложениями микулинского межледниковья, а также относятся к средневалдайскому, либо все существовавшие представления о маркирующем горизонте бореальных морских отложений на севере Евразии (М.А.Лаврова, С.А.Троицкий, В.Н.Сакс, С.А.Стрелков) окажутся ошибочными. В любом случае изменение сложившихся представлений и схем неминуче.

Вторая генерация морских отложений, известная на северо-востоке Балтийского шита, отделена от предыдущей отложениями валдайского (вюрм, висконсин) оледенения.

Формирование морских отложений началось в ходе отступления материковых льдов, т.е. 12 000–13 000 лет назад, и охватывало весь голоцен, как бы ни проводить его нижнюю границу.

Генерация голоценовых морских отложений связана с древними береговыми линиями и морскими террасами, что облегчает ее изучение. Отложения древнего и раннего голоцена отвечают постепенной регрессии моря, отложения среднего и позднего голоцена образовались в условиях самостоятельной трансгрессии.

Отложения древнего и раннего голоцена слагают морские террасы высотой от 24–28 до 160 м, наиболее хорошо развитые на Мурманском побережье и в Финмаркене. По долинам рек Паза и Туломы они проникают в глубь суши почти до оз.Инари.

В отложениях нижней части разреза древнеголоценовых осадков и на соответствующих береговых линиях не было обнаружено органических остатков, обеспечивающих возможность датировки отложений. В отложениях средней части разреза известна макрофауна, представленная арктическими (75%) и арктическо-бореальными (25%) видами моллюсков. В верхах разреза древнеголоценовых осадков арктические виды исчезают, преимущественно арктические виды составляют 17%, содержание арктическо-бореальных видов возрастает до 45%. Наконец, появляются бореальные и преимущественно бореальные виды, содержание которых составляет 38%. В осадках раннеголоценового бассейна содержание преимущественно арктических и арктических видов составляет 30%, арктическо-бореальных – 45% и бореальных – 25%

По данным спорово-пыльцевого анализа, формирование средней и верхней частей разреза древнеголоценовых осадков соотносится с аллердом, молодым дриасом и началом пребореала, время формирования раннеголоценовых осадков – со второй половиной пребореала – началом бореала.

К древне- и раннеголоценовым морским террасам приурочены археологические памятники мезолитической эпохи.

Для осадков наиболее молодой террасы раннеголоценового бассейна на левом берегу р. Туломы напротив урочища Кривец, по раковинам *U. tilus edulis* получена датировка 9490 ± 100 м (ЛУ-138 Б).

Середине бореального времени соответствует наиболее глубокая регрессивная фаза бассейна. В Белом море его уровень снижается до отметки - 32 м (Авилов, 1956), в Баренцевом - почти до современного уровня (Стрелков, 1971). С указанной регрессией связан перерыв между отложениями раннего и среднего голоцена.

Отложения среднего и позднего голоцена формируют песчаные и мелколучниковые террасы, широко развитые в долинах и губах северного, восточного и юго-западного побережий Кольского полуострова и на пространствах его открытого южного берега. По данным спорово-пыльцевой анализа, время формирования средне- и позднеголоценовых осадков в целом охватывает атлантическую, суббореальную и субатлантическую климатические фазы. В спорово-пыльцевом и диатомовом комплексах осадков атлантического времени установлено значительное число теплолюбивых форм, указывающих на физико-географические условия, более благоприятные, нежели современные. В составе макрофауны из отложений времени климатического оптимума преобладают бореальные виды (38-35% приходится на долю арктическо-бореальных. Наименее представлены преимущественно арктические и арктические виды (27%). Преобладание бореальных видов (41%), умеренное содержание арктическо-бореальных (33) и наименьшее - арктических и преимущественно арктических видов (26%) сохраняется вплоть до последней трети суббореального времени. В связи с общим похолоданием климата к концу суббореала в отложениях субатлантического времени содержание бореальных видов сокращается до 28%, а арктическо-бореальных и преимущественно арктических увеличивается соответственно до 41 и 31%.

Строение разрезов свидетельствует, что в среднем голоцене происходило повышение береговой линии моря до 20-35 м над современным положением. Максимальное повышение отвечает середине атлантического времени и началу суббореала. Соответствующие террасы содержат пермзювую гальку.

Осадки времени климатического оптимума в разрезе в губе Эйна датированы по раковинам *Syringia islandica* - 6480 ± 60 (Та-261). Более поздние даты в интервале от 4650 ± 150 до 1720 ± 170 лет (Т-235, Т-136, ЛЕ-800, ЛЕ-501) получены по древесному углю стоянок неолитического человека на террасах в долине р. Паз, торфу из одного из погребений Оленеостровского могильника в Кольском заливе и торфу из культурного горизонта стоянки эпохи раннего металла в Дальнезеленечской губе (Гурина, 1971). Очевидно, что регрессия бассейна во второй половине суббореального и всего субатлантического времени не прерывалась сколько-нибудь значительными положительными перемещениями береговой линии. Периоды временной стабилизации уровня происходило формирование низких террас, к которым приурочены находки пермзы.

Береговые образования и слагающие их морские осадки, распространенные на северо-востоке Балтийского шита, хорошо коррелируются с аналогичными образованиями сопредельных районов Скандинавии (Таннер, 1930; Marthinussen, 1962), так что ход перемещения береговой линии оказывается единым.

Анализ строения морских террас на побережьях островов Баренцева моря показывает, что история колебания береговой линии моря была очень близкой на всех архипелагах, подвергавшихся оледенению. Учитывая различную геоструктурную принадлежность архипелагов, можно допустить, что одной из главных причин раннеголоценового поднятия Балтийского шита были гляциоизостатические явления. Более поздние движения имели, видимо, уже тектоническую природу.

Для обоснования проявления гляциоизостатических движений в процессе калининского оледенения (раннего вюрма) фактических данных не имеется.

THE CHRONOLOGY OF MARINE PLEISTOCENE AND HOLOCENE IN THE NORTH-EAST OF THE BALTIC SHIELD

V. Ya. Evzerov, B.I. Koshechkin, S.A. Strelkov

In the course of geological and radiological investigations it was established that:

Interglacial marine deposits of the Kola peninsula are Middle Valdai (Middle Würmian) and correspond to two independent transgressions. The first of them, according to 6 datings, had been developing in the interval from 47 up to 34 th.y. There is only one date for the deposits of the second transgression - 36290 ± 600 years.

There is still an unsolved problem - whether there are any marine deposits of Mikulino (Eemian) age on the Kola peninsula.

After the Late Valdai Glaciation in Paleoholocene and Eoholocene the sea level had become lower. The youngest terrace of the Eoholocene basin had been formed 9490 ± 100 years ago. In the Mesoholocene some elevation of the coastal line had taken place, replaced later by a regression. The age of deposits corresponding to the maximum of transgression is approximately 6500 years. The age of the regressive series of deposits had been determined by four datings.

Climatic conditions of the Middle Valdai and Holocene periods are described on the basis of paleontological data.

Литература

Авилов И.К. 1956. Мощностъ современных осадков и последняя история Белого моря. - Труды Океаногр. ин-та АН СССР, вып. 31.

Геология четвертичных отложений северо-запада Европейской части СССР. Ред Н.И.Апухтин, И.И.Краснов, 1967. Л., "Недра".

Арманд А.Д., Арманд Н.Н., Граве М.К. и др. 1969. Сводная стратиграфическая схема четвертичных (антропогенных) отложений Кольского полуострова в свете новейших данных, В кн.: Основные проблемы геоморфологии и стратиграфии антропогена Кольского полуострова. Л., "Наука".

Гурина Н.Н. 1971. Археологические памятники Кольского полуострова. - В кн.: Природа и хозяйство Севера, вып. 2. Апатиты.

Евзеров В.Я. 1971. Стратиграфия и хронология межледниковых отложений Кольского полуострова. В кн.: Материалы по геологии и металлогении Кольского полуострова, вып. 2. Апатиты.

Кинд Н.В. 1969. Вопросы синхронизации геологических событий и колебаний климата в верхнем антропогене. В кн.: Основные проблемы геологии антропогена Евразии. М., "Наука"

Лаврова М.А. 1968 Четвертичная геология Кольского полуострова. М. - Л. Изд-во АН СССР.

Никонов А.А. 1966. Стратиграфия и палеогеография антропогена Кольского полуострова и прилегающих областей. В кн.: Верхний плейстоц Стратиграфия и абсолютная геохронология. М., "Наука"

Пуннинг Я.-М.К., Раукас А.В., Серебрянный Л.Р. 1969. Кольские межледниковые отложения Русской равнины (стратиграфия и геохронология). - Изв. АН СССР, серия геол., № 10.

Стрелков С.А. 1971. Перемещения береговой линии моря в западной части Советской Арктики за последние двенадцать тысяч лет. В кн.: Вопросы формирования рельефа и рыхлого покрова Кольского полуострова. Л., "Наука"

Dreimanis A., Terasmäe G., Mc Kenzie G.D. 1966. The Port Talbot Interstade of the Wisconsin Glaciation. - *Canad. J. Earth Sci.*, 3.

Dreimanis A. 1969. The last ice in the Eastern Great Lakes Region, North America. - В кн.: VIII Congress INQUA, Resumés des Communications, Paris.

Gross H. 1966. Der Streit um die Geochronologie des Spätpleistozäns und sein Ausgang. - *Forsch. und Fortschr.*, 40, N 6.

Korpela K. 1969. Die Weichsel-Eiszeit und ihr Interstadial in Peräpohjola (Nordliches Nordfinland) im Licht von submoränen Sedimenten. - *Ann. Acad. sci. fenn.*, ser. A, *Geol.-Geogr.*, 3, N 99.

Marthinussen M. 1962. C¹⁴-dating refering to shore-lines, transgressions and glacial substages in Northern Norway. - *Norges Geol. undersökelse*, 215.

Tanner V. 1930. Studien öfver Kvartärsystemet i Fennoskandias nordliga delar, IV. Om nivåförändringarna och grunddragen av dem Geografiska unvecklingen efter istiden i ishavsfenland samt om homotaxis av Fennoskandias kvartära marina avlayringar. - *Fennia*, LIII, N 1.

СТРАТИГРАФИЯ И ХРОНОЛОГИЯ ПОЗДНЕГО ПЛЕЙСТОЦЕНА СЕВЕРО-ЗАПАДА ЕВРОПЕЙСКОЙ ЧАСТИ СССР

Е.П. Заррина

Для ледниковой зоны Европейской части СССР на основании полученных за последнее десятилетие геолого-геоморфологических, палеонтологических, археологических и радиометрических данных выяснены общие закономерности осадконакопления в течение позднего плейстоцена.

Благодаря условиям залегания и хорошей сохранности по сравнению с более древними отложениями осадков верхнего плейстоцена, а также тому, что для их изучения можно применять большее количество методов, стратиграфическое расчленение и хронология этого времени могут быть разработаны наиболее детально и обоснованно. Многочисленные данные по абсолютному (физическому) возрасту являются объективными критериями для более уверенной межрегиональной корреляции отложений.

Детальное изучение отложений верхнего плейстоцена позволяет разработать принципы периодизации разного таксономического ранга, необходимые для составления детальных стратиграфических схем для всего плейстоцена.

Проблема стратиграфического расчленения отложений верхнего плейстоцена одновременно является и проблемой периодизации позднего плейстоцена как временного интервала, так как в основе стратиграфического расчленения именно этого отрезка геохронологической шкалы лежат почти исключительно климатические события. Поэтому принятые в стратиграфических схемах подразделения обозначают не только лито-стратиграфические единицы, но и хронологическую шкалу сменяющих друг друга холодных и теплых периодов разного ранга.

В проблеме расчленения позднего плейстоцена существуют две основные точки зрения. Согласно одной из них поздний плейстоцен делится на два стратиграфических горизонта и соответственно два крупных климатических события — микулинское межледниковье и валдайское оледенение (со стадиями и межстадиями). Такая схема, предложенная А.П.Павловым (1922, 1925) и Г.Ф.Мирчинком (1926, 1930, 1936), в дальнейшем была подтверждена и разработана И.П. Герасимовым и К.К.Марковым (1939), Н.Н.Соколовым (1946, 1949) и др. В последние годы идея единого валдайского оледенения наиболее последовательно проводится в исследованиях под руководством Н.С. Чеботаровой в Институте географии АН СССР и в МГУ. Обобщение результатов исследований дано в сборниках "Рельеф и стратиграфия четвертичных отложений северо-запада Русской равнины" (1961), "Антропоген Русской равнины и его стратиграфические компоненты" (1963), "Последний ледниковый покров на северо-западе Европейской части СССР" (1969). Эта же точка зрения отражена в монографии "Четвертичный период" К.К.Маркова, Г.И.Лазукова и В.И.Николаева (1965). Кроме того, аналогичного мнения придерживаются В.К.Гуделис

(1968) и П.П.Вайтекунас (1968, 1969) для южной Прибалтики и Л.И. Вознячук (1966) для Белоруссии и др.

В Западной Европе в настоящее время в стратиграфических схемах преобладает вариант "единого вюрма" - пленигляциала, расчленяемого на стадии и межстадиалы примерно одинакового ранга. Из последних работ это особенно четко выражено в коллективном труде "Последний европейский ледниковый покров" (1965), а также во многих работах западноевропейских ученых.

Среди этой группы исследователей имеются существенные разногласия по вопросам хронологии валдайского оледенения. Большинство западных ученых, а также Н.С.Чеботарева, В.П.Гричук и некоторые другие считают, что непосредственно за микулинским межледниковьем, которое окончилось около 70 000 лет назад, началось похолодание, но в сопровождавшееся оледенением. Этот период длился примерно 50 000 лет и только 22 000-24 000 лет назад север Европы покрыли льды, двигавшиеся из Фенно-Скандинавского центра; это оледенение продолжалось 10 000-12 000 лет.

Другие, в основном исследователи северо-западных и центральных районов РСФСР, в частности авторы геологического путеводителя (Путеводитель экскурсии . . . , 1969) и монографии "Геоморфология и четвертичные отложения северо-запада Европейской части СССР" (1969) считают, что ранние стадии валдайского оледенения следовали сразу же за микулинским межледниковьем и, следовательно, общая продолжительность оледенения Русской равнины в позднем плейстоцене равняется примерно 60 000 лет.

Принципиально иной позиции придерживается другая группа исследователей, к которой принадлежит и автор настоящего доклада, считающих что выше микулинского горизонта выделяются три равных по значимости стратиграфических единицы, соответствующие двум холодным этапам, по преобладающему мнению - ледниковья, и одному теплomu этапу, мнения о климатическом ранге которого различны. Кроме А.И.Москвитина, который во всех своих работах (1960, 1962, 1963, 1965, 1967, 1970) приводит все новые доказательства предложенной им схемы, эта точка зрения обоснована в работах по Белоруссии (Шапенко, Махнач, 1959), по северо-западным районам СССР (Геология. . . , 1967; Вигдорчик и др., 1970; Баканова и др., 1970; Стрелков, 1970; и др.), по территориям Калининской, Ярославской и Костромской областей (Новский, 1958; Сукачев и др., 1965; Заррина, Краснов, 1965; Заррина, 1966, 1970; Бреслав, 1971) и др. На многих сводных картах четвертичных отложений СССР и Европейской части СССР также уже давно показывались отложения двух ледниковых и двух межледниковых эпох позднего плейстоцена. В стратиграфических схемах четвертичных отложений Европейской части СССР (1964 г.) и региональных схемах Белоруссии (1970 г.), Прибалтики (1970 г.), центральных районов РСФСР (197 г.), а также в общей схеме подразделений антропогена (Громов и др., 1969) принято подразделение верхнего плейстоцена на два ледниковых и два межледниковых горизонта. Три верхних горизонта объединены в валдайский надгоризонт, соответствующий эпохе так называемого большого валдая или вюрма и целом.

Необходимо отметить, что и среди западных ученых, обычно не признающих внутри вюрма межледниковья, равного по значимости и продолжительности оледенениям, за последние десять лет появились сторонники расчленения послеледниковой части разреза на три части. Такое деление предлагают: Гросс (Gross, 1960, 1963, 1964) и Вольдштедт (Woldstedt, 1966) для Центральной Европы, Чепек (Серек, 1967) для Северо-Германской низменности, Эберс (Ebers; 1968) для Альп, Рюле (Rühle, 1965) для Польши, Папе (1969) и Загвейн (Zagwijn, Paape, 1968) для Бельгии и Нидерландов, Саггейт (Suggate, 1965) для Англии, Корпела (Korpela, 1969) для Финляндии, Кукла для Чехословакии, Дрейманис и Фогель, Кемптон и Хаккет (Kempton, Hackett, 1968), Фрай, Уилмен и Блек (1968) для Северной Америки. Имеются и другие аналогичные работы.

Обобщение литературного материала по стратиграфии верхнеплейстоценовых отложений и результаты исследований автора, в основном по районам, расположенным восточнее Валдайской возвышенности, приведены в виде пространственной хроно-стратиграфической схемы.

На схеме в определенных хронологических интервалах показано положение палеоботаники охарактеризованных разрезов в пределах широкой полосы от Прибалтики до Ярославско-Костромского Поволжья, на ней приведены также имеющиеся датировки верхнеплейстоценовых отложений и показано примерное распространение и стратиграфическое положение поясов краевых ледниковых образований в зонах ранне-поздневалдайского оледенения.

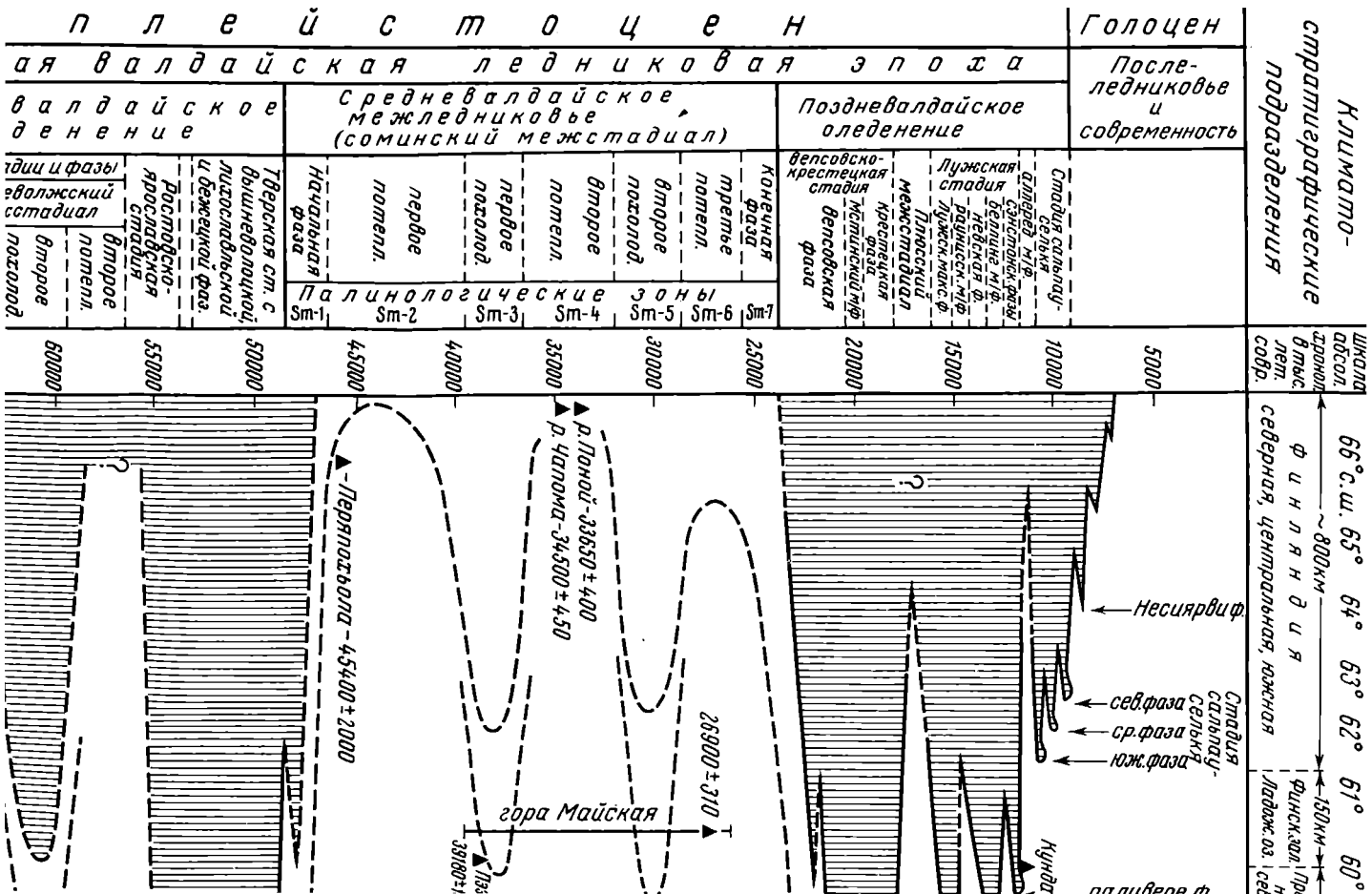
Ниже кратко рассмотрены в хронологической последовательности по стратиграфическим горизонтам основные новые данные, на основании которых построена приводимая здесь схема.

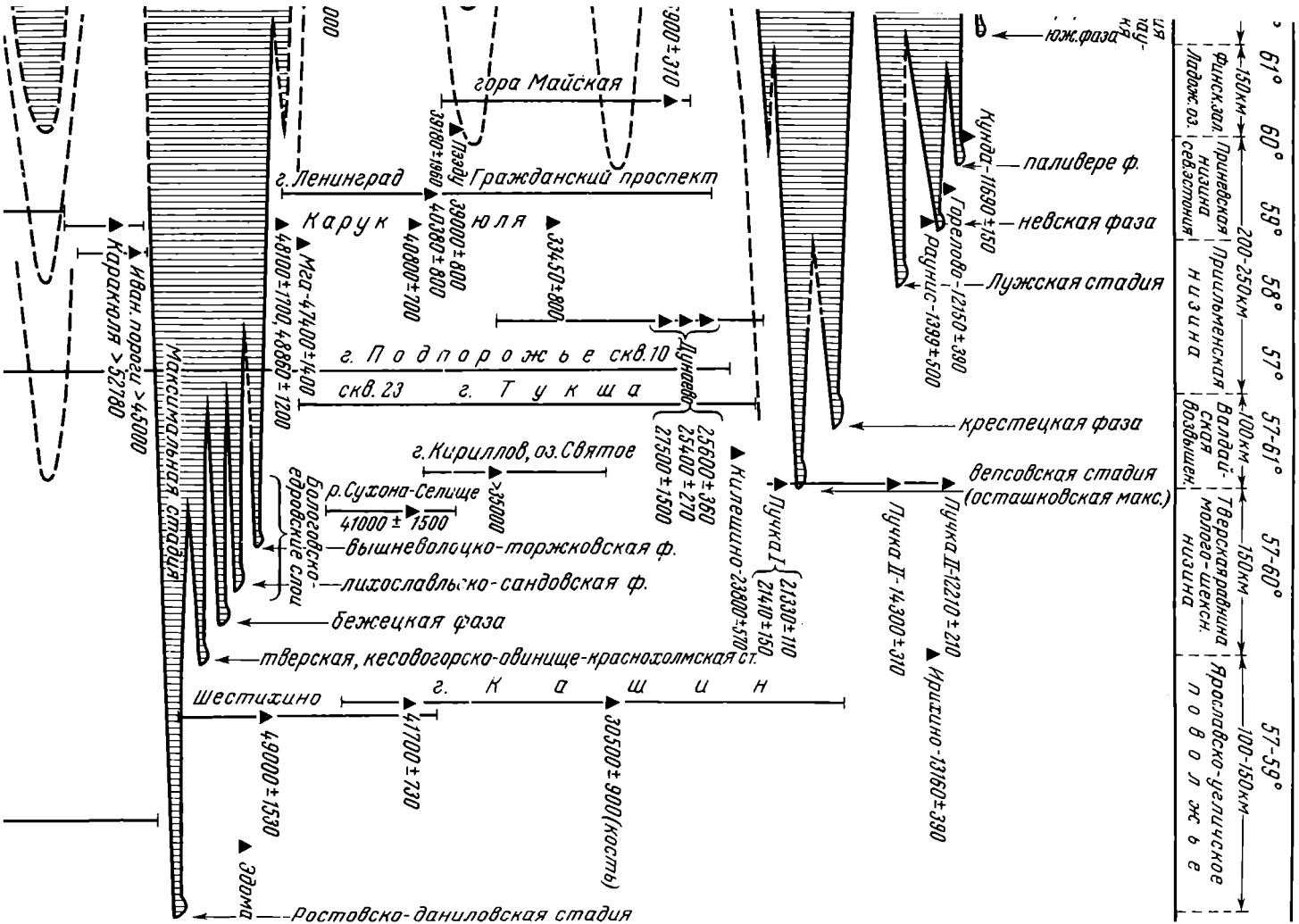
Микулинский горизонт, соответствующий микулинскому межледниковью, по мнению подавляющего большинства исследователей, считается начальным этапом верхнего плейстоцена. Его осадки широко распространены, прекрасно изучены и являются маркирующими для всех областей. Морские и континентальные (озерные, озерно-болотные, аллювиальные) осадки микулинского межледниковья охарактеризованы многочисленными палеоботаническими данными, позволяющими с достаточной полнотой выяснить смену климатических условий этого межледниковья. Нами были подробно изучены разрезы в Рыбинско-Ярославском и Костромском Поволжье (Черменино, Черемуха, Которосль, Долгополка, Черемошник, Плес), в верховьях Волги (Дубенка, Малая Коша), в окрестностях г. Вологды (Ема), в бассейне р. Мсты (Льняная). Для всех этих разрезов получены полные спорово-пыльцевые диаграммы (от зоны M_1 до зоны M_8 , по В.П. Гричуку), характерные для микулинского межледниковья. Хотя конечные датировки для микулинских отложений пока не получены, но определения возраста древесины и торфа из озерных осадков в Рыбинско-Ярославском Поволжье показали, что они образовались не позднее 61000-63700 лет назад (Арсланов и др., 1967). Эти датировки являются самыми древними для микулинских отложений, полученными в лабораториях СССР. Продолжительность микулинского межледниковья принимается примерно в интервале от 100000 до 70000 лет назад.

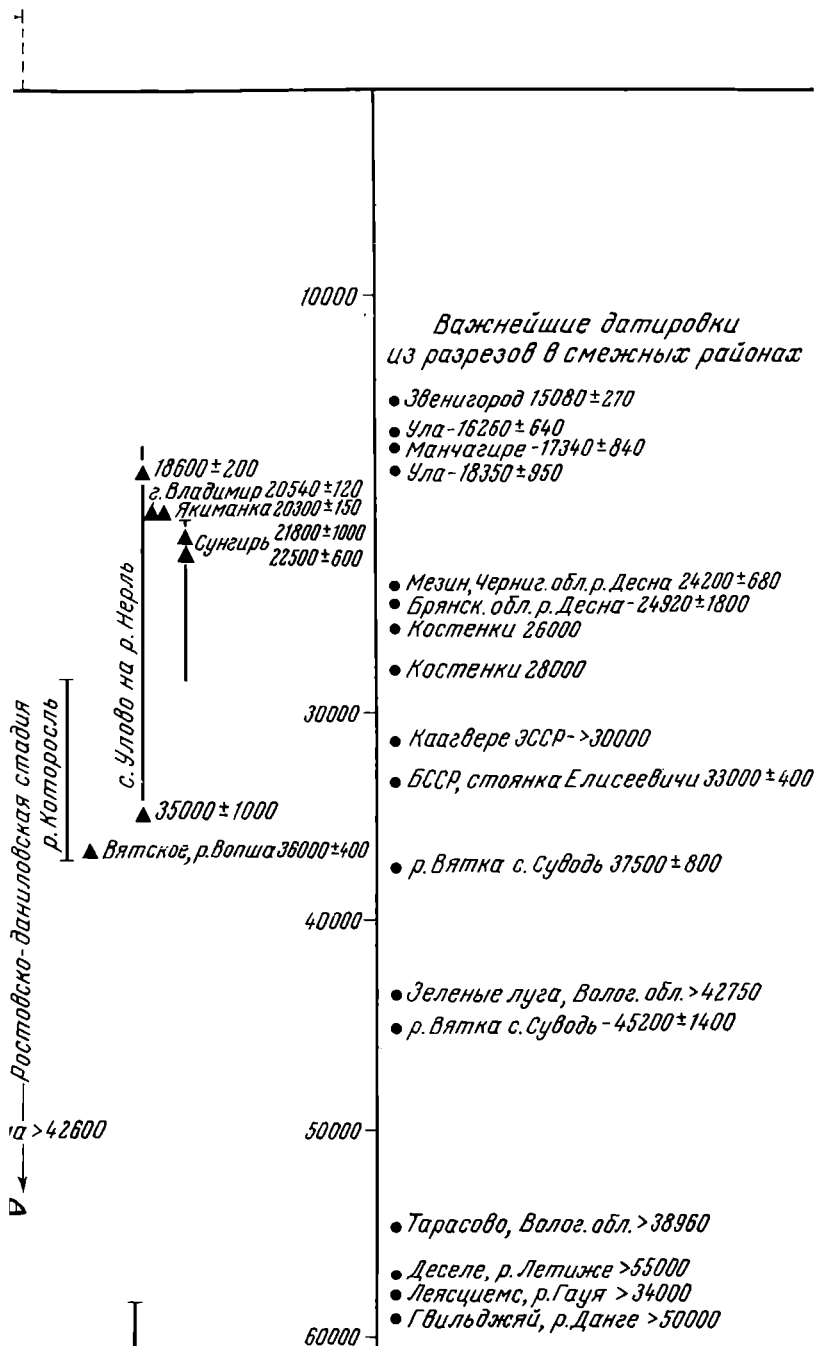
Отложения, залегающие выше микулинских (до голоцена), в настоящее время почти всеми исследователями в разных районах Русской равнины подразделяются на три горизонта: два ледниковых и разделяющий их межледниковый. В некоторых районах до сих пор надмикулинская часть разреза выделяется только в целом как осадки валдайского надгоризонта.

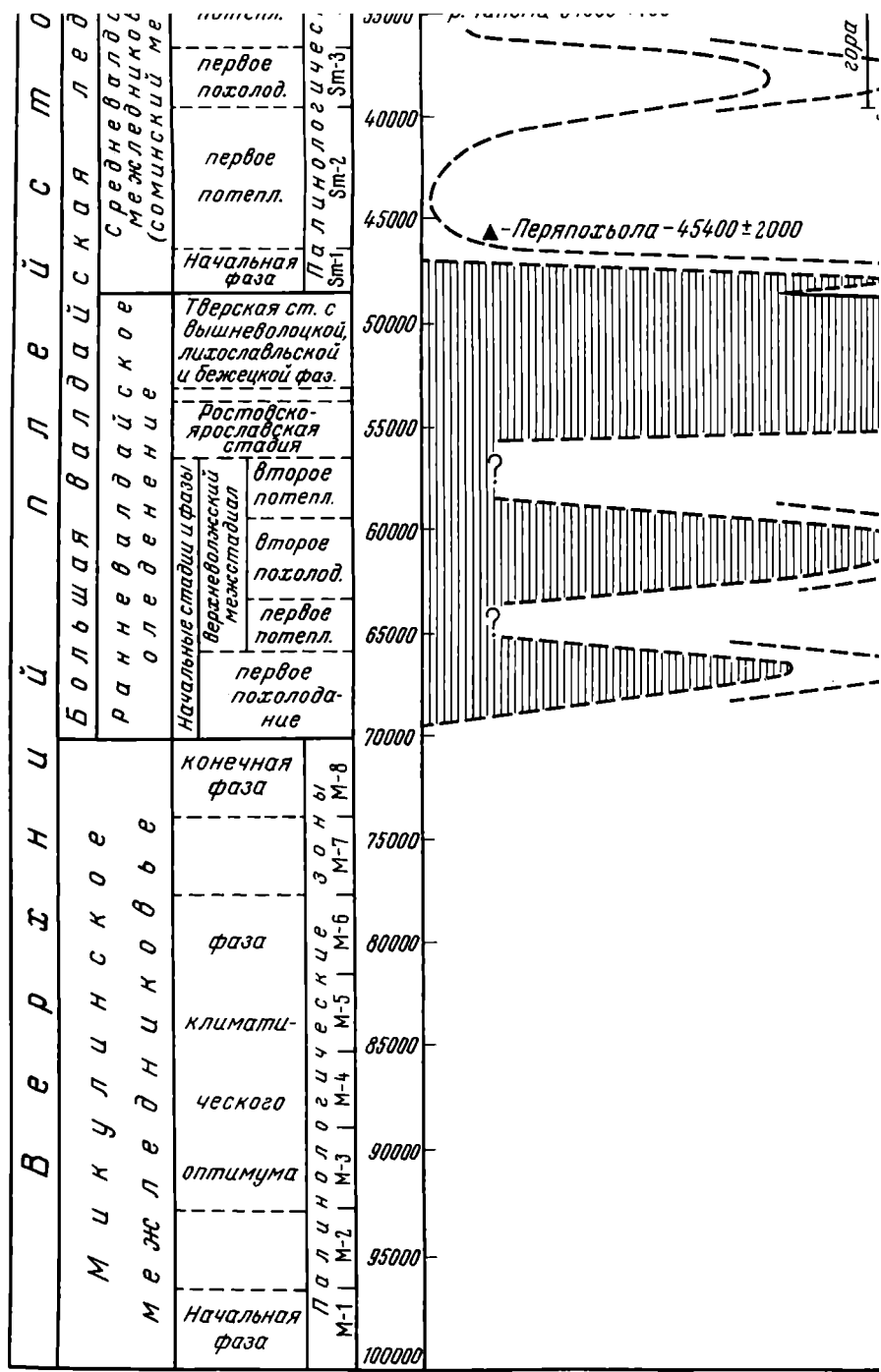
Нижневалдайский горизонт и соответственно ранневалдайское ледниковье до последнего времени было изучено слабее других. Представляется, что имеющиеся к настоящему времени данные свидетельствуют о том, что в интервале от 70000 до 48000-47000 лет значительная часть Русской равнины была покрыта мощным покровным оледенением, которое развивалось пульсационно и подразделялось на стадии и фазы. Отложения ледникового ряда нижневалдайского горизонта являются по реbbenными в Прибалтике, Приневской и Приильменской низинах, на Валдайской возвышенности. В северной Белоруссии, по внешнему краю Валдайской возвышенности и к юго-востоку от нее — вплоть до Ярославского Поволжья ледниковые осадки этого горизонта являются рельефообразующими. Здесь выделяются несколько поясов краевых образований, фиксирующих подвижки ледников ранневалдайского времени. Рельеф этой зоны морфологически отличается от более молодого поздневалдайского (осташковского) и более древнего — московского. Ранневалдайский возраст морены подтверждается положением ее выше микулинских осадков (разрезы Долгополка, Яковка и др. в районе между Рыбинском и Ярославлем) и под датированными средневалдайскими отложениями, без перерыва лежащими на этой морене (разрезы Кашин, Шестихино, Шенское в Калининской и Ярославской областях). Верхний возрастной предел образования морены определяется конечной датировкой 49000±1530 (ЛУ-146) в разрезе у ст.Шестихино. По палинологическим данным в толще ледниковых отложений нижневалдайского горизонта выделяются межстадиальные слои. К настоящему времени можно говорить о двух крупных и третьем, менее четком, межстадиалах. Они выделяются в осадках на Карельском и Онежско-Ладожском перешейках, под Ленинградом, в Прибалтике. В большинстве разрезов пока трудно установить, к какому именно из ранних межстадиалов относятся "теплые" слои. Осадки ранних межстадиалов были изучены автором в Ярославской, Костромской и Калининской областях РСФСР и на западе Литовской ССР. Особенно интересен разрез Черемнино у г.Рыбинска, где обнажается непрерывный разрез осадков микулинского горизонта и лежащих ниже валдайского горизонта со слоями обоих межстадиалов. Полученные для этих слоев датировки не противоречат мнению о нижневалдайском их возрасте (55000 лет, ЛГ-31).

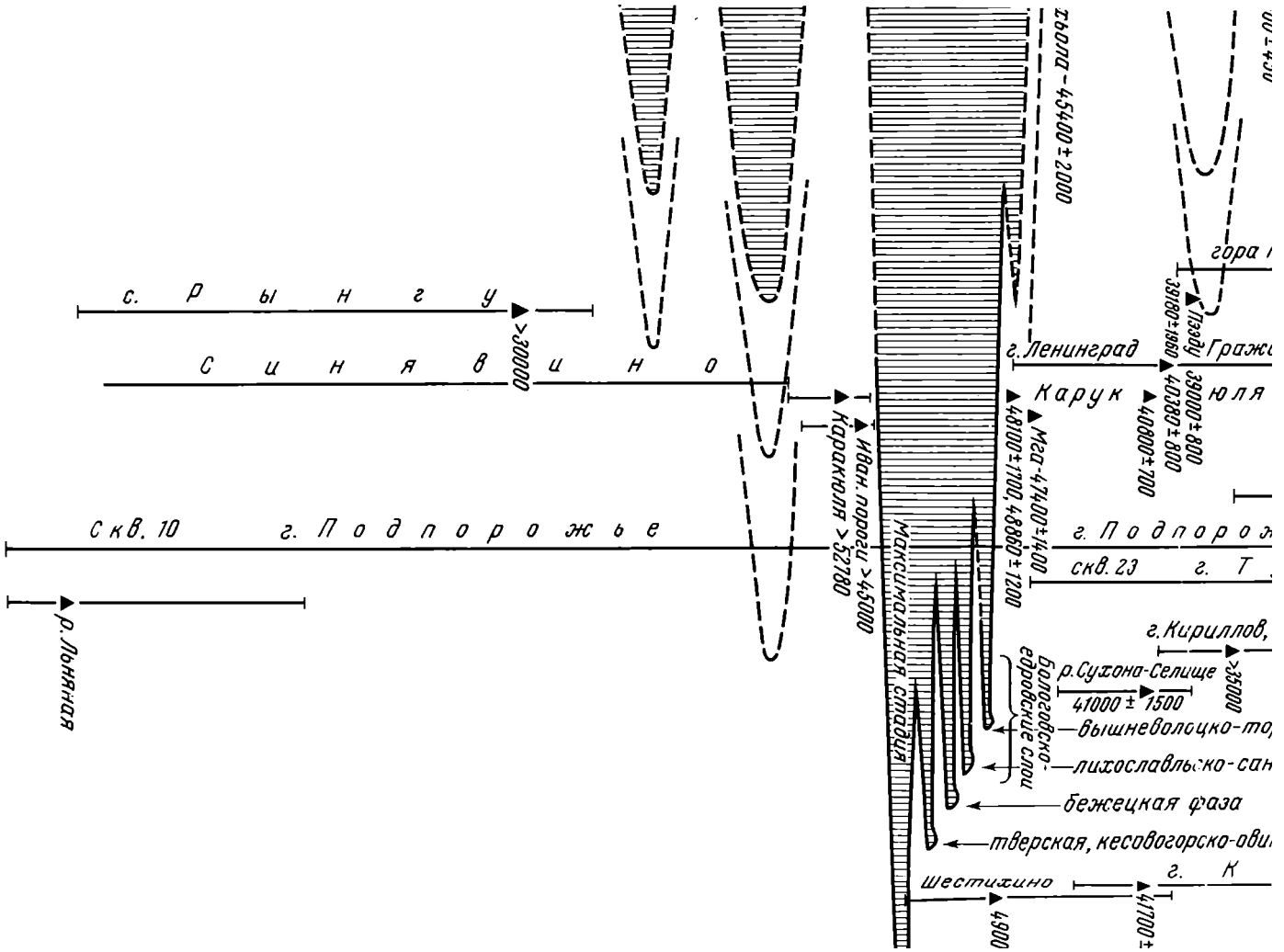
Средневалдайский горизонт соответствует следующему крупному отрезку геохронологической шкалы, также равному по продолжительности 22000-25000 лет. Он отвечает теплему безледниковому периоду в интервале от 48000 до 24000-23000 лет. Вопрос о существовании такого периода, по-видимому, теперь может считаться решенным положительно для всей территории северо-запада Русской равнины, хотя еще не во всех районах найдены разрезы с осадками этого времени. Несмотря на то, что стратотипы этого внутривалдайского (внутриюрма





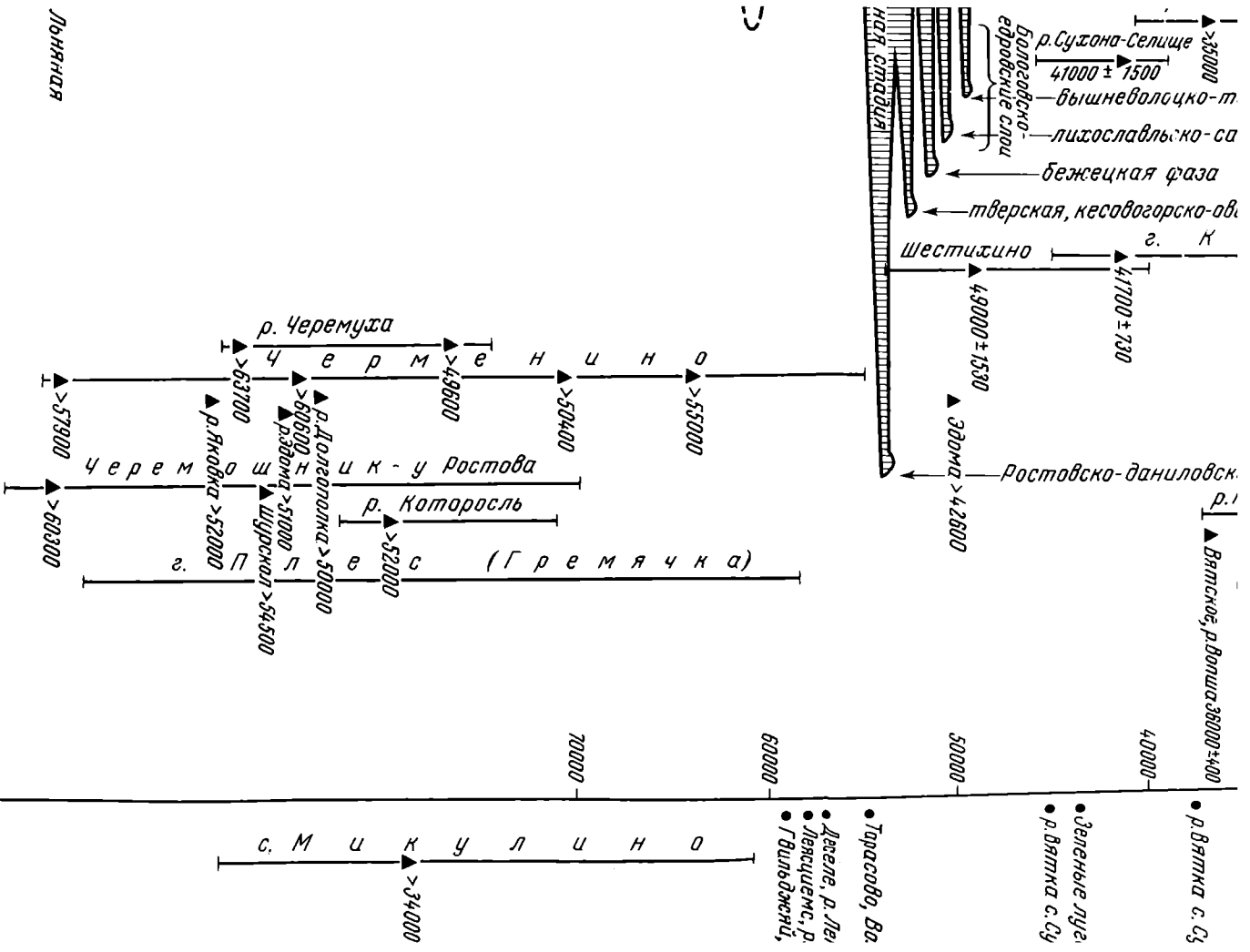






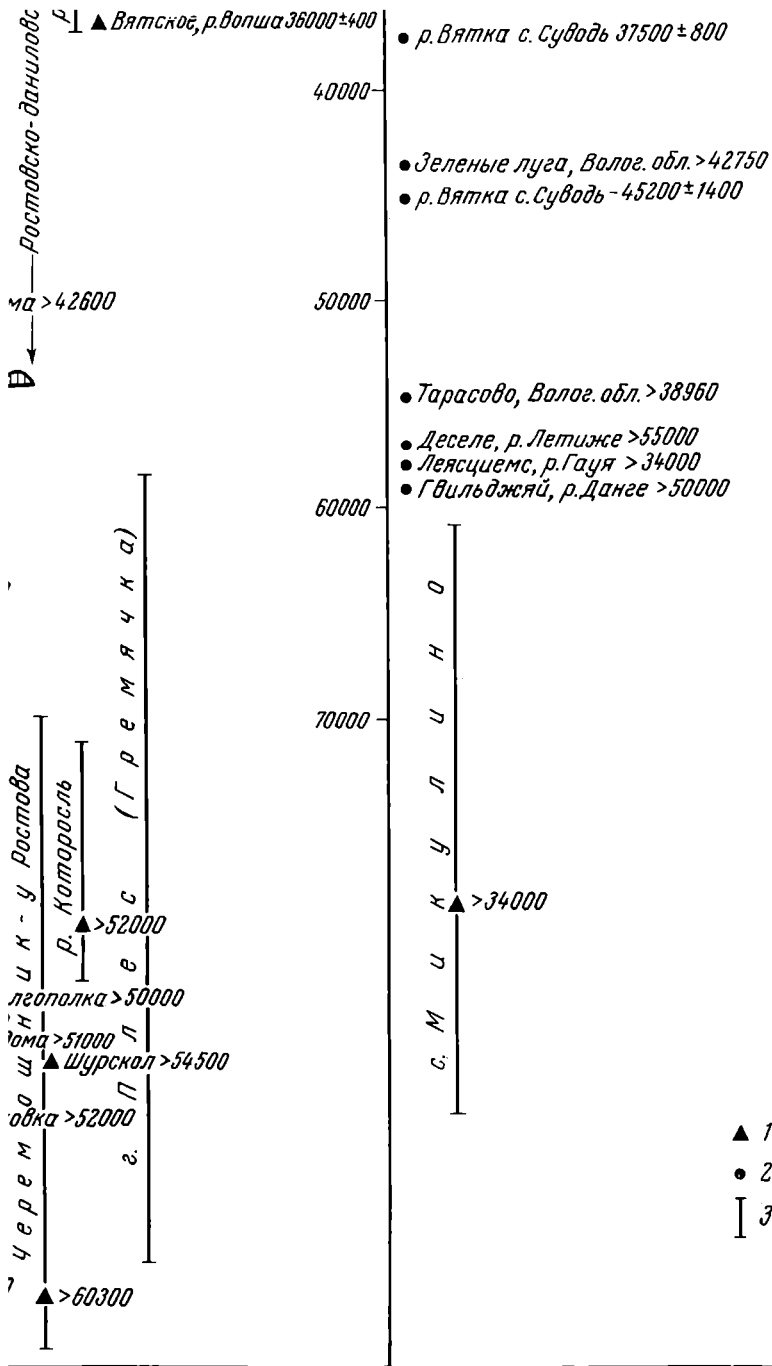
Пространственная хроно-стратиграфическая схема

1 - пункты с датированным отложением, лежащие в зоне профилей; 2 - фиды пункты, удаленные от зоны профилей с отложениями, датированными по терьями спорово-пыльцевым спектрами (по зонам). Стрелками даны основные границы оледенений, пунктиром - предполагаемые границы оледенений



Лопняна

Схема
 1 - мин. лежащие в зоне профилей; 2 - стратиграфические на прес-
 : отложениями, детерминированы по С4; 3 - разрезы с харак-
 по зонам). Сплошными линиями показаны точно установлен-
 долаемые границы определений (штриховка) и похолоданий



иные на прес-
резы с харак-
р установлен-

ского) межледниковья, выделенные А.И.Москвитиным в районе г.Рыбинска, потеряли свое значение, в последние годы получено большое количество нового фактического материала для обоснования второго межледникового горизонта в составе верхнего плейстоцена. Осадки этого горизонта вскрыты в скважинах и изучены в естественных обнажениях на пространстве от Карельского перешейка до Ярославско-Костромского Поволжья. Палеоботанические данные по различным территориям показывают, что климат времени образования этих осадков был неоднороден — потепления чередовались с похолоданиями, что отражалось на составе растительности (Спиридонова, 1970). В целом же климат был значительно теплее, чем в ранне- и поздневалдайский периоды. И хотя климатические условия этого интервала были холоднее, чем в микულიнское межледниковье, по продолжительности они были примерно одинаковыми и разделяли периоды покровных оледенений. В этом смысле средневалдайское время можно относить к межледниковью.

Наиболее полные разрезы средневалдайского горизонта изучены в юго-западном Прионежье, в Приильменской низине, на Гражданском проспекте в г. Ленинграде (Геоморфология, 1969), в Вологодской области и в Эстонии (Периодизация. . ., 1970). Нами эти отложения изучены к югу от Рыбинского водохранилища (разрез у с.Шенское), у г. Ярославля (на р.Которосль у с.Солоница), в карьерах кирпичных заводов у г.Кашина и ст.Шестихино, расположенных в пределах озерной равнины на правобережье р.Волги северо- и юго-западнее г.Углича, у с. Килешино на юго-западе Калининской области, а также на Карельском перешейке и в Эстонии у хутора Карукюля. Состав спорово-пыльцевых спектров озерных и озерно-болотных осадков из этих разрезов отражает развитие растительности в течение всего сложного по климату периода между двумя эпохами покровных оледенений. В наиболее полных разрезах (Кашин, Шенское, Которосль) отмечаются три крупных потепления и разделяющие их похолодания. Всего выделяется семь зон развития растительности ($S_{m1} - S_{m7}$; Спиридонова, 1970) в период накопления осадков средневалдайского горизонта. Кроме того, к настоящему времени получена серия конечных датировок, определяющих границы средневалдайского этапа в целом (48000-23000 лет) и хронологию его потеплений и похолоданий (см. схему).

Осадки четвертого горизонта верхнего плейстоцена представлены отложениями ледникового ряда поздневалдайского оледенения. Они широко распространены и слагают рельеф северо-западных районов СССР от Байкальского моря на восток, включая Валдайскую возвышенность. В рельефе отражаются не только крупные стадии, но и более мелкие подвижки ледников — фазы и осцилляции. Стратиграфическое расчленение этой части осадков верхнего плейстоцена изучено менее детально и производится в основном по морфологическим данным и расположению стадиальных и фашиальных поясов краевых образований по отношению к центру оледенения. По результатам спорово-пыльцевых анализов выделяются несколько межстадиалов — улацкий (плюсский?), рауниский, бёллинг, аллеред, а также другие менее четко охарактеризованные межфашиальные слои. Возраст некоторых стадий и межстадиалов устанавливается по датировкам слоев, залегающих между моренами. Большое значение для стратиграфического

расчленения осадков верхневалдайского горизонта имеют лёссовидные покровные образования со следами мерзлотных деформаций, распространенные за пределами границ поздневалдайского оледенения, возраст которых устанавливается достаточно определенно в случаях залегания перигляциальных покровных осадков поверх датированных слоев (разрез у г.Кашина). Общая продолжительность поздневалдайского оледенения составляет около 15 000 лет, время его максимума определяется около 21 000 лет назад на основании датировок абсолютного возраста. Таким образом, к настоящему времени получено достаточно много новых фактов, свидетельствующих в пользу четырехчленного деления верхнего плейстоцена, в составе которого устанавливаются четыре равноценных стратиграфических подразделения в ранге горизонтов (в номенклатуре, принятой в настоящее время единой стратиграфической шкалы) – два межледниковых и два ледниковых. Тем самым на новом материале подтверждается стратиграфическая схема расчленения верхнего плейстоцена, предложенная А.И.Москвитин. Доказано, что единого послемиккулинского валдайского оледенения не существовало. Перерыв между ранне- и поздневалдайским оледенениями был значительным по продолжительности (около 23 000–25 000 лет) и достаточно теплым по климатическим условиям, чтобы его уверенно можно было считать межледниковьем. По спорово-пыльцевым и радиоуглеродным данным, имеющимся для разрезов по территориям Швеции, Норвегии и Финляндии, можно утверждать, что ледники в этот период отступали почти до центра оледенения.

STRATIGRAPHIE ET CHRONOLOGIE DU TARDI-PLÉISTOCÈNE DU NORD-OUEST DE LA PARTIE EUROPÉENNE DE L'URSS

E.P. Zarrina

L'ensemble de nouvelles données peut affirmer la subdivision du pléistocène supérieur en quatre unités (niveaux) stratigraphiques principales correspondant aux étapes climatiques (glaciaires et interglaciaires). Les dépôts de l'interglaciaire de Mikulino (niveau inférieur) sont les mieux étudiés et représentent le niveau marquant du tardi-pléistocène. Les dépôts glaciaires de la glaciation valdaienne précoce (70 000 - 48 000 ans) forment le relief à l'est du Plateau valdaien. Leur âge est confirmé par la présence de la moraine située au-dessus des dépôts mikuliniens et par les dépôts datés medio-valdaiens reposant sur cette moraine.

Selon les données paléobotaniques, on décelé, dans les dépôts valdaiens inférieurs, les sédiments de deux interstadias. On a obtenu beaucoup de faits nouveaux pour argumenter la deuxième étape interglaciaire dans le tardi-pléistocène (48000-21000 ans), on a établi la hété-

рогеноите du climat de cette période et on a obtenu une serie de datations terminales au radiocarbone pour les depots de ce temps. On decèle, dans les depots de la glaciation tardivaldaïenne (21 000 - 10 000 ans), les couches de plusieurs stades et phases et les sediments qui les separent.

Le schema de la glaciation reiterative de la plaine Russe durant le fardi-pleistocene ce trouve ainsi confirme.

Литература

Антропоген Русской равнины и его стратиграфические компоненты. 1963. М., Изд-во АН СССР.

Арсланов Х.А., Громова Л.И., Заррина Е.П. и др. 1967. О геологическом возрасте осадков древнего Молого-Шекснинского озера. - Докл. АН СССР. 172 № 1.

Баканова И.П., Котлукова И.В., Малаховский Д.Б., Спиридонова Е. А. 1970. Стратиграфия и хронология верхнего плейстоцена района юго-восточного сектора скандинавского ледникового шита. В кн.: Периодизация и геохронология плейстоцена. Л.

Бреслав С.Л. 1971. Четвертичные отложения. В кн.: Геология СССР, т. 4. М., "Недра".

Вайтекунас П.П. 1968. Деграация последнего Скандинавского ледникового покрова на территории Прибалтики. - Науч. труды высш. уч. завед. Лит. ССР., геогр. и геол., 5

Вайтекунас П.П. 1969. О стратиграфическом подразделении неоплейстоцена гляциальной области (на примере Прибалтики) В кн.: Материальное оледенение и ледниковый морфогенез (К VIII конгрессу ИНКВА. Франция, 1969 г.), Вильнюс.

Вигдорчик М.Е., Ауслендер В.Г. и др. 1970. Геохронологическое и ритмостратиграфическое расчленение плейстоцена северо-запада Русской равнины. В кн.: Периодизация и геохронология плейстоцена. Л.

Вознячук Л.Н. 1966. Система краевых образований последнего оледенения на территории Белоруссии. В кн.: Материалы научно-технической конференции Минского пед. ин-та им. Горького. Секц. естеств.-геогр. Минск.

Геология четвертичных отложений северо-запада Европейской части СССР. Ред Н.И.Апухтин и И.И. Краснов, 1967. Л., "Недра".

Геоморфология и четвертичные отложения северо-запада Европейской части СССР. 1969. М., "Наука".

Герасимов И.П., Марков К.К. 1939. Ледниковый период на территории СССР. - Труды Ин-та геогр. АН СССР, 33

Громов В.И., Краснов И.И., Никифорова К.В., Шанцер Е.В. 1969. Схема подразделения антропогена. - Бюлл. Комисс. по изуч. четвертич. периода, № 36.

- Гуделис В.К. 1968. Рельеф и четвертичные отложения Восточной Прибалтики. — Автореф. докт. дисс. М.
- Заррина Е.П. 1966. Карта поясов краевых ледниковых образований приледниковых бассейнов северо-запада Европейской части СССР. В кн.: Верхний плейстоцен. Стратиграфия и абсолютная геохронология. М., "Наука".
- Заррина Е.П. 1970. Геохронология и палеогеография позднего плейстоцена на северо-западе Русской равнины. В кн.: Периодизация и геохронология плейстоцена. Л.
- Заррина Е.П., Краснов И.И. 1965. Проблема сопоставления поясов ледниковых краевых образований на северо-западе Европейской части СССР и прилегающих зарубежных территорий. В кн.: Краевые образования материкового оледенения. Вильнюс.
- Марков К.К., Лазуков Г.И., Николаев В.А. 1965. Четвертичный период (ледниковый период — антропогенный период), т. 1. Изд-во МГУ.
- Мирчинк Г.Ф. 1926. Из четвертичной истории равнины Европейской части СССР — Геол. вестн., № 5.
- Мирчинк Г.Ф. 1930. Об определении южной границы ледника вюрмского периода. — Бюлл. Комисс. по изуч. четвертич. периода, № 2.
- Мирчинк Г.Ф. 1936. Корреляция континентальных четвертичных отложений Русской равнины и соответствующих отложений Кавказа и Понто-Каспия. — Материалы по четвертич. периоду СССР, вып. 1.
- Москвитин А.И. 1960. Вюрмская эпоха (неоплейстоцена) в Европейской части СССР. М., Изд-во АН СССР.
- Москвитин А.И. 1962. О подразделениях вюрма и размещении в них этажей среднего и верхнего палеолита в Европе. — Изв. АН СССР, серия геол., № 7.
- Москвитин А.И. 1963. От относительном и абсолютном возрасте древнеозерных осадков в Молого-Шекснинской впадине. В кн.: Абсолютная геохронология четвертичного периода. М., Изд-во АН СССР.
- Москвитин А.И. 1965. Плейстоцен Европейской части СССР (критический обзор литературных данных) — Труды ГИН АН СССР, вып. 123.
- Москвитин А.И. 1967. Стратиграфия плейстоцена Европейской части СССР. — Труды ГИН АН СССР, вып. 156.
- Москвитин А.И. 1970. Стратиграфия плейстоцена Центральной и Западной Европы. — Труды ГИН АН СССР, вып. 193.
- Новский В.А. 1958. К истории изучения межледниковых отложений в Ярославском Поволжье. В кн.: Очерки по истории геолого-географических знаний. Ярославль.
- Павлов А.П. 1922. Ледниковые и межледниковые эпохи Европы в связи с историей ископаемого человека. Пг.
- Павлов А.П. 1925. Неогеновые и послетретичные отложения Южной и Восточной Европы. — Мемуары геол.отд. Об-ва любит. естеств, антропол. и этнограф., № 5.
- Папе Р. 1969. Стратиграфия отложений верхнего плейстоцена Бельгии. — Бюлл. Комисс. по изуч. четвертич. периода, № 36.

Периодизация и геохронология плейстоцена. 1970. Л.

Последний европейский ледниковый покров, К УП конгрессу ИНКВА (США, 1965 г). Гл. ред. И.П. Герасимов. 1965. М., "Наука".

Последний ледниковый покров на северо-западе Европейской части СССР. К VIII конгрессу ИНКВА (Париж, 1969 г.). Гл. ред. И.П. Герасимов. 1969. М., "Наука".

Путеводитель экскурсий Москва - Верхняя Волга. 1969. М.

Рельеф и стратиграфия четвертичных отложений северо-запада Русской равнины. К VI конгрессу ИНКВА, 1961. М., Изд-во АН СССР.

Соколов Н.Н. 1946. О положении границ оледенения в Европейской части СССР. - Труды Ин-та геогр. АН СССР, вып. 37.

Соколов Н.Н. 1949. Геологическое строение и история развития рельефа запада РСФСР. В кн.: Северо-запад РСФСР. М.-Л. Изд-во АН СССР.

Спиридонова Е.А. 1970. Палинологическая характеристика межстадиальных отложений валдайского оледенения на северо-западе Русской равнины и ее значение для стратиграфии и палеогеографии. Автореф. канд. дисс. Л.

Стрелков С.А. 1970. Новые данные о хронологии и палеогеографии плейстоцена Кольского полуострова. В кн.: Корреляция новейших отложений севера Евразии. Л.

Сукачев В.Н., Горлова Р.Н., Метельцева Е.П. и др. 1965. Новые данные о межледниковой флоре центральной части Русской равнины. - Бюлл. МОИП, отд. биол., 70, № 1.

Фрай Дж., Уилмен Х., Блек Р. 1968. Очерк о ледниковой геологии иллинойса и висконсина. - В кн.: Четвертичный период США. М., "Мир".

Цапенко М.М., Махнач Н.А. 1959. Антропогенные отложения Белоруссии. Минск.

Serep A.G. 1967. Stand und Probleme der Car-tärstratigraphie im Nordteil der DDR. - Ber. Dtsch. Ges. Geol. Wiss., A. Geol., Palaontol., 12, N 3/4.

(Ebers; E. 1968. Evidence of an Older Würm glacial maximum and a Middle Würm interstadial in the Alps. - Univ. Colorado Stud. Ser. Earth. Sci., N 7.

Gross M. 1960. Die Bedeutung der Göttweiger Interstadials im Ablauf der Würm-Eiszeit. - Eiszeitalter und Gegenwart, 14.

Gross H. 1963. Der Gegenwärtige Stand der Geo-chronologie des Spätpleistozäns in Mittel- und Westeuro-pa. - Quartar, 14.

Gross H. 1964. Mittelwürm in Mitteleuropa und angren-zenden Gebieten. - Eiszeitalter und Gegenwart, 15.

Kempton I.P., Hackett G.E. 1968., Late-Altonian (Wisconsinian) Glacial Sequence in Northern Illinois. - В кн.: Means of correlation of Quaternary successions. Proc. Illinois State Geol. Survey, N 8.

Korpela K. 1969. Die Weichsel-Eiszeit und ihr Interstadial in Perapohjola. (Nördliches Nordfinnland) im Licht von submoränen Sedimenten. - Ann. Acad. Sci. Fenn., Ser. A, Geol.-Geogr., 3, N 99.

Rühle E. 1965. The Quaternary in Poland. Warsa

Suggate R.P. 1965. The definition of "interglacial" J. Geol., 73, N 4.

Zagwijn W., Paeppe R. 1968. Die Stratigraphie der Weichseleiszeitlichen Ablagerungen der Niederlande und Belgiens. - Eiszeitalter und Gegenwart, 19.

Woldstedt P. 1966. Ablauf des Eiszeitalters. - Eiszeitalter und Gegenwart, 17.

ПЛЕЙСТОЦЕНОВЫЕ КРИОГЕННЫЕ ЯВЛЕНИЯ И ИСТОРИЯ ВЕЧНОЙ МЕРЗЛОТЫ В ЗАПАДНОЙ СИБИРИ

Ф.А. Каплянская, В.Д. Тарноградский

Геологическая история плейстоцена – это история колебаний климата на протяжении последних 0,7 млн. лет. На равнинах севера Евразии фазы похолодания проявились в развитии ледниковых процессов и расширении площади подземного оледенения. Для внеледниковых районов геологические следы подземного оледенения являются маркирующими при расчленении четвертичных отложений и позволяют оценить количество похолоданий и интенсивность каждого из них.

Весьма благоприятной территорией для изучения флюктуирующей подземного оледенения является Западно-Сибирская равнина. Это – одна из наиболее крупных областей почти непрерывного осадконакопления в плейстоцене. Ей свойственна четкая широтная ландшафтная зональность. В настоящее время большая часть равнины лишена вечной мерзлоты. Она имеется (в минеральных грунтах) только севернее 63° с.ш.; ей сопутствует здесь ряд мерзлотно-геологических и мерзлотно-геоморфологических образований.

Реликтовые криогенные явления плейстоцена повсеместно встречаются и много южнее и занимают определенное место в разрезах перигляциальной зоны.

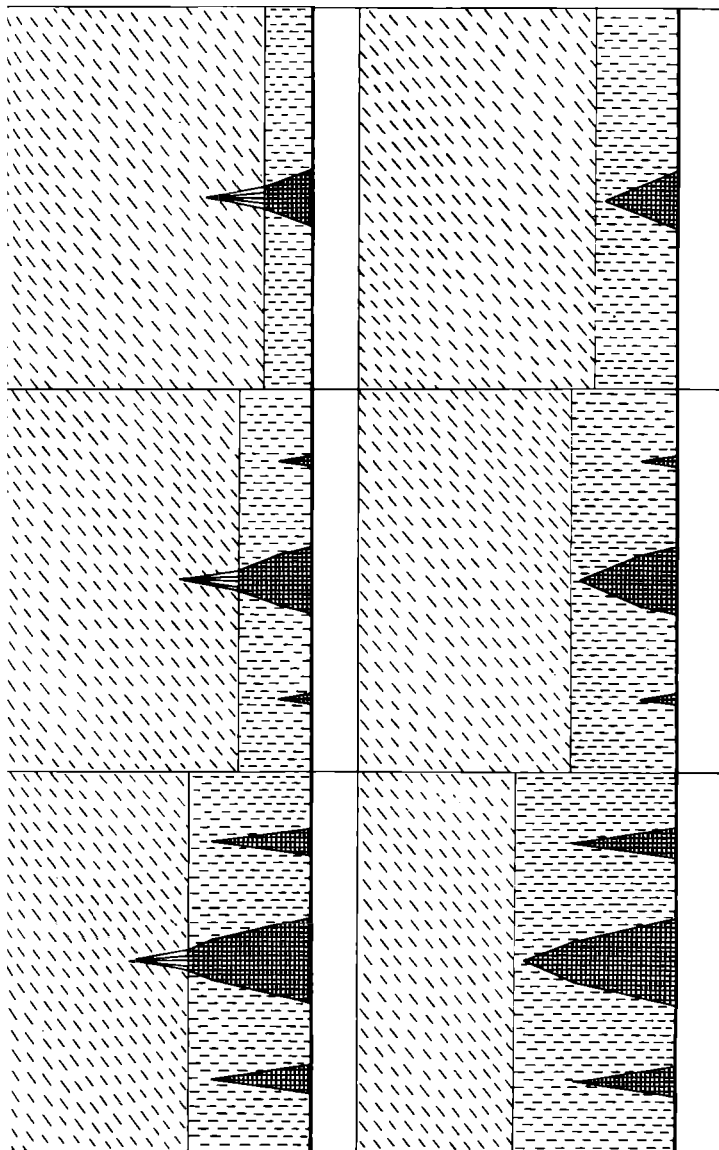
Для реликтовых криогенных явлений может быть использована та же генетическая классификация, которая принята для современных (Попов, 1960, 1964). Они разделяются нами на две большие группы в зависимости от того, связаны ли они с растрескиванием (полигональные или структурные формы) или непосредственно с ним не связаны (неполигональные или аструктурные формы).

В группу полигональных образований включаются крупнопolygonальные, генетически связанные с морозобойным растрескиванием, и мелкоpolygonальные, связанные с растрескиванием от криогенного усыхания.

Особенно важными для палеокриологического анализа являются крупнопolygonальные образования. Их использование открывает наибольшие возможности для палеографических реконструкций, так как проявление морозобойного растрескивания (частота, глубина и ширина трещин) тесно связано с климатическими условиями. В первую очередь оно зависит от среднегодовой температуры и степени континентальности климата (амплитуды годовых температурных колебаний). Этими двумя основными факторами обусловлено многообразие возникающих при морозобойном растрескивании клиновидных жильных тел. Их соотношение определяет образование в одних случаях преимущественно ледяных, а в других – изначально грунтовых жил или, наконец, различных вариаций смешанных жил. (рис. 1)

Жильные образования, связанные с морозобойным растрескиванием, представляют собой единую группу явлений, крайними представителями которой являются небольшие грунтовые жилки в деятельном слое и мощные ледяные жилы.

изменение среднегодовых температур



увеличение континентальности климата

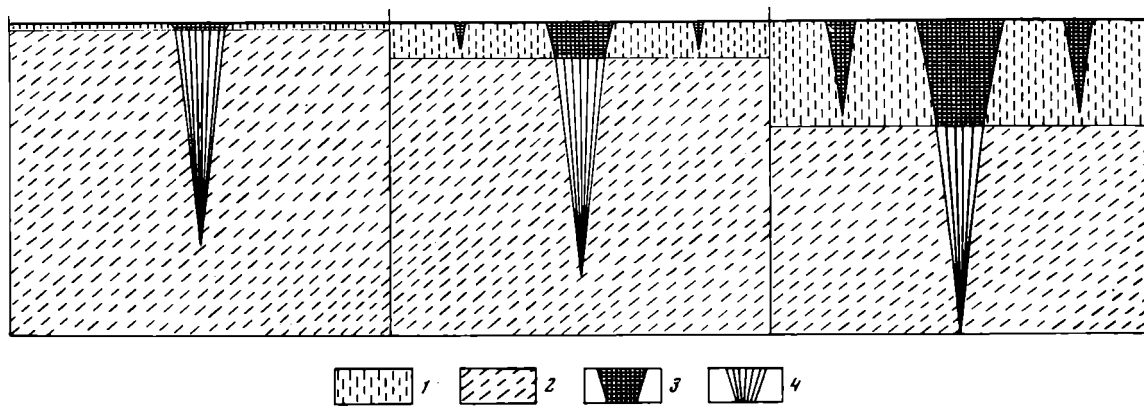


Рис. 1. Типы полигонально жильных тел в разных климатических условиях
 1 - слой сезонного протаивания; 2 - многолетнемерзлые породы; 3 - грунтовые жилы ; 4 - ледяные жилы

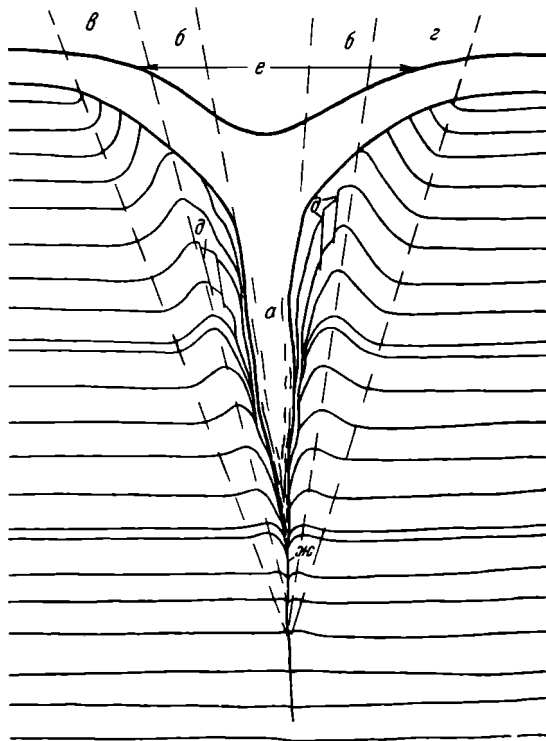


Рис. 2. Схема строения субазальной псевдоморфозы по эпигенетической ледяной жиле

а - ядро; б - зона отгибания; в - зона торшения; г - deletельный слой; д - микросбросы; е - канавообразное понижение; ж - шов смыкания

Многие ледяные жилы (главным образом эпигенетические средних размеров) после таяния замещаются грунтовыми псевдоморфозами. Наиболее мощные сингенетические ледяные жилы, вытаявая, образуют рельеф жерехов, не оставляя распознаваемых следов в ископаемом состоянии.

Грунтовые псевдоморфозы по ледяным жилам давно известны в литературе под названием ледяных или мерзлотных клиньев. Типичное строение псевдоморфозы, сформировавшейся в субазальных условиях, показано на рис. 2.

В тех случаях, когда вытаивание ледяных жил происходит в субазальных условиях, канавообразное понижение над ядром псевдоморфозы нередко оказывается заполненным слоистыми осадками со следами таяния жилы, одновременного с седиментацией (Лаврушин, 1960; Каплина, Романовский, 1960).

Нахождение ископаемых псевдоморфоз в том или ином горизонте определено указывает на существование низкотемпературной многолетней мерзлоты в соответствующий отрезок времени. Особенно важно установить для данного горизонта южный предел таких находок, так как это дает основание для определения прежней границы мерзлоты и палеотемпературных оценок.

Положение прежней границы мерзлоты определяется по формуле

$$\varphi_p = \varphi_t - st_t,$$

где φ_p – географическая широта южной границы многолетней мерзлоты (нулевой геоизотермы);

φ_t – географическая широта южной границы нахождения псевдаморфоз;
 s – широтная температурная степень (градусы широты / градусы температуры);

t_t – среднегодовая температура грунта у южной границы роста ледяных жил.

Среднегодовая температура грунта на южном пределе роста полигонально-жильных льдов – t_t зависит от степени континентальности климата и в пределах СССР колеблется от $0,5^{\circ}$ в малоземельской тундре до -3° в Центральной Якутии (имеются в виду региональные геоизотермы, а не конкретные температурные условия участков с растущими жилными льдами). Для геологического прошлого следует принимать величину t_t , исходя из тех сведений о континентальности климата, которые можно получить на основе восстановления ландшафтной обстановки по палеоботаническим данным.

При незначительной континентальности климата граница области с растущими ледяными жилами находится в пределах тундровой зоны при некотором увеличении континентальности в лесотундре, в резкоконтинентальном климате – в лесной зоне, а в плейстоцене могла переходить в засушливую безлесную область.

Широтная температурная ступень (s) принимается постоянной и равной 2° широты (Brooks, 1960).

Реконструируемая среднегодовая температура воздуха на южном пределе роста жилных льдов (t'_t) находится путем введения поправки на разность температур воздуха и грунта (S_z):

$$t'_t = t_t - S_z.$$

Величина S_z зависит от континентальности климата и изменяется по границе распространения современных ледяных жил от 3° в умеренном климате до 6° в резко континентальном.

К группе крупнопolygonальных образований также относятся первичногрунтовые жилы. Они очень разнообразны по морфологии, что обусловлено различным сочетанием ряда факторов, участвующих в их формировании.

В зависимости от устойчивости расположения трещинных сетей в плане от года к году могут возникать однократные, бахромчатые или сплошные жилы (рис. 3). Бахромчатые и сплошные жилы представляют собой совокупность ежегодно образующихся элементарных грунтовых

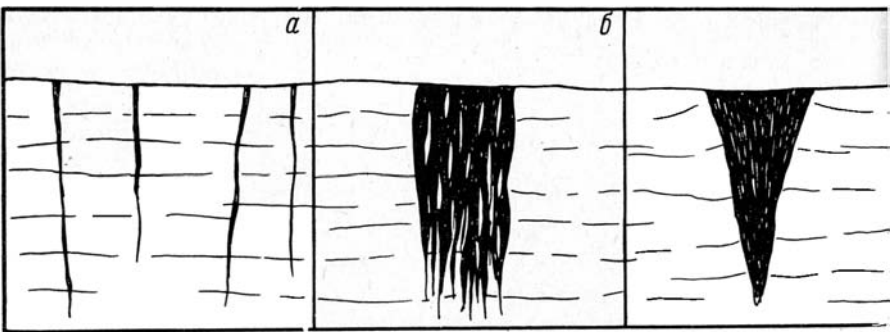


Рис. 3. Первичногрунтовые жилы
 а - однократные; б - бахромчатая; в - сплошная.

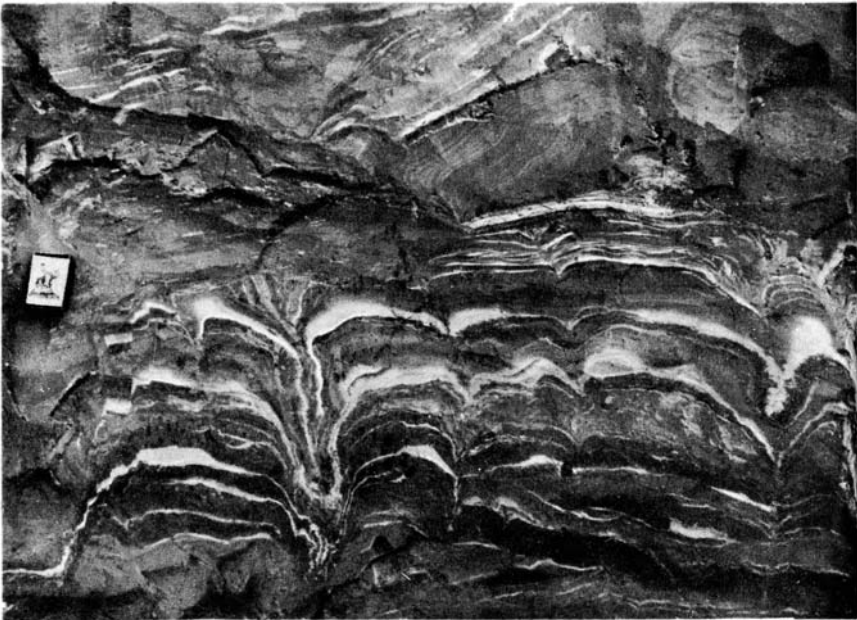


Рис. 4. Ископаемые ячеистые грунты в нижнеплейстоценовых озерных отложениях. Правый берег р.Иртыш у с.Семейка

шлок. У некоторых типов жил во вмещающих породах наблюдаются деформации, связанные с постепенным разрастанием жилы. Они возникают из-за образующихся в трещинах в теплое время года сезонных ледяных жилок. Первичногрунтовые жилы могут развиваться только в деятельном слое, но могут проникать и в многолетнемерзлые породы. В этом случае образуется особый морфологический тип жил, у которых верхняя часть много шире нижней.

Как и ледяные, первичногрунтовые жилы могут быть эпигенетическими или сингенетическими, развивающимися одновременно с осадконакоплением. По способу заполнения грунтом трещинной полости различаются жилы заполнения и жилы отгибания (Катасонов, 1962).

Первичногрунтовые жилы образуются в широком диапазоне ландшафтно-климатических условий – от арктической тундры до сухих степей, лишенных мерзлоты; с этим связаны трудности в их палеогеографической интерпретации.

В разрезах плейстоценовых отложений наряду с крупнопolygonальными широкое распространение имеют и мелкоpolygonальные образования. Хотя их формирование и связано с деятельным слоем, палеогеографическое значение многих из них достаточно важно. Встреченные нами мелкоpolygonальные образования включают ячеистые грунты, шельники, тундровые пятна экспульсивного типа (котлы кипения), мелкобугристый нанорельеф и почвенный надмерзлотный натек.

Ячеистые грунты (рис.4) распространены в отложениях прибрежной полосы непостоянных водоемов в местах накопления суглинистых (реже супесчаных) грунтов. Обязательным условием для их формирования является растрескивание при осеннем промерзании и присутствие сезонных ледяных жилок в трещинах при весеннем тепловом расширении polygonов. При этом основное направление процесса – разрастание грунтовых жилок на месте трещин в условиях значительной влажности поверхностных горизонтов в течение всего теплового сезона при неглубоком залегании вечной мерзлоты.

Особенности механизма образования ячеистых грунтов и их современное распространение позволяют рассматривать их как индикатор сурового климата.

Шельники – это образования, характерные для периодически увлажняемых участков, сложенных глинистыми породами, в пределах семиаридной зоны (Доскач, 1962). Они также формируются на основе мелкоpolygonальной трещиноватости, связанной с усыханием. В отличие от ячеистых грунтов из-за дефицита влажности приповерхностных слоев основное направление процесса формирования шельников – постепенное разрастание полостей при участии сезонных ледяных жилок, существующих очень короткое время. Ископаемые шельники свидетельствуют только об аридности климата и суровости зим.

Тундровые пятна экспульсивного типа наиболее широко распространены в современных тундрах. Они обязаны своим происхождением своеобразной форме поверхности многолетней мерзлоты к моменту осеннего промерзания, обеспечивающей развитие процессов пучения под пятнами. Такие образования весьма типичны для зоны распространения многолетнемерзлых пород. Из этого следует их важное палеогеогра-

фическое значение как безусловного признака существования многолетней мерзлоты. Однако переход тундровых пятен в ископаемое состояние – редкое явление, так как они обычно развиваются на положительных элементах рельефа, т.е. скорее тяготеют к области сноса, чем к интенсивного осадконакопления. Не удивительно поэтому, что несомненные следы существования тундровых пятен в перигляциальной зоне Западной Сибири были обнаружены пока только в одном пункте.

Мелкобугристый нанорельеф иногда имеют погребенные почвы, развывавшиеся на ячеистых грунтах или прошедшие стадию пятнистой дры.

Надмерзлотный натек или погребенный иллювиально-гумусовый горизонт – это один из типов мелкополигональных образований, связанный с трещиноватостью почв, затрагивающей и поверхность многолетних немерзлых пород. Он обязан своим происхождением нисходящему движению почвенных растворов и аккумуляции подвижных соединений на поверхности мерзлых пород. Поэтому надмерзлотный натек повторяет ее форму и указывает на присутствие мерзлоты и глубину ее залегания. В связи с этим он заслуживает самого пристального внимания.

Группа неполигональных образований включает инволюции, следы инъеционных процессов, проявления солифлюксии.

Инволюции – это одна из наиболее распространенных разновидностей реликтовых мерзлотных явлений. Они представляют собой регулярные нарушения в слоистых породах. В разрезе это обычно узкие, направленные сверху выступы, состоящие из тонкодисперсной породы, которая внедряется в вышележащую толщу, более грубую по составу и расчлененную этими выступами на более широкие округлые депрессии.

В настоящее время имеется несколько теорий образования инволюций, но ни одна из них не дает исчерпывающего объяснения этого процесса. В качестве рабочей гипотезы возникновения инволюций можно связывать с ежегодным избирательным пучением пород внутри слоя сезонного протаивания. При этом вначале происходит ежегодное приращение высоты выступов, а затем постепенное их разрушение. Наши наблюдения подтверждают вывод А.Яна (Jahn, 1956) о стадийности образования инволюций, которые в стабильных мерзлотных условиях проходят цикл развития от регулярных субвертикальных внедрений через стадию беспорядочно перемятых и разорванных слоев к однородной атекстурной массе деятельного слоя.

Для сохранения инволюций от окончательного разрушения и для их перехода в ископаемое состояние требуется изменение мерзлотных условий, которое может быть вызвано общеклиматическими или местными причинами (в том числе, например, быстрым осадконакоплением).

Анализ современных соотношений глубины промерзания – протаивания и мощности почвенного профиля в разных природных зонах Западной Сибири показывает, что эволюции представляют собой зональное явление. Неходимое для их возникновения сочетание условий сильного увлажнения поверхностных слоев и незначительной активности почвообразования с достаточной мощностью деятельного слоя свойственно более всего южной тундре и лесотундре. Вечная мерзлота повсеместно образует здесь водонасыщенные слои, а низкие температуры способствуют глубокому почвообразованию.

При палеогеографической интерпретации инволюционные горизонты следует рассматривать как ископаемый слой сезонного протаивания, несмотря на единичные случаи нахождения инволюций за пределами криолитозоны.

В нескольких разрезах были зафиксированы следы инъекционных внедрений, возникающих при многолетнем промерзании сильно увлажненных участков или в слое сезонного протаивания при его осеннем промерзании. Они плохо распознаются и редко сохраняются в ископаемом состоянии и потому не представляют большого интереса.

Проявления солифлюксии в изученных районах встречаются лишь единично из-за чрезвычайной ровности территории. Их присутствие иногда позволяет уловить следы перестройки мерзлотного полеорельефа.

Перечисленные реликтовые криогенные явления образуют закономерные комплексы из нескольких парагенетических типов, приуроченных к одним и тем же слоям или стратиграфическим границам.

Анализ стратиграфического положения криотурбаций показал, что во внеледниковой зоне Западной Сибири они связаны с теми горизонтами, которые коррелируются с ледниковыми отложениями (Zaigra a.o., 1964) и содержат остатки холодолюбивой и холодостойкой фауны и флоры, погребенные почвы тундрового и лесотундрового типа и т.д. Эти горизонты соответствуют одному раннеплейстоценовому оледенению, двум среднеплейстоценовым (самаровскому и тазовскому) и двум позднеплейстоценовым (зырянскому и сартанскому).

Выше уже говорилось, что данные о распространении полигонально-жильных льдов в сочетании со сведениями о ландшафтной обстановке позволяют реконструировать положение границы мерзлоты и степень похолодания в отдельные ледниковые века.

В раннеплейстоценовое время граница многолетней мерзлоты должна была сместиться к югу по крайней мере до 56° с.ш.

В самаровское время граница мерзлоты проходила где-то вблизи 52° с.ш. Средняя годовая температура воздуха в это время на 56° с.ш. (в центральной части низменности) оценивается в -6° (на $5,5^{\circ}$ ниже, чем теперь) при континентальности климата, мало отличающейся от современной. Такая небольшая величина относительного похолодания в Западной Сибири в эпоху максимального оледенения может быть следствием смягчения из-за сильной обводненности равнины в это время.

Уже в начальные фазы тазовского оледенения граница мерзлоты смещалась к югу не менее чем до 53° с.ш., а в максимум похолодания вероятно, значительно дальше.

В зырянское время южная граница многолетнемерзлых грунтов не могла проходить севернее 50° с.ш. (надо думать, что в действительности много южнее из-за значительных абсолютных высот в пределах казахстанского мелкосопочника), а средняя годовая температура воздуха опускалась ниже -9° , отличаясь от современной не менее чем на $8,5^{\circ}$, а возможно, и более. Климат, очевидно, был резко континентальным и достаточно сухим.

Для сартанского этапа граница мерзлоты на западе низменности ус-

танавливается на 54°30' с.ш., а на востоке в условиях равнинного рельефа она проходила бы на 51° с.ш.. Средняя годовая температура воздуха в Прииртышье на 59°30' с.ш. оценивается в -7° (на $5,5^{\circ}$ ниже современной), а на Енисее на 56 с.ш. в $-6,5^{\circ}$ (на 6° ниже современной). Континентальность климата была заметно больше современной.

В конце позднеледникового времени – начале голоцена отступление мерзлоты на западе низменности происходило быстрее, чем на востоке, где геокриологические условия в отличие от современных были более суровыми и дольше сохранялась благоприятная обстановка для роста торфонозных льдов. В этом следует видеть влияние остаточных ледниковых покровов на общую циркуляцию атмосферы,

Попытки оценить таким образом степень относительного похолодания в главные ледниковые эпохи плейстоцена дают близкие результаты с теми, которые были получены иными способами для Западной Европы и Северной Америки.

Сведения о геокриологических условиях в межледниковые эпохи среднего и позднего плейстоцена пока еще весьма ограничены, и о них можно судить лишь по косвенным данным.

На протяжении большей части тобольского времени граница мерзлоты в минеральных грунтах, по-видимому, проходила где-то вблизи современной. В мессовско-ширтинское время она смещалась несколько дальше к югу. В казанцевское время граница поверхностной мерзлоты, очевидно, значительно отступила к северу. Для каргинского времени имеются признаки сохранения мерзлоты на небольшой глубине вблизи от ее современной границы, несмотря на заметное продвижение к северу древесной растительности; это свидетельствует об относительно повышенной континентальности климата.

PLEISTOCENE CRYOGENIC PHENOMENA AND PERMAFROST HISTORY IN WESTERN SIBERIA

F.A. Kaplinskaja, V.D. Tarnogradsky

Fossil cryogenic phenomena are found everywhere in Pleistocene sediments of the periglacial zone of Western Siberia. The paper deals with the paleogeographical significance of various types of these phenomena depending upon the zone they belong to and formation factors. Particular attention is paid to ice vein pseudomorphs for a reconstruction of permafrost boundaries and for the evaluation of the extent of colder climatic spells of temperature (using a method suggested by the authors). During the Pleistocene the boundary of permafrost shifted southward for more than 13° as compared with the present, and the average annual temperature (during the Late Pleistocene) dropped by more than $8,5^{\circ}$

Доскач А.Г. 1962. О псевдоперигляциальных явлениях. В кн.: Вопросы криологии при изучении четвертичных отложений. М., Изд-во АН СССР.

Каплина Т.Н., Романовский Н.Н. 1960. О псевдоморфозах по полигонально-жильному льду. В кн.: Перигляциальные явления на территории СССР. Изд-во МГУ.

Катасонов Е.М. 1962. Криогенные текстуры, ледяные и земляные жилы как генетические признаки многолетнемерзлых четвертичных отложений. В кн.: Вопросы криологии при изучении четвертичных отложений. М., Изд-во АН СССР.

Лаврушин Ю.А. 1960. О происхождении так называемых мерзлотных структур облекания в четвертичных отложениях и о их стратиграфическом значении. В кн.: Перигляциальные явления на территории СССР. Изд-во МГУ

Попов А.И. 1960. Перигляциальные образования Северной Евразии и их генетические типы. В кн.: Перигляциальные явления на территории СССР. Изд-во МГУ

Попов А.И. 1964. Перигляциальные образования и их генетические типы на севере СССР. В кн.: Современные проблемы географии. М., "Наука"

Brooks C.E.P. 1960. Climate through the ages. London.

Jahn A. 1956. Some periglacial problems in Poland. Biul. perygl., Lodz, N 4.

Zarina E.P., Kaplanskaya F.A., Krasnov I.I., Michankov J.M., Tarnogradsky V.D. 1964. Periglaziale formation von Westsibirien. In: Repts. Vi-th Internat. Congr. on Quaternary, Warsaw, 1961, v. IV. Lodz.

ПОЗДНЕЧЕТВЕРТИЧНЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ КЛИМАТА И ОЛЕДЕНЕНИЯ НА ТЕРРИТОРИИ СТАРОГО И НОВОГО СВЕТА (РАДИОУГЛЕРОДНАЯ ХРОНОЛОГИЯ)

Н.В. Кинд

Радиоуглеродная шкала впервые начала разрабатываться в США и Западной Европе. Значительные успехи, достигнутые в этом направлении дали возможность сопоставить во времени крупные оледенения позднего плейстоцена обеих территорий. В СССР геохронологические исследования начали проводиться и бурно расцвели в последнее десятилетие.

До недавнего времени территория Азиатской части СССР представляла собой в этом отношении "белое пятно". Сейчас в нашем поле зрения имеется уже более ста C^{14} -дат, которые позволили более точно расшифровать последние страницы геологической истории этой огромной территории и значительно облегчили широкие внутренние и межконтинентальные корреляции.

В настоящей работе предпринята попытка сопоставить во времени главные рубежи позднечетвертичной истории — смену климатов и ледниковые события Сибири и других территорий Северного полушария и тем самым перекинуть мост между Европейским и Североамериканским континентами.

Радиоуглеродная хронология Сибири

Разработка радиоуглеродной шкалы для севера Азиатской части СССР опиралась на специальные исследования в двух опорных регионах — Приенисейской Сибири и в Западном Приверхоянье, где стратиграфия четвертичных отложений разработана особенно полно.

Приенисейская Сибирь. В Приенисейской Сибири изучались и датировались разрезы всех горизонтов верхнеантропогенных отложений от казанцевских до голоценовых включительно. Большинство из них имели палеонтологическую характеристику. Стратиграфическое положение датированных толщ в различных зонах Приенисейской Сибири, их положение в шкале абсолютного летоисчисления и относящиеся к ним C^{14} -даты показаны на рисунке.

Отсутствие конечных радиоуглеродных дат старше 47 000 лет не дает возможности восстановить хронологию раннего верхнеплейстоценового оледенения. Можно с уверенностью сказать только, что зырянские ледники покинули территорию приенисейского севера не позднее 50 000 лет назад. Более того, сама история зырянского оледенения во многом еще неясна. Не выяснено и число его стадий. Можно пока говорить только о его максимальной стадии, зафиксированной отложениями приледниковых озер в разрезах около Туруханска.

Более полно расшифровывается геологическая история в последующий отрезок верхнего антропогена, начиная с каргинского межледниковья. Радиоуглеродные даты для пойменных и морских осадков в низовьях.

Енисей и аллювиальных отложений более высоких его отрезков позволили установить, что каргинский межледниковый интервал в Сибири был весьма продолжительным (Кинд, 1969). Он охватывает промежуток времени между зырянским (> 50 000 лет назад) и сартанским оледенением, наступившим после 25 000 лет назад. В течение этого длительного промежутка времени (не менее 25 000 лет) климат претерпевал существенные изменения; каргинское межледниковье включает в себя несколько фаз потеплений и разделяющих их более холодных интервалов. Первому раннекаргинскому потеплению на севере предположительно отвечает отступление зырянского ледника, врез и накопление нижних слоев каргинского аллювия; возраст его не выяснен. Второй внутрикаргинский теплый интервал, которому присвоено название малохетского потепления, датируется примерно в 42 000–35 000 лет с оптимумом около 40 000 лет. Третье, заключительное – липовско–новоселовское потепление началось около 30 000 лет и закончилось вскоре после 25 000 лет назад. Соответственно устанавливается не менее двух похолоданий, разделяющих перечисленные теплые интервалы. Первое незначительное раннекаргинское похолодание, зафиксированное по спорово-пыльцевым спектрам в разрезах на Малой Хете, имеет возраст, близкий к 43 000 лет. Второе – коношельское – значительно более резкое похолодание произошло между 34 000 и 30 000 лет назад. Оптимум каргинского межледниковья падает на середину – малохетское потепление. Палеоботанический материал свидетельствует о том, что климат на севере Сибири в это время был мягче современного, а границы растительных зон сместились к северу не менее чем на 3–4°. По сравнению с более ранним казанцевским межледниковьем климат каргинского межледниковья, даже в его оптимальную фазу, был более прохладным. После этого длительного неледникового интервала наступило последнее крупное верхнеплейстоценовое – сартанское оледенение.

До недавнего времени считалось, что послекаргинское оледенение на севере Сибири ограничивалось ледниковыми подвижками в горных областях. Открытие С.Л.Троицким (1967) ледниковых отложений над датированным каргинским аллювием на р.Малая Хета заставило пересмотреть вопрос о масштабах сартанского оледенения и значительно расширить границы его распространения. Дата 19900 ± 500 (ГИН-311) для озерно-ледниковых отложений Норильского района свидетельствует о широком распространении ледников и прилегающих озер на территории приенисейского севера около 20 000 лет назад (Кинд, Крюков, 1968). Выделяются две крупные стадии сартанского оледенения – гыданская (максимальная) и ньяпанская. Начало отступления ледников первой стадии датируется примерно в 16 000 лет назад.

Во внеледниковых областях во время сартанского оледенения накапливался перигляциальный аллювий II (или III на некоторых участках долин) террасы и связанные с ним покровные отложения. Изучение и датирование залегающих в этих отложениях культурных слоев верхнепалеолитических стоянок кокоревской группы (северная часть Минусинской котловины) и соотношение их с двумя горизонтами ископаемых почв позволили выделить два кратковременных потепления в позднесартанское время (Кинд, 1965; Цейтлин, 1965; Kind, 1967).

Начало первого, кокоревского, потепления близко к 13 000 (ГИН-1, ЛЕ-526) лет от современности, а окончание — к 12200 лет (ЛЕ-570). Возраст второго, таймырского, потепления определяется примерно в 11 500 лет от современности на основании дат Мо-8 и Т-297 для аллювия II террасы р. Таймыр, вмещающего труп таймырского мамонта, и для самого трупа животного. В течение кокоревского и таймырского интерстадиальных потеплений климатическая обстановка была близкой к современной и возможно, более влажной.

После таймырского потепления наступила заключительная, норильская, стадия сартанского оледенения. Время ее окончания довольно точно устанавливается на основании даты 10700±200 лет назад (ГИН-31 для озерно-ледниковых отложений непосредственно над верхней мореной Норильского района. Таким образом, последняя фаза сартанского оледенения была очень короткой и продолжалась не более 800 лет. Несмотря на это, климат и ландшафт в позднесартанское время претерпели весьма существенные изменения. Перигляциальная обстановка в это время существовала южнее Красноярска.

Палинологическая характеристика и геологические особенности датованных разрезов послеледниковых отложений в низовьях Енисея, в Норильском районе, у г. Игарка и в бассейне среднего Енисея позволяют довольно детально восстановить хронологию климатических событий голоцена Сибири.

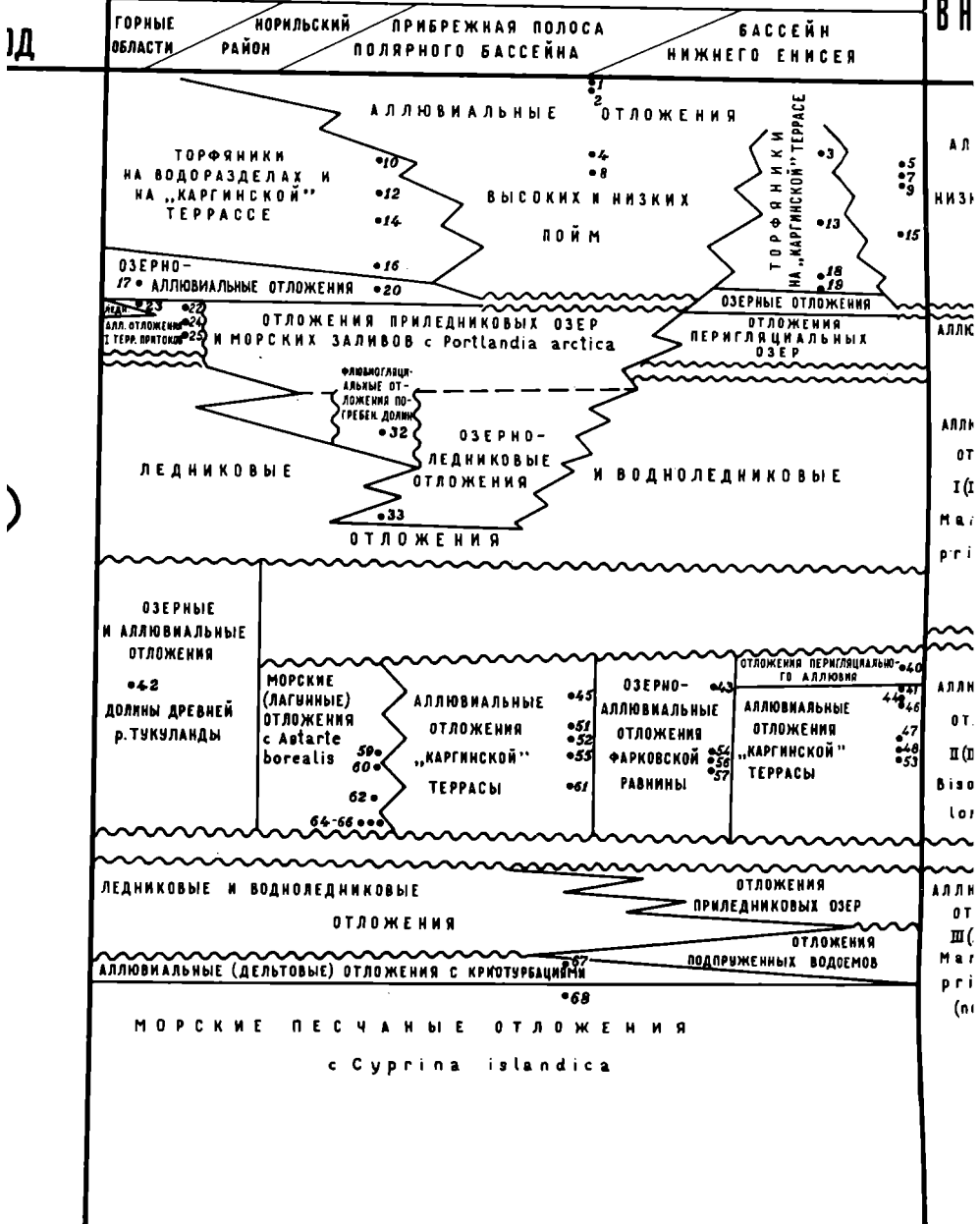
Перелом климата в сторону потепления на границе позднеледниковья (конец норильской стадии) и голоцена произошел около 10 300 лет назад. Это потепление привело к очень крупным палеогеографическим изменениям. Началось быстрое возрождение лесов на обширной территории Сибири.

После этого короткого, но существенного первого потепления наступило новое ухудшение климата, которое мы назвали питско-игаркинским холоданием. На современном уровне знаний оно датируется в Сибири интервалом времени между 9800 и 9200 лет от современности. Граница леса в это время вновь отодвинулась к югу, в составе самой лесной растительности произошли заметные изменения. Палинологические данные для ряда разрезов в нижнем течении Енисея позволяют наметить еще одно кратковременное ухудшение климата в первой половине голоцена, получившее название дудинского похолодания. Имеющиеся C^{14} -даты позволяют сказать только, что оно произошло где-то около 8000 лет назад.

Особенно существенные палеогеографические изменения произошли во время оптимума около 7000–6000 лет от современности. В это время ландшафт в северных районах Сибири вновь приобрел вид типичной тайги, покрывающей огромную территорию приполярных областей, ныне представляющих собой тундру. Около 4500 лет назад произошло резкое ухудшение климата, смещение растительных зон к югу и замещение лесного ландшафта современной тундрой и лесотундрой в высоких широтах Сибири.

В свете имеющихся геологических, палинологических и радиометрических данных целесообразно разделить голоцен Сибири на два примерно равных по своей продолжительности отрезка — ранний и поздний, в от-

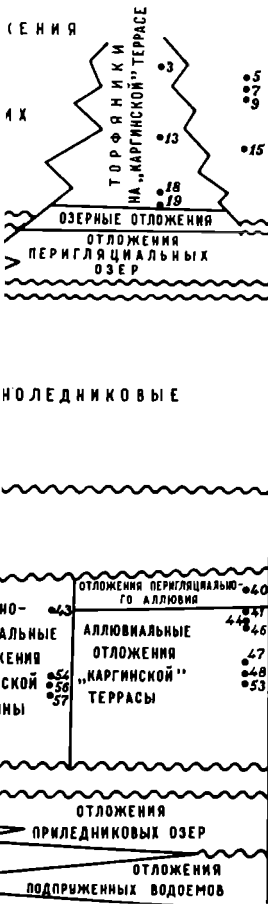
ПРИВАЯ ЛЕДНИКОВАЯ ОБЛАСТЬ



Абсолютная хронология и корреляция геологических событий и Приверхоянья.

1 - фациальный переход; 2 - перерыв; 3 - положение рисунка - порядковые номера C¹⁴ - дат.

БАССЕЙН
НИЖНЕГО ЕНИСЕЯ



АЛЛЮВИАЛЬНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ
НИЗКИХ И ВЫСОКИХ ПОЙМ

АЛЛЮВИАЛЬНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ I ТЕРРАСЫ
ЭПИПАЛЕОЛИТ

АЛЛЮВИАЛЬНЫЕ
ОТЛОЖЕНИЯ
I (III) ТЕРРАС
Mammuthus primigenius
(поздн.)

АЛЛЮВИАЛЬНЫЕ
ОТЛОЖЕНИЯ
II (III) ТЕРРАС
Bison priscus longicornis

АЛЛЮВИАЛЬНЫЕ
ОТЛОЖЕНИЯ
III (IV) ТЕРРАС
Mammuthus primigenius
(переходн.)

ПОКРОВНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ
НА II ТЕРРАСЕ

ПОКРОВНЫЕ
ОТЛОЖЕНИЯ
НА II (III) ТЕРРАСАХ

НОРМАЛЬНЫЙ АЛЛЮВИЙ

ПОКРОВНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ
НА III (IV) ТЕРРАСАХ

ПОКРОВНЫЕ
ОТЛОЖЕНИЯ
НА ВЫСОКИХ
ТЕРРАСАХ

НОРМАЛЬНЫЙ АЛЛЮВИЙ

АЛЛЮВИАЛЬНЫЕ
ОТЛОЖЕНИЯ
ПОЙМ

АЛЛЮВИАЛЬНЫЕ
ОТЛОЖЕНИЯ
I ТЕРРАСЫ

ЛЕДНИКОВЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ
ЛЕДНИКОВЫЕ И ВОДНОЛЕДНИКОВЫЕ
СИГЕНДИНСКОЙ

ЛЕДНИКОВЫЕ И ВОДНОЛЕДНИКОВЫЕ
СИГЕНЕХСКОЙ

ЛЕДНИКОВЫЕ И ВОДНОЛЕДНИКОВЫЕ
УЛАХАН-КЮЗЛЬ

ЗОЛОВЫЕ ЛЕСКИ

АЛЛЮВИАЛЬНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ
II ТЕРРАСЫ

ЛЕДНИКОВЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ ЖИГАЛ

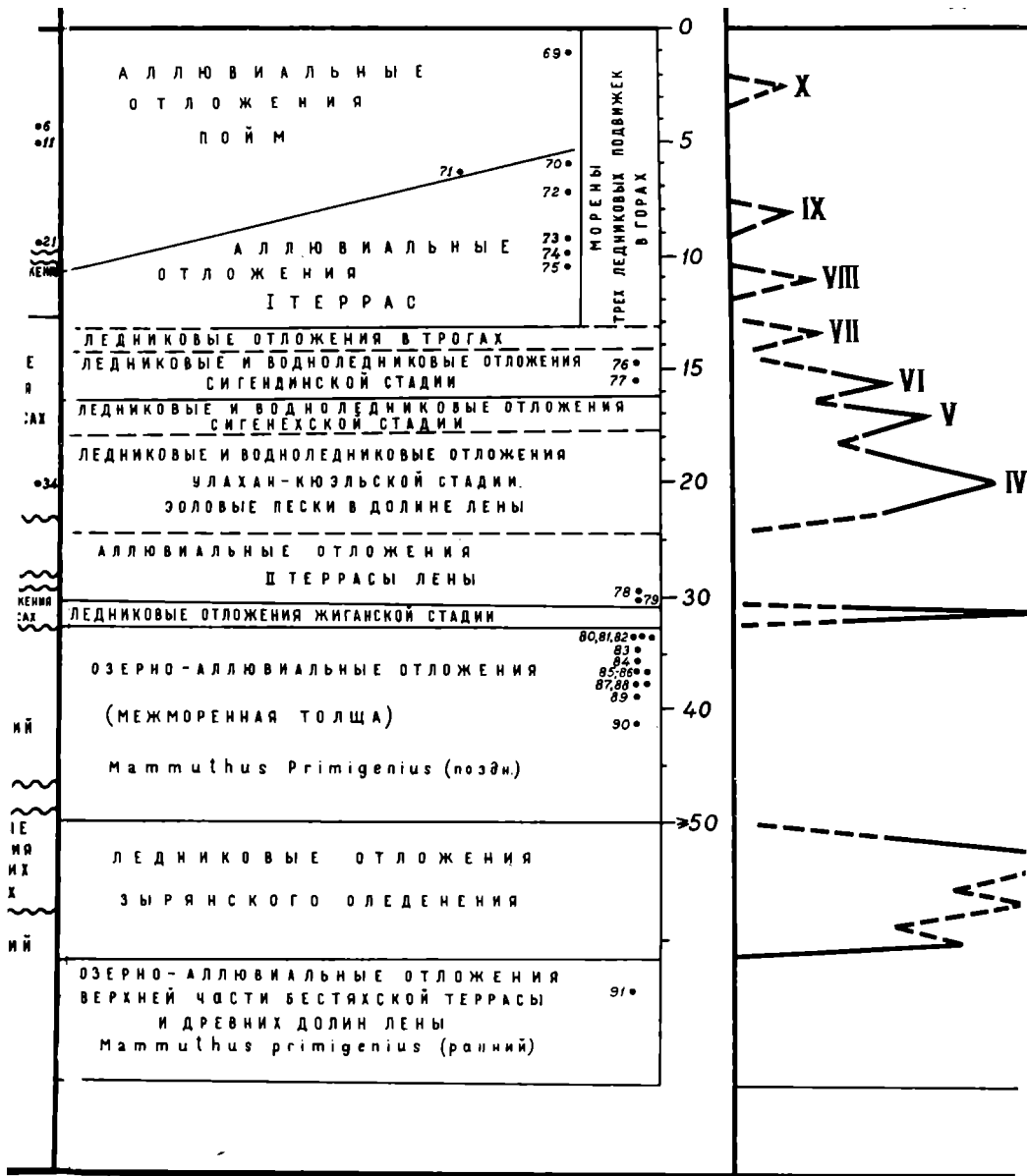
ОЗЕРНО-АЛЛЮВИАЛЬНЫЕ
(МЕЖМОРЕННАЯ ТОЛЩА)

Mammuthus primigenius

ЛЕДНИКОВЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ
ЗЫРЯНСКОГО ОЗЕРА

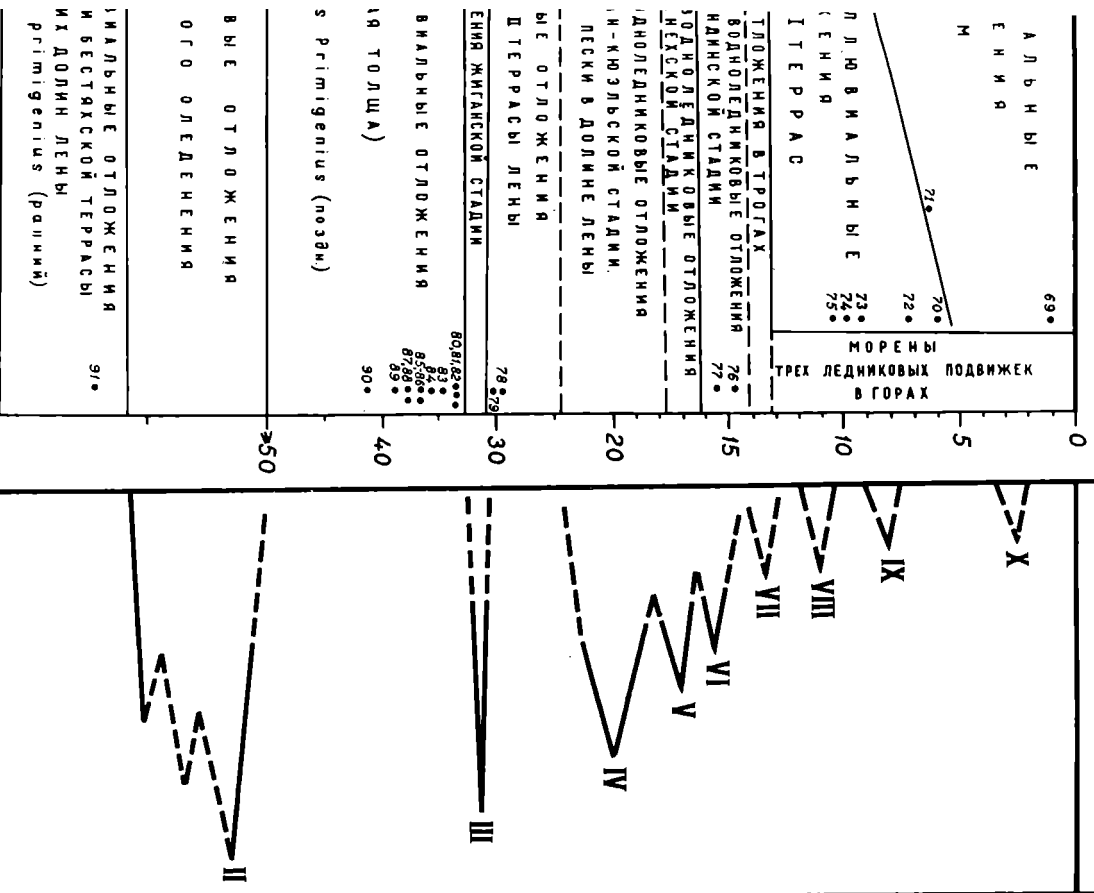
ОЗЕРНО-АЛЛЮВИАЛЬНЫЕ
ВЕРХНЕЙ ЧАСТИ БЕСТЯНСКОГО
И ДРЕВНИХ ДОЛИН
Mammuthus primigenius

а геологических событий позднего антропогена Приенисейской Сибири -
прерыв; 3 - положение образцов, датированных по С¹⁴; цифры на
- дат.



Иркутской Сиби-

о С¹⁴; цифры на



203

Во внеледниковых областях во время сартанского оледенения накапливался перигляциальный аллювий II (или III на некоторых участках) террасы и связанные с ним покровные отложения. Изучение и датирование залегающих в этих отложениях культурных слоев верхнепалеолитических стоянок кокоревской группы (северная часть нусинской котловины) и соотношение их с двумя горизонтами (опаемых почв позволили выделить два кратковременных потепления позднесартанское время (Кинд, 1965; Цейтлин, 1965; Kind, 1967).

Абсолютная хронология и корреляция геологических событий и Приверхоянья.

1 - фациальный переход; 2 - перерыв; 3 - положение рисунке - порядковые номера C^{14} - дат.

C^{14} -ДАТЫ (тыс. л

1.	220 ± 140	ГИН-21	31.	15460 ± 320	J
2.	765 ± 85	ГИН-22	32.	15300 ± 200	Г
3.	3600 ± 170	ЛГ-34	33.	19900 ± 500	Г
4.	3700 ± 100	ГИН-23	34.	20900 ± 300	Г
5.	4000 ± 90	ГИН-235	35.	24100 ± 300	Г
6.	4150 ± 30	ГИН-110	36.	24800 ± 120	Г
7.	4220 ± 210	ЛГ-28	37.	26300 ± 900	J
8.	4330 ± 160	ГИН-24	38.	27200 ± 350	Г
9.	4530 ± 110	ЛГ-27	39.	28800 ± 500	Г
10.	4610 ± 190	ЛЕ-382	40.	32500 ± 700	Г
11.	4900 ± 50	ГИН-307	41.	33600 ± 400	Г
12.	5700 ± 50	ГИН-321	42.	34300 ± 350	Г
13.	6030 ± 100	ГИН-181	43.	34800 ± 500	Г
14.	6800 ± 200	ГИН-25	44.	35400 ± 300	Г
15.	7400 ± 140	ГИН-234	45.	35500 ± 900	Г
16.	8500 ± 250	ГИН-26	46.	35800 ± 600	Г
17.	9140 ± 50	ГИН-263	47.	>35900	Г
18.	9200 ± 40	ГИН-179	48.	36900 ± 400	Г
19.	9400 ± 120	ГИН-180	49.	37000 ± 1900	Г
20.	9540 ± 50	ГИН-260	50.	37950 ± 1150	Г
21.	9700 ± 90	ГИН-209	51.	38200 ± 1200	Г
22.	10500 ± 60	ГИН-314	52.	39100 ± 1000	Г
23.	10700 ± 200	ГИН-315	53.	39700 ± 460	Г
24.	11450 ± 250	Т-297	54.	40200 ± 1100	Г
25.	11700 ± 300	МО-3	55.	40300 ± 800	Г
26.	12180 ± 120	ЛЕ-770	56.	40300 ± 700	Г
27.	12940 ± 270	ЛЕ-526	57.	40900 ± 1500	Г
28.	13300 ± 50	ГИН-91	58.	41600 ± 1300	Г
29.	13330 ± 100	ГИН-90	59.	42000 ± 700	Г
30.	14320 ± 330	ЛЕ-469	60.	42200 ± 1000	Г

ля геологических событий позднего антропогена Приенисейской Сиби-

перерыв; 3 - положение образцов, датированных по C^{14} ; цифры на
1 - дат.

C^{14} -ДАТЫ (тыс. лет назад)

. 15460 ± 320	ЛЕ-540	61. 43500 ± 700
. 15300 ± 200	ГИН-421	62. 46000 ± 900
. 19900 ± 500	ГИН-311	63. 47000 ± 1000
. 20900 ± 300	ГИН-117	64. > 37000
. 24100 ± 300	ГИН-308	65. 45800
. 24800 ± 120	ГИН-162	66. 51000
. 26300 ± 900	ЛГ-19	67. 48000
. 27200 ± 350	ГИН-208	68. 45000
. 28800 ± 500	ГИН-237	69. 1560 ± 40
. 32500 ± 700	ГИН-99	70. 6200 ± 100
. 33600 ± 400	ГИН-350	71. 6700 ± 50
. 34300 ± 350	ГИН-356	72. 7100 ± 40
. 34800 ± 500	ГИН-349	73. 9160 ± 170
. 35400 ± 300	ГИН-140	74. 9820 ± 50
. 35500 ± 900	ГИН-258	75. 10325 ± 35
. 35800 ± 600	ГИН-76	76. 15100 ± 60
> 35900	ЛГ-33	77. 15800 ± 60
. 36900 ± 400	ГИН-98	78. 29500 ± 250
. 37000 ± 1900	ГИН-61	79. 30400 ± 300
. 37950 ± 1150	КСМ-10	80. 33600 ± 700
. 38200 ± 1200	ГИН-259	81. 33700 ± 800
. 39100 ± 1000	ГИН-257	82. 33900 ± 300
. 39700 ± 460	ГИН-328	83. 34400 ± 360
. 40200 ± 1100	ГИН-346	84. 35000 ± 700
. 40300 ± 800	ГИН-319	85. 35600 ± 1000
. 40300 ± 700	ГИН-348	86. 35700 ± 500
. 40900 ± 1500	ГИН-347	87. 36800 ± 350
. 41600 ± 1300	КСМ-11	88. 36800 ± 300
. 42000 ± 700	ГИН-264	89. 37300 ± 700
. 42200 ± 1000	ГИН-387	90. 40700 ± 600
		91. > 45000

1 2 3

гена Приенисейской Сиби-

нных по C^{14} ; цифры на

61. 43500 \pm 700	ГИН-256
62. 46000 \pm 900	ГИН-370a
63. 47000 \pm 1000	КСМ-41
64. > 37000	ГИН-374
65. 45800	ГИН-369a
66. 51000	ГИН-3736
67. 48000	ГИН-255
68. 45000	ГИН-101
69. 1560 \pm 40	ГИН-273
70. 6200 \pm 100	ГИН-222
71. 6700 \pm 50	ГИН-274
72. 7100 \pm 40	ГИН-271
73. 9160 \pm 170	ГИН-272
74. 9820 \pm 50	ГИН-384
75. 10325 \pm 35	ГИН-153
76. 15100 \pm 60	ГИН-332
77. 15800 \pm 60	ГИН-333
78. 29500 \pm 250	ГИН-345
79. 30400 \pm 300	ГИН-224
80. 33600 \pm 700	ГИН-339
81. 33700 \pm 800	ГИН-155
82. 33900 \pm 300	ГИН-337
83. 34400 \pm 360	ГИН-285
84. 35000 \pm 700	ГИН-342
85. 35600 \pm 1000	ГИН-225
86. 35700 \pm 500	ГИН-340
87. 36800 \pm 350	ГИН-336
88. 36800 \pm 300	ГИН-226
89. 37300 \pm 700	ГИН-343
90. 40700 \pm 600	ГИН-149
91. > 45000	ГИН-154

ТИ БЕСТЯХСКОЙ ТЕРРАСЫ
НИХ ДОЛИН ЛЕНЫ
s primigenius (ранний)

91°

1 ~~~~~ 2 • 3

би-

ГИН-256
ГИН-370a
КСМ-41
ГИН-374
ГИН-369a
ГИН-373б
ГИН-255
ГИН-101
ГИН-273
ГИН-222
ГИН-274
ГИН-271
ГИН-272
ГИН-384
ГИН-153
ГИН-332
ГИН-333
ГИН-345
ГИН-224
ГИН-339
ГИН-155
ГИН-337
ГИН-285
ГИН-342
ГИН-225
ГИН-340
ГИН-336
ГИН-226
ГИН-343
ГИН-149
ГИН-154

личие от трехчленного деления, принятого для территории Европы. Ранний голоцен – в целом теплый, включает три волны потепления, последняя из которых является оптимальной. Поздний голоцен характеризуется в целом прохладным климатом и отвечает последним 4500 лет. Нижняя граница его будет соответствовать, таким образом, рубежу между атлантическим и суббореальным периодами европейской схемы. Сформулированные выше представления о развитии климата на севере Сибири в позднечетвертичное время отражены на схематической палеотемпературной кривой в левой части рисунка.

Приверхоянье. Привлечение радиоуглеродного метода позволило внести ясность во многие спорные вопросы стратиграфии Приверхоянья и существенно изменило прежние взгляды на историю геологического развития и оледенения этой территории.

Современные представления о стратиграфии и абсолютной геохронологии Западного Приверхоянья приведены в правой части корреляционной схемы (см. рисунок)

На территории Западного Приверхоянья не зафиксированы оледенения старше самаровского. Своеобразие этого оледенения в Приверхоянье заключается в его небольшом масштабе по сравнению с верхнеплейстоценовыми оледенениями.

Следующее, зырянское, оледенение было максимальным в Приверхоянье и оставило после себя повсеместно развитую морену (II). Абсолютный возраст его, равно как и число стадий этого оледенения, остались невыясненными. На основании имеющихся C^{14} -дат можно сказать только, что морена старше 40 000 лет.

После этого оледенения наступил длительный (не менее 10 000 лет) теплый интервал, который отвечает первой половине каргинского межледниковья. Возраст его определяется серией C^{14} -дат в интервале 40700 ± 600 (ГИН-149) и 33600 ± 600 (ГИН-339) лет.

Следующая непродолжительная жиганская стадия (морена III) ознаменовалась весьма широким распространением ледников в пределах Приверхоянского прогиба и на правобережье современной Лены. Возраст ее в абсолютном летоисчислении определяется интервалом между 33 000 и 30 000 лет от современности. Она, таким образом, совпадает по времени с коношьским внутрикаргинским похолоданием, выявленным в приенисейской части Сибири.

Последующему липовско-новоселовскому теплomu интервалу отвечает нижнеленское потепление. С ним связано формирование II террасы Лены. Начало его близко к 30 000 лет или несколько старше (даты ГИН-224, 345).

Последняя холодная эпоха ознаменовалась новыми крупными ледниковыми подвижками, отвечающими по времени сартанскому оледенению. Они оставили после себя систему конечноморенных форм рельефа и связанных с ними разнообразных ледниковых и водно-ледниковых отложений (морены IV-VIII). Отдельные стадии этого оледенения можно поэтому рассматривать скорее как осцилляции края ледника при общей тенденции его к сокращению. В этом отношении оно по типу близко к сартанскому оледенению приенисейского севера, с которым оно совпадает и во времени. Время окончания одной из его стадий – сеген-

динской — близко к 16 000 лет (ГИН-332, 333), а возраст более древних — сигеняхской и улахан-кюэльской стадий, несомненно, старше 170 лет.

Каковы же причины отмеченных особенностей верхнеплейстоценовых оледенений Приверхоанья, которые проявились не только в неожиданном широком распространении ледников жиганской стадии, но и в масштабах самаровского оледенения, значительно уступающего последующему зырянскому оледенению? Возможно, что, кроме региональных особенностей развития климата Верхоянской горной страны, большое влияние на характер оледенений могло оказывать высотное положение питающего центра, т.е. самого Верхоянского хребта. Так или иначе, но на примере истории оледенений Приверхоанья можно видеть, что, несмотря на синхронность изменений климата в антропогене, вызванные этими изменениями геологические процессы и в первую очередь оледенения могли проявляться весьма различно в различных частях континента.

Межконтинентальная корреляция

Геологические и радиометрические данные позволяют надежно коррелировать крупные и мелкие климатические колебания и сопутствующие им ледниковые события для всех трех континентов.

Казанцевское межледниковье в Сибири, бесспорно, соответствует самаровскому, эемскому и микулинскому межледниковьям. Им отвечает наиболее высокий подъем уровня Мирового океана (около + 15 м). Возраст этого межледниковья на основании океанических данных определяется в 120000–130000 лет. Более молодые интерстадиальные потепления (брёруп и амерсфорт в Европе, сен-пьер в Северной Америке) некоторыми исследователями включаются в эемское межледниковье. Возраст их по C^{14} определяется соответственно в 59 000 – 55 000 и в 67 000–64 000 лет. Его можно сопоставить с двумя повышениями уровня Мирового океана, возраст которых определен по кораллам (Pa^{231}/Th^{232}) в 80000 и 105000 лет. На палеотемпературных кривых (O^{18}/O^{16}) им отвечает переход от зоны 5 (теплой) к зоне 4 (холодной). Соответствующий отрезок кривой характеризуется довольно высокими температурами и имеет два максимума — около 105 и 80 000–90 000 лет. Этим потеплениям, возможно, отвечает первая послеэемская трансгрессия в Средиземном море (до + 5 м), сопоставляемая с монастиром II (Müller-Beck, 1967).

Последующее зырянское оледенение сопоставляется с ранневисконсинским, ранневюрским, ранневалдайским — калининским оледенениями. Возраст их точно не установлен.

Подтвердилось существование длительного неледникового интервала между двумя максимумами верхнеплейстоценовых оледенений (каргинское межледниковье — "средний висконсин", "средний вюрм", моголосхексинское межледниковье и их аналоги. Одни исследователи рассматривают его как межледниковье, другие — как интерстадиал). Колебания климата внутри каргинского межледниковья в целом также хорошо сопоставляются во времени с отдельными потеплениями и похолоданиями зафиксированными на других континентах.

Каргинское межледниковье, средний юрм – висконсин ознаменовались довольно значительным повышением уровня Мирового океана, который, однако, не достиг современного (воронцовская трансгрессия на Аляске, фрипортская трансгрессия на Средиземном море и т.д.). На изотопной кривой (O^{18}/O^{16}) средневюрмскому интервалу отвечает зона Z, для которой характерны температурные колебания незначительной амплитуды.

Сартанское оледенение отвечает поздневисконсинскому, поздневюрмскому, поздневалдайскому – ошашковскому оледенениям.

Два поздненесартанских потепления – кокоревское и таймырское – надежно коррелируются с белингом и аллерёдом и их аналогами в различных частях света. В равной степени надежно коррелируется последняя, норильская, стадия сартанского оледенения с верхним дриасом и сальпаусселькя Европы и со стадией валдерс и ее эквивалентами в Северной Америке.

Данные по голоцену Сибири также хорошо сопоставляются с другими континентами. Наиболее резкий климатический рубеж около 10 300 лет от современности отмечен на всех территориях Старого и Нового Света. Большинство исследователей он принимается как естественная граница между плейстоценом и голоценом. Этому рубежу отвечает резкое изменение температуры океанических вод. С ним же совпадает граница зон 2 и 1 на изотопных кривых и граница зоны Z и Y на экологических кривых.

Установленные в Сибири колебания климата в первой половине голоцена проявились и на других отдаленных территориях Северного полушария. Двум внутриголоценовым похолоданиям – питско-игаркинскому и дудинскому – отвечают ухудшения климата и ледниковые подвижки на территории Европы и Северной Америки. С ними же совпадают понижения уровня океана. Главное голоценовое потепление или оптимум в Сибири сопоставляется с атлантическим периодом (альтитермальным периодом в Северной Америке). В равной мере повсеместно проявилось и последующее ухудшение климата около 4500 лет назад (таблица).

О хронологических особенностях палеоклиматов и оледенений

Межконтинентальная корреляция климатических и геологических событий верхнего антропогена показала, что все установленные в Сибири крупные и мелкие колебания климата в той или иной форме проявились и на других континентах Северного полушария. Они же нашли отражение и в океанических данных. Вместе с тем нетрудно было заметить, что отдельные климатические сдвиги не везде проявляются одинаково четко.

Различный характер проявления одновременно происходящих изменений климата в различных регионах Северного полушария подтверждается теперь огромным фактическим материалом, в основе которого лежат радиометрические данные (Frenzel, 1967; Гричук, 1969). По-разному могут изменяться температура, влажность и другие параметры в отдельные эпохи глобальных изменений климата, а это означает, что

Таблица

Межконтинентальная корреляция климатических изменений и ледниковых событий позднего антропогена

Сибирь		Северная Америка ¹	Европа ²	Океанические области ³		
				Уровень моря	Палеотемпература	
Климато-стратиграфические подразделения		Климат, оледенения		зоны, по Эмилиани	зоны, по Эрикссону	
ГОЛОЦЕН	Поздний	Перемежный климат. Ледниковые подвижки на о-ве Баффинова Земля около 2 тыс. л.н. (фаза кинг) и 0,8 тыс. л.н. Оледенение темпл-лейк около 2 тыс. л.н. и ледниковая подвижка ганнет-пик - 0,8 тыс. л.н. в Скалистых горах	Перемежный климат (субатлантический период)	Фландрская трансгрессия (постепенный подъем с отдельными понижениями)	1	z
		Позднеголоценовое похолодание (4,5 \pm 0,1-3,0 тыс. л.н.)	Повсеместное похолодание между 5 и 4,5 тыс. л.н. Оледенения: маунт-гаррибальди (Каскадные горы), алапах-маунти (Аляска), темпл-лейк (Скалистые горы); ледниковая фаза стинсби (о. Баффинова Земля)			
Ранний	Оптимум (7,9 \pm 0,2-4,5 \pm 0,1 тыс. л.н.)	Альтитермальный период между 8 и 5 тыс. л.н. Похолодание около 6,5 тыс. л.н. - ледниковая подвижка на о. Баффинова Земля	Климатический оптимум (атлантический период)			

Сибирь		Северная Америка		Европа		Океанические области		
		Климат, оледенения				Уровень моря	Палеотемпература	
Климато-стратиграфические подразделения							зоны, по Эмилиани	зоны, по Эриксо-ну
ГОЛОЦЕН	Поздний	Дудинское похолодание (8,3±0,1 - 7,9±0,2 тыс. л.н.)	Повсеместное похолодание. Ледниковая стадия кокборн или кокрап в Канаде (8,5-8,0 тыс. л.н.) Ледниковая подвижка анвик-лейк в Аляске (8,3-8,0 тыс. л.н.)	Похолодание: вискан (Швеция) (8,8-8,5 тыс. л.н.) подзона IV C ₁ (Австрия) (около 8,8 тыс. л.н.)		подъем с Фландрская трансгрессия (постепенный отдельными понижениями)	1	2
		Второе потепление (9,3±0,1 - 8,3±1 тыс. л.н.)		Потепление. Подзона IV C ₁ (ФРГ, Австрия)				
		Питско-игарское похолодание (9,8±0,1 - 9,3±0,1 тыс. л.н.)	Теплый климат. Следы похолодания около 9 тыс. л.н. (Аляска)	Похолодание; подзона IVв или "осцилляция пиоттино" (ФРГ, Австрия) (10,1-9,8 тыс. л.н.); "наддриа-совый горизонт" (Финляндия); стадия эйдфиорд (Швеция), подзона Ха (Русская равнина) (9,8-9,2 тыс. л.н.)				
		Первое потепление (10,3±9,8±0,1 тыс. л.н.)	Повсеместное потепление (10,3-10,2 тыс. л.н.) Быстрая деградация ледников Лаврентийского щита.	Повсеместное потепление; подзоны IVа (ФРГ, Австралия) и Xб (Русская равнина)				

Сибирь	Северная Америка	Европа	Океанические области					
Климато-стратиграфические подразделения	Климат, оледенения		Уровень моря	Палеотемпература				
				зоны, по Эмилиани	зоны, по Эриксону			
	Норильская стадия ($11,4 \pm 0,2 - 10,3 \pm 0,1$ тыс. л.н.)	Главный висконский	Поздний вюрм, валдай-осташковское определение	Регрессия - до 15 (-90?) м около 16 тыс. л.н. (C^{14} , Ра, Th)	2	У		
	Таймырское потепление (11,8-11,4 тыс. л.н.)						Стадия валдерс (Лаврентийский шит); стадия съюмас (тихоокеанский северо-запад); ледниковая подвижка антлер-уэллей (Аляска); поздние стадии оледенения пайндейл (Скалистые горы)	Верхний дриас; стадии сальпаусселькя I-III (Финляндия); стадии таберг, скевде, биллинген (Швеция)
	Похолодание?						Тукрикский интерстадиал (12,5 - 11,0 тыс. л.н.)	Аллерёд
Кокоревское потепление ($\approx 13,0 - 12,2$ тыс. л.н.)							Бёллинг; стадия фьерес (Швеция) (около 12,8 тыс. л.н.)	
Ньяпанская стадия ($\approx 15,0 - 13,0$ тыс. л.н.)	Поздневудфордские подвижки (оз. Мичиган); подвижка верхней лисайд (оз. Онтарио); сред-						Нижний дриас; лужская стадия (13,2 - 12,8 тыс. л.н.)	

САРТАНСКОЕ ОЛЕДЕНЕНИЕ	Сибирь	Северная Америка	Европа	Океанические области			
	Климато-стратиграфические подразделения	Климат, оледенения			Уровень моря	Палеотемпература	
						зоны, по Эмилия-ния	зоны, по Эрик-сону
Интерстадиал (16-15 тыс. л.н.)	Главный Висконсин	Интерстадиал лейк-эри 16-16 тыс. л.н.	Поздний вюрм, вальдай - осташковское оледенение	Интерстадиал ласко (16,5 - 15,5 тыс. л.н.)	Регрессия - до 115 (-90?) м - около 16 тыс. л.н. (C14, Pa, Th)	2	У
Гыданская стадия (22 - 16 тыс. л.н.)		Ранневудфордские подвижки (оз. Мичиган); подвижка кэфиш-крик, наварр (оз. Эри); ранний лисайд (оз. Онтарио) и т.д. (20 - 16 тыс. л.н.)		Главные стадии позднего вюрма - вислы - вальдай - осташковское оледенения; бренденбургская, франкфуртская - бологовская, боровская (22,0 - 16,5 тыс. л.н.)			

КАРГИНСКОЕ МЕЖЛЕДНИКОВЬЕ

Сибирь	Северная Америка	Европа	Океанические области					
Климато-стратиграфические подразделения		Климат, оледенения		Уровень моря	Палеотемпература			
				зоны, по Эмилланд-Эрик-сону	зоны, по Эрик-сону			
Липовское-новоселовское потепление (30 - 22 тыс. л.н.)	едний висконсин - интерстадиал порт-голбот (Он-), сидни (Огайо), куадро (западный Вашингтон); едниковье буллейк-пайндейл (Скалистые горы), нептаун (Аляска); межледниковье айзортон (о. нова Земля (50 - 24 тыс.л.н.)	Интерстадиал фармдейл, плампойнт, их аналогич (29 - 22 тыс. л.н.)	Ледниковые подпериоды последнего виннебаго, кардон, рокки (оз. Мичиган), сау-туолд (оз. Эри), ме-доуклифф (оз. Онта-	дний вюрм - висла - валдай; средний "пленигляр" (Нидерланды, Бельгия), интерстадиальный комис аптон-уорре: (Англия), интерстадиал перлохья (Финляндия), молого-шекснинское межледниковье акюласское межледниковье, межледниковье "гражский проспект" (50-24 тыс.л.н.)	Интерстадиал палуорф, не-некамп (Западная Европа) (30 - 27 тыс л.н.); по-тепление ду-наво (северо-запад); брян-ский интер-вал (Русская равнина) (29 25 тыс.л.н.); минский оптимум	повышение до - 15, - 10 м. Воронцовская (Аляска), Шпортовая (Средиземное море и другие трансгрессии (> 48 - 30 тыс. л.н.) (C ¹⁴ , Pa, Th)	3	У
Коношельское похолодание								

Климато-стратиграфические подразделения	Климат, оледенения		Уровень моря	Палеотемпература	
				зоны, по Эмилиани	зоны, по Эрикссону
<p>Малохетское потепление (оптимум) (43 - 33 тыс. л.н.)</p> <hr/> <p>Раннее похолодание (около 45 тыс. л.н.)</p> <hr/> <p>Раннее потепление (50 - 45 тыс. л.н.)</p>	<p>Интерстадиал порт-гоблот II (48 - 32 тыс. л.н.); интерстадиал плано-силт (48 - 33 тыс. л.н.)</p> <hr/> <p>Ледниковая подвижка даунуич (оз.Эри)</p> <hr/> <p>Интерстадиал порт-гоблот I</p>	<p>Средний вюрм - висла - валдай; средний "пленитгия-шиал" (Нидерланды, Бельгия), интерстадиальный комплекс аптон-уоррен (Англия), интерстадиал перхольола (Финляндия), могого-шексинское межледниковье, каракюласское межледниковье, межледниковье "гражданский проспект" (50 - 24 тыс. л.н.)</p> <hr/> <p>Интерстадиал хенгело (Нидерланды), тейм-уэллей (Англия), оптимум "гражданский проспект" (северо-запад СССР) (48 - 33 тыс. л.н.)</p> <hr/> <p>Похолодание флэд-бери (Англия)</p> <hr/> <p>Интерстадиал аптон-уоррен (Англия), моерсхофд (Нидерланды); татишевский оптимум ?</p>	<p>Повышение до 15, - 10 м Воронежская (Аляска), фрипортская (Средиземное море) и другие трансгрессии (≥48 - 30 тыс. л.н.) (C14, Pa, Th)</p>	3	У

Средний висконсин - интерстадиал порт-гоблот (Онтарิโอ), сидни (Огайо), куадро (западный Вашингтон); межледниковые буллейк-лайндейл / Скалистые горы; кник-нептаун (Аляска); межледниковые айзорк (о.Баффинова Земля (50 - 24 тыс. л.н.)

Сибирь	Северная Америка	Европа	Океанические области				
Климато-стратиграфические подразделения	Климат, оледенения		Уровень моря	Палеотемпература			
				зоны, по Эмиллиани	зоны, по Эрикссону		
Зырянское оледенение (> 50 тыс.л.н.)	Ранний висконсин; оледенения буллей, салмон-опринг, кник и др.	Ледниковые подвижки среднего виннебаго (дз.Мичиган); поздний брандуилл (оз.Эри); салибрук (оз. Онтарио)	Ранневюрмское - висконсинское, валдайское, калининское оледенения	?	4	У	
		Интерстадиал сен-пьер (67 - ? тыс.л.н.)		Интерстадиал брёруп (59 - 55 тыс.л.н.)	Повышение до 5 м Барбадос-1 (80 тыс.л.н.) (Pa, Th)	Макс. 90 тыс. л.н.	X
				?	?		
		Ледниковые подвижки раннего виннебаго (оз.Мичиган), рокки-форт бенан-		Интерстадиал амерсфорт (65 - 63 тыс.л.н.)	Повышение Барбадос-2 (105 тыс.л.н.) (Pa, Th)		
			Регрессия до - 100 (?) м	MONASTIR-2			

Сибирь	Северная Америка	Европа	Океанические области		
Климато-стратиграфические подразделения	Климат оледенения		Уровень моря	Палеотемпература	
				зоны, по Эмилиани	зоны, по Эрикссону
Казанцевское межледниковье	Сангамонское межледниковье	Эмское-микулинское межледниковье	Повышение до + 15 м Барбадос-3, Монастир-1 (130 - 120 тыс л.н.) (Pa, Th)	5	X

Примечание: тыс. л.н. - возраст в тысячах лет назад по C^{14} ; возраст по Pa и Th оговаривается

1. По данным Блэка, Брайсона, Голдсвайта, Гопкинса, Дрейманиса, Карлстрома, Кемптона, Колинво, Мак-Каллоха, Нихолса, Огдена, Преста, Ричмонда, Руэ, Сиркина, Уиллмена, Флинта, Фрая, Хейсера, Хеккетта и др.
2. По данным Арсланова, Ауселендера, Беере, Ван дер Хаммена, Величко, Вигдорчика, Вольдштедта, Годвина, Зарриной, Захвейна, Купе, Леруа-Гуран, Мёрнера, Москвитина, Папе, Пуннинга, Райта, Раукас, Серебрянного, Таубера, Финка, Хефстена, Хотинского, Чеботаревой, Шоттона и др.
3. По данным Брёккера, Годвина, Ви, Ку, Мёрнера, Миллимана, Мюллера-Бека, Олауссона, Рона, Росхолта, Тарбера, Чердынцева, Шеперда, Эмилиани, Эриксона и др.

изменения растительности (главного критерия тонких колебаний климата) могли происходить также существенно различно – быстрее или медленнее, более резко или менее резко – в зависимости от конкретной палеогеографической обстановки. При одновременности какого-либо климатического рубежа реакция растительности могла не только запаздывать, но и проявиться в сильно затушеванной форме. Ярким примером может служить установленная асинхронность границ пыльцевых зон голоцена.

С этими же или близкими к ним причинами связана, по-видимому, различная степень выраженности двух похолоданий в первой половине голоцена, а также некоторая разновременность реакций на них растительности. Так, в Западной Европе (ФРГ, Австрия) начало предбореального похолодания датируется в 10000–10100, а в Восточной Европе и в Сибири – в 9800–9700 лет от современности. Показательно также, что наиболее четко оба похолодания фиксируются в перигляциальных областях Сибири вблизи границ растительных зон. В Северной Америке благоприятные области для их регистрации (Северная Канада) были в это время покрыты ледниковыми шитами.

С различным характером проявления климатических и палеофитологических изменений связана и кажущаяся гетерохронность термического максимума в пределах самого Северо-Американского континента. Так, исходя из истории растительности, считается, что наибольшее потепление на Аляске произошло между 10000 и 8300 лет от современности, т.е. в самом начале голоцена, тогда как в других территориях оптимум потепления, или "альтитермал", падает, как и в Европе, на атлантический период. Эта местная палеогеографическая особенность связывается с изменениями континентальности климата: быстрое повышение уровня моря во вторую половину голоцена привело к снижению температур в летний вегетационный период и установлению морского климата в прибрежной части Аляски. Интересно отметить, что подобный "сдвиг" во времени климатического оптимума отмечается по спорово-пыльцевым данным и для Камчатки – данные Н.А. Хотинского (1969; Хотинский и др., 1966).

Отсюда напрашивается вывод, что характер и направленность климатических изменений наиболее точно можно уловить в областях с устойчивым показателем континентальности климата и в его постоянстве вплоть до современности.

Высказанные выше соображения и намечающиеся закономерности можно, вероятно, перенести и на более древние и продолжительные изменения климата. Вполне вероятно, что с ними же связана и различная палеоклиматическая интерпретация среднего отрезка вюрма – висконсина.

Разнохарактерность проявления палеоклиматических изменений в верхнем антропогене особенно ярко отразилась в геологических процессах, вызванных этими изменениями. Прекрасным примером может служить история верхнеплейстоценовых оледенений Северной Америки. В висконсине ледниковый покров достигал там 40° с.ш., т.е. той широты, где на территории Евразии располагаются Испания, Турция и Таджикская ССР. Около 8500 лет назад, когда Европейский континент

ыл полностью освобожден ото льда и на нем господствовал лесной ландшафт, огромные площади Северной Америки были еще покрыты ледниковыми щитами. Именно в это время в Канаде произошла ледниковая подвижка стадии кокран и материковые ледники продвинулись до северного Онтарио, т.е. до 50° с.ш. В Европе это похолодание сказалось только в образовании небольших долинных ледников в Альпах.

Существенно, однако, то, что, несмотря на столь различные масштабы оледенений, продвижение ледниковых масс на юг или, наоборот, их отступление и таяние происходило одновременно на обоих континентах. Отсюда вытекает неизбежный вывод об очень большой скорости распространения ледников в Северной Америке. Для области Великих озер во время максимума поздневисконсинского оледенения среднее значение ее оценивается цифрой 52 м в год (Flint, 1955). В северном Огайо она достигала 115 м в год (Goldthwait, 1958).

Различие в масштабе верхнечетвертичных оледенений на равнинах и в горных районах Сибири при их полной синхронности выступает на примере Верхоянских гор. Особенно показательным в этом отношении кратковременное внутрикаргинское похолодание между 33 000 и 30 000 лет назад; в Приверхоянье оно вызвало значительную ледниковую подвижку (жиганская стадия), в то время как на севере Западной и Восточной Сибири отсутствуют какие-либо следы оледенений, относящихся к этой холодной фазе. Скорость движения ледников во время жиганской стадии, учитывая ее непродолжительность, также должна была быть очень велика и составляла около 100 м в год. Этому же отрезку времени в Северной Америке отвечают заметные подвижки ледников, зафиксированные на севере области Великих озер.

В чем же причина столь различной интенсивности проявления ледниковых процессов? Нет сомнения, что в основе их лежит опять же специфика климатической обстановки каждой из этих территорий. Различны могли быть многие показатели климата во время холодных эпох — величина среднегодовых температур, соотношение летних и зимних температур, количество годовых осадков и целый ряд других особенностей, учесть которые невозможно.

Некоторый свет на эти вопросы может пролить сравнение современного климата Североамериканского и Евразийского континентов в эквивалентных широтах. Для Северной Америки характерны значительно более низкие среднегодовые температуры и большее количество годовых осадков. Незначительное понижение летних температур может уже сейчас привести к развитию материкового оледенения в некоторых районах северо-востока Канады, расположенных на $60-61^{\circ}$ северной широты. Ничего подобного невозможно себе представить в Европе и даже на территории севера Сибири, где господствует резко континентальный климат с высокими летними температурами и незначительным количеством годовых осадков. И это несмотря на вечную мерзлоту и близость "полюса холода".

Естественно, можно предположить, что в той или иной степени указанные различия климатов обоих континентов существовали и в верхнем плейстоцене.

Все сказанное выше еще раз подтверждает то очевидное положение, что, несмотря на синхронность колебаний климата и, возможно, их близ-

кую амплитуду, природные процессы протекали существенно различно в зависимости от конкретной физико-географической обстановки каждого региона. В отношении ледниковых процессов эти различия выражаются в масштабе и скорости, иначе говоря, в динамике их проявления при одинаковой направленности в любой из отрезков верхнего антропогена. В этом отношении понятие "метахронность" оледенений, под которым понимается не только последовательность ледниковых процессов в пространстве - времени, но и их разнонаправленность (Марков, Величко, 1967) - не вполне обоснованно. Правильней говорить о хорологической гетеродинамии ледниковых процессов, т.е. различной интенсивности их проявления на отдельных территориях - понятии, которое не только не исключает, но, наоборот подчеркивает их синхронность и однонаправленность.

Таким образом, абсолютная геохронология дает нам возможность не только проводить широкие корреляции, но и, что особенно важно, выявить особенности и различия природных процессов, одновременно протекавших на отдельных разобщенных территориях. Выяснение причин этих различий может пролить свет на многие важные проблемы четвертичной геологии и в первую очередь на природу крупных материковых оледенений антропогена.

LATE QUATERNARY CLIMATIC CHANGES AND GLACIAL EVENTS IN THE OLD AND NEW WORLD (Radiocarbon chronology)

N.V. Kind

More than 100 C¹⁴ - dates for well-studied sections enabled us to refine the absolute chronology of the Late Pleistocene and Holocene of Siberia.

The Kargynsk Interglacial Complex embraces the whole time interval between the Zyrianka (Δ 50,000 y. B.P. and Sartan (appr. 25,000 - 10,300 y. B.P.) glaciations and includes at least three warmer and two colder spells. During the optimum (roughly 43,000-37,000 years ago) the climate was somewhat warmer than the recent. The coldest spell is dated 33,000 - 31,000 y. B.P.

In the Sartanian three interstadials are recorded (about 16,000, 13,000 and 11,700 y. ago). The end of the last (Norilsk) stade of Sartan glaciation is dated about 10,700 y. ago and the time of a drastic change in climate at the boundary of the Holocene - about 10,400 + 100 y. ago. During Early Holocene two short cold spells (about 9,500 and 8,000 y. ago) are indicated. The Late Holocene embraces the last 4,500 years.

Comparison of chronological data in North Asia with those from other continents confirms a synchronicity of climatic fluctuations during the Late Quaternary for practically the entire Northern Hemisphere. And yet the geologi-

cal phenomena and the glacial events proceeded rather differently depending upon the paleogeography of each particular region. The most impressive example of heterodynamics in glacial processes can be shown by a comparison of the rate of growth and total extent of Late Pleistocene ice in Siberia and North America.

Литература

Гричук В.П. 1969. Опыт реконструкции некоторых элементов климата Северного полушария в атлантический период голоцена. В кн.: Голоцен (к конгрессу ИНКВА). М., "Наука"

Кинд Н.В. 1965. Абсолютная хронология основных этапов истории последнего оледенения и послеледниковья Сибири (по данным радиоуглеродного метода), В кн.: Четвертичный период и его история. М., "Наука".

Кинд Н.В. 1969. Вопросы синхронизации геологических событий и колебаний климата в верхнем антропогене. В кн.: Основные проблемы геологии антропогена Евразии. М., "Наука".

Кинд Н.В., Крюков В.Д. 1968. О стратиграфическом положении вальковской свиты в Норильском районе по данным абсолютной хронологии (тезисы доклада). В кн.: Материалы конференции по геологии Норильского района. Норильск.

Марков К.К., Величко А.А. 1967. Четвертичный период (ледниковый период - антропогеновый период), т. 3. М., "Наука".

Троицкий С.Л. 1967. Новые данные о последнем покровном оледенении Сибири - Докл. АН СССР. 174, № 6.

Хотинский Н.А. 1969. Корреляция голоценовых отложений и абсолютная хронология схемы Блитта - Сернандера. В кн.: Голоцен (к конгрессу ИНКВА). М., "Наука".

Хотинский Н.А., Девириц А.Л., Маркова Н.Г. 1966. Некоторые черты палеогеографии и абсолютной хронологии позднеледникового времени центральных районов Русской равнины. В кн.: Верхний плейстоцен. Стратиграфия и абсолютная геохронология. М., "Наука".

Цейтлин С.М. 1965. О расчленении последнего ледниковья Сибири. В кн.: Четвертичный период и его история. М., "Наука".

Flint R.F. 1955. Rates of advance and retreat of the margin of the Late-Wisconsin ice sheet. - Amer. J. Sci., 253, N 5.

Frenzel B. 1967. Klimaschwankungen des Eiszeitalters. Braunschweig, Fr. Wieweg, Wieweg und Sohn.

Holdthwait R.P. 1958. Wisconsin age forests in Western Ohio. I. Age and glacial events. - Ohio J. Sci., 58.

Kind N.V. 1967. Radiocarbon chronology in Siberia. В кн.: The Bering Land Bridge. D.M. Hopkins (Ed.). Stanford Univ. Press.

Muller-Beck H. 1967. Migration of hunters on the Land Bridge in the Upper Pleistocene. В кн.: The Bering Land Bridge. D.M. Hopkins (Ed.). Stanford Univ. Press.

О ГЕОХРОНОЛОГИИ ПОЗДНЕГО ПЛЕЙСТОЦЕНА РУССКОЙ ПЛАТФОРМЫ В СВЯЗИ С ЭВОЛЮЦИЕЙ МАТЕРИКОВОГО ОЛЕДЕНЕНИЯ

А.В. Раукас, Л.Р. Серебряный

В последние годы появились многочисленные новые геологические данные, позволяющие существенно пополнить традиционные представления о возрасте и продолжительности ледниковых и неледниковых интервалов позднего плейстоцена. Здесь положительно сказывается совершенствование техники исследований, включая прежде всего широкое применение современных физико-химических методов. В то же время нередко наблюдается чрезмерное увлечение модными методами и обращается недостаточное внимание на использование комплекса методов и на условия залегания отложений. При внедрении новых методов, включая радиоуглеродный, иногда не учитываются их реальные возможности, что приводит к досадным недоразумениям.

Для разработки абсолютной геохронологической шкалы позднего плейстоцена следует преимущественно ориентироваться на массовые и серийные определения возраста. В настоящее время наибольшую популярность завоевал радиоуглеродный метод, возможности которого, однако, не беспредельны, а ограничены определенными рамками. Принимая во внимание существующие эмпирические формулы и вероятность загрязнения образцов радиоуглеродом иного возраста, следует констатировать, что надежность датировок, превышающих 45–50 тыс. лет, довольно невелика. Следовательно, вероятность получения достоверных радиоуглеродных данных располагается где-то на рубеже раннего и среднего валдая (вюрма), и возможности установления истинного возраста ранневалдайских межстадиалов пока, к сожалению, весьма ограничены. В этой связи надо отметить сомнительность привлечения единичных или неконечных датировок для обоснования хроностратиграфии раннего валдая.

В данной работе мы ограничиваемся освещением истории позднего плейстоцена, начиная с окончания микулинского межледниковья (рисс-вюрма), и рассматриваем прежде всего северо-западные районы Русской платформы, для которых получены свежие фактические материалы. Достоверные сведения об общей продолжительности послемиккулинского этапа геологической истории пока отсутствуют. По данным Х.А. Арсланова и др. (1966), возраст микулинских континентальных отложений в Ярославском Поволжье превышает 63 000 лет, но приведенная цифра безусловно не позволяет даже косвенно наметить время окончания рассматриваемого межледниковья. Судя по данным палеотемпературного, протактиниевого, иониевого и других радиоизотопных методов (Зубаков, 1968), микулинское межледниковье завершилось около 70–80 тыс. лет назад, но не исключено, что это событие могло произойти гораздо раньше – 100 000–120 000 лет назад.

По поводу стратиграфического расчленения послемиккулинских отложений Русской равнины, как известно, высказывались принципиально различные мнения. Вслед за И.П. Герасимовым и К.К. Марковым (1939)

многие исследователи исходят из предположения, что в послемиланское время было единое валдайское оледенение. А.И.Москвитин (1949) и др. для той же эпохи выделяют два оледенения – калининское и осташковское с промежуточным молодо–шекснинским межледниковьем, а С.А. Яковлев (1956) и его последователи (Алехин и др., 1967) – три оледенения с двумя межледниковьями. В настоящее время большинство исследователей склоняется в пользу первой концепции с признанием лишь одного оледенения и одного межледниковья в позднем плейстоцене, но в то же время из года в год заметно увеличивается число сторонников второй концепции, что нашло отражение на проходившем в 1970 г. в Ленинграде всесоюзном симпозиуме по периодизации и геохронологии плейстоцена (Периодизация..., 1970).

Аналогичная тенденция проявляется также в других частях Северного полушария: в Сибири, Северной Америке, Западной Европе. Как известно, соответствующие заключения были получены независимо для равнинных и горных стран, а также для ледниковых и перигляциальных областей, что позволяет констатировать синхронность крупных колебаний климата и этапов активизации оледенения, по меньшей мере в пределах Северного полушария.

Необходимо обратить внимание, что большинство исследователей (Гросс, Дрейманис, Вест, Корпела, Шоттон и др.) трактуют второе позднеплейстоценовое потепление как продолжительный межстадиал с неоднократными сложными климатическими изменениями. На наш взгляд (Пуннинг и др., 1967, 1969; и др.), это потепление можно рассматривать как межледниковье. Период его климатического оптимума, по всей вероятности, имел место около 40–50 тыс. лет назад. В это время территория Фенноскандии освобождалась от ледникового покрова (Lundqvist, 1967; Корпела, 1969; Sollid, 1969; и др.) и на территории Европы существовала система природных зон, сопоставимая с современной.

Всестороннее изучение межморенных озерно–болотных отложений района Карукюла на юго–западе Эстонии (Орвику, Пиррус, 1965; Пуннинг и др., 1967; Каяк и др., 1970; и др.) дало нам повод назвать рассматриваемое межледниковье карукюласким. По стратиграфическому рангу оно близко к молодо–шекснинскому межледниковью (в понимании А.И.Москвитина), которое пока, к сожалению, не имеет подходящего стратотипа. По палеоботаническим данным карукюлаское межледниковье отчетливо отличается от более ранних межледниковий.

Временные рамки карукюлаского межледниковья не уточнены, его начало, видимо, нельзя определить с помощью радиоуглеродного метода (без изотопного обогащения). Органические отложения этого межледниковья на Русской платформе представлены не только автохтонными (Карукюла и др.), но также и аллохтонными (Гражданский проспект и др.) толщами, переотложенными под влиянием флювиальных процессов. Первые приурочены к водораздельным местностям, вторые – к речным долинам. Аллохтонные прослойки намывного торфа в сложно построенных аллювиальных свитах имеют возраст порядка 40 000 лет; они образовались преимущественно во второй половине рассматриваемого межледниковья и являются более древними, чем

вмещающий аллювий. В этих торфяных прослоях содержится повышенное количество пыльцы термофильных видов растений.

Карукюласкому межледниковью соответствовала морская трансгрессия осадки которой обнаружены во многих прибрежных районах, включая периферические области Фенноскандии и Кольского полуострова, а также восточный борт Балтийской котловины. По данным радиоуглеродного метода, анализа диатомей (Miller, 1964) и фораминифер (Brotzen, 1961), ингрессия моря проникала вверх по долине Гёта-Эльв в западной Швеции около 30 000 – 26 000 лет назад. Несколько более древние датировки установлены для подморенных морских осадков в прибрежных районах Кольского полуострова (Стрелков, 1970). Возможно, во время карукюлаского межледниковья было несколько трансгрессивных этапов, что согласуется с многочисленными хорошо известными фактами о высокой стоянии уровня Мирового океана в течение продолжительного периода – 50 000–25 000 лет назад. В этот интервал укладывается большинство известных конечных датировок карукюласких межледниковых отложений.

Карукюласкому межледниковью предшествовали потепления более мелкого ранга (верхневолжский межстадиал и др.), нередко сопоставимые с ранневюрмскими межстадиалами (амерсфорт, брёруп, родебек) Западной Европе. Возраст и продолжительность всех этих потеплений известны лишь весьма ориентировочно. Для осуществления корреляций ранневалдайских и ранневюрмских межстадиалов не хватает также надежных стратиграфических и палеоботанических данных.

Пока еще не установлено, когда скандинавский покров достигал максимального распространения в позднем плейстоцене – до или после карукюлаского межледниковья. Здесь может быть несколько возможных вариантов, среди которых нам представляется более вероятным, что ледниковый щит имел большие размеры в раннем валдае, когда сформировалась бологовская (бранденбургская) краевая зона. Соответственно предел распространения льдов в позднем валдае фиксируется вепсскими (померанскими) краевыми образованиями (Serebrjanny a.o., 1969; Serebrjannyj, Raukas, 1970).

В новой литературе широко распространилось представление, что померанской стадии последнего оледенения предшествовал так называемый уласский межстадиал, абсолютный возраст которого на основании радиоуглеродных датировок органических осадков из опорного разреза у дер. Зервинос на р. Ула в юго-восточной Литве оценивался примерно в 16 000 – 18 000 лет (Кондратене, Чеботарева, 1964; Последний европейский..., 1965; и др.). Предпринятые нами исследования в этом районе с повторным массовым определением возраста по C^{14} свидетельствуют о значительно более молодом – готигляциальном возрасте уласских отложений (Пиррус и др., 1967; Serebrjannyj, Raukas, 1970; и др.), что согласуется с геоморфологическими и палеоботаническими данными. В опорном разрезе у дер. Зервинос вскрывается стратиграфия не флювиогляциальной террасы крупной прадолины, как полагают другие исследователи, а строение надпойменной террасы р. Ула. Органические отложения мощностью до 1,5 м залегают под озерно-аллювиальными песками, постепенно понижаются до уреза воды и переходят в коколь поймы.

Вместе с пересмотром возраста уласких отложений, к сожалению, исчезает и возможность оценки возраста померанских краевых образований. На наш взгляд, формирование померанской зоны сопоставимо с началом даниглияциала. Этот важный рубеж пока нигде в Северной Европе не удалось датировать.

Нами неоднократно отмечалась возможность применения основных подразделений известной схемы Г. Де Геера (De Geer, 1940) с некоторыми дополнениями для периодизации истории деградации последнего оледенения на территории северо-запада Русской платформы и Балтийского шита (Серебрянный, Раукас, 1966, 1967, 1970). За рубеж дани- и готигляциала, согласно нашей трактовке, целесообразно принять время формирования четко выраженной в рельефе лужской краевой зоны, установленное в интервале от 13 200 до 12 700 лет назад (Серебрянный Раукас, 1966, 1967; Пуннинг и др., 1968). Несколько позднее близкие взгляды были выдвинуты также некоторыми скандинавскими исследователями (Nilsson, 1968). Формированию лужской зоны предшествовал раунисский (бурзавский, или плюсский) межстадиал возрастом около 13 200 – 13 400 лет (Серебрянный, Раукас, 1970), его аналоги обнаружены также в других районах Северного полушария (Dreimanis, 1966).

В готигляциале выделяются бёллингский и аллерёдский межстадиалы, возраст первого из них определен в интервале от 12 700–12 550 до 12 200 лет, второго – в интервале от 12 000 – 11 900 до 10 800 лет. Бёллинг сопоставим с лужско-невским (охтинским) межстадиалом, а аллерёд – с невско-финским (Серебрянный, Раукас, 1966; и др.).

По общей продолжительности ледниковые стадии значительно уступали рецессионным интервалам (межстадиалам), и эта закономерность, по всей вероятности, была справедлива для всего плейстоцена. Обычно стадияльные поддвижки не охватывали обширных территорий, а ограничивались главным образом выводными ледниками, приуроченными к отрицательным мезоформам рельефа. Ледниковый покров на северо-западе Русской платформы в целом характеризовался довольно большой консервативностью, и процесс дегляциации осуществлялся весьма последовательно, без особенно резких осциллиций ледникового края. При формировании гляциогенного рельефа, местами, особенно в межлопастных массивах, большое значение приобретали мертвые льды. Их роль сильно возросла в финигляциале.

Граница готи- и финигляциала обычно связывается с окончанием ледниковой стадии сальпаусселькя, а финигляциал укладывается в рамки раннего голоцена, поскольку окончательное исчезновение скандинавского покровного оледенения чаще всего относят к бореальному периоду – около 8500 лет назад (Lundqvist, 1961) или к бореально-атлантическому времени – от 8000 до 7000 лет назад (Hoppe, 1963). Начало финигляциала фиксируется около 10 200 лет назад или точнее 8213 лет до н.э. (Nilsson, 1968).

В таблице в сжатой форме иллюстрируется геохронология поздневалдайского оледенения, начиная с формирования померанской краевой зоны. Предварительная корреляция краевых образований и важнейших событий ледниковой истории северо-запада Русской платформы с соседними странами приводилась в наших ранее опубликованных работах (Серебрянный, Раукас, 1966, 1967, 1970; и др.).

Таблица

Геохронология последнего оледенения на северо-западе Русской платфо

Возраст (от 1950 г.) лет назад	Этапы деграда- ции оледе- ния	Ледниковые стадии и межстадиалы	Некоторые опорные ра- резы и их возраст по
Около 7500	Финигляци- ал		
10 200		Стадия сальпаус- селькя (поздний приас)	
10 800	Готигля- циал	Аллерёдский меж- стадиал	Ауне, Лиелауце 11 300 ± 300 (Ri-2) Елгава, Прогресс 11 875 ± 110 (ТА-12) 11 950 ± 110 (ТА-12)
12 000		Невская (ленин- градская) стадия	
12 200		Бёллингский меж- стадиал	Леоново 12 430 ± 400 (МО-374) Куренурме 12 650 ± 50 (ТА-57)
12 700		Лужская стадия	
13 200		Раунисский (бур- завский) меж- стадиал	Рацени 13 390 ± 500 (Мо-296) 13 250 ± 160 (ТА-17)
13 400	Данигляци- ал	Крестешкая стадия	
		Мстинский межстади- ал	
Около 18 000		Вепсовская (померанская) ста- дия	

ON THE LATE PLEISTOCENE GEOCHRONOLOGY
OF THE RUSSIAN PLATFORM WITH SPECIAL
REFERENCE TO CONTINENTAL GLACIATION

A.V. Raukas, L.R. Serebryanny

A conception on two glaciations with intervening interglacial in the Late Pleistocene since the Mikulino Interglacial (Riss-Würm) was proved by complex investigations made in different regions of the Russian Plain and neighbouring countries. The climatic optimum of the second Late Pleistocene interglacial named after type section Karuküla, South-West Estonia, took place about 40,000-30,000 years B.P. The beginning of this interglacial as well as chronological limits of early Valdai (Würm) interstadials may not be dated by means of radiocarbon method (without isotope enrichment). The marine transgression developed during the Karuküla Interglacial, and its sediments were found in the peripheral areas of Fennoscandia and Kola Peninsula as well as in the eastern part of the Baltic Sea depression. During the Late Valdai Scandinavian inlandice penetrated into the north-western regions of the Russian Platform between 25,000 and 11,000 years B.P. and probably reached its maximal boundary about 13,000 years B.P. This boundary was fixed by the Vepso (Pomeranian) ice-marginal zone. For the subdivision of deglaciation epoch we used the well-known G. De Geer's scheme with some supplements: Daniglacial between 13,000 and 10,200 years B.P., Gothiglacial between 10,200 and 7500 years B.P., Finiglacial between 7500 and 5000 years B.P. The sequence of glacial stages and interstadials was defined within these main deglaciation periods. Correlations with other glaciated regions of the Northern Hemisphere were proposed.

Литература

- Апухтин Н.И., Экман И.М., Яковлева С.В. 1967. Четвертичные отложения северо-запада Русской платформы. - Труды ВСЕГЕИ, 145.
Арсланов Х.А., Громова Л.И., Новский В.А. 1966. Уточнение возраста верхнеплейстоценовых отложений некоторых разрезов Ярославского Поволжья (по C^{14}). В кн.: Верхний плейстоцен. Стратиграфия и абсолютная геохронология. М., "Наука".

Герасимов И.П., Марков К.К. 1939. Ледниковый период на территории СССР – Труды Ин-та географии АН СССР, 33.

Зубаков В.А. 1968. Планетарная последовательность климатических событий и геохронологическая шкала плейстоцена. В кн.: Докл на ежегодных чтениях памяти Л.С.Берга, VIII-XIV (1960 – 1966). Л. "Наука".

Каяк К., Пуннинг Я.М., Раукас А. 1970. Новые данные о геологии разреза Карукюла (юго-западная Эстония.) – Изв. АН ЭССР хим., – геол., 19 № 4.

Кондратене О.П., Чеботарева Н.С. 1964. Об абсолютном возрасте межстадиальных отложений в южной Литве. В кн.: Тезисы докладов и кратких сообщений второго межведомственного совещания по изучению краевых образований материкового оледенения, Вильнюс.

Москвитин А.И. 1949. О стратиграфических подразделениях четвертичной системы и истории вюрмской эпохи (верхнего плейстоцена в Европейской части СССР. – Бюлл. Комис. по изучению четвертичного периода, № 14.

Орвику К.К., Пиррус Р.О. 1965. Межморенные органогенные отложения в Карукюла (Эстонская ССР). В кн.: Литология и стратиграфия четвертичных отложений Эстонии, Таллин.

Периодизация и геохронология плейстоцена. 1970. Л.

Пиррус Р., Пуннинг Я.М., Раукас А., Серебрянный Л. 1967. Абсолютный возраст и стратиграфическое положение уласких межстадиальных отложений юго-восточной Литвы. – Изв. АН ЭССР, хим-геол., 16 № 2.

Последний европейский ледниковый покров (к VII Конгрессу ИНК США, 1965 г.). 1965. М., "Наука".

Пуннинг Я.М., Раукас А.В., Серебрянный Л.Р. 1967. Геология последнего оледенения Русской равнины в свете новых радиоуглеродных датировок ископаемых озерно-болотных отложений Прибалтики. В кн.: Материалы симпозиума по истории озер северо-запада СССР. Минск.

Пуннинг Я.М., Раукас А.В., Серебрянный Л.Р. 1969. Карюлаские межледниковые отложения Русской равнины (стратиграфия геохронология). – Изв. АН СССР, серия, геол., № 10.

Пуннинг Я.М., Раукас А.В., Серебрянный Л.Р., Стелле В.Я. 1968. Палеогеографические особенности и абсолютный возраст лужской стадии валдайского оледенения на Русской равнине – Докл. АН СССР, 178, № 4.

Серебрянный Л.Р., Раукас А.В. 1966. Трансбалтийские коряжины краевых ледниковых образований позднего плейстоцена. В кн.: Верхний плейстоцен. Стратиграфия и абсолютная геохронология. М., "Наука".

Серебрянный Л.Р., Раукас А.В. 1967. Сопоставление геологических краевых ледниковых образований во впадине Балтийского моря и прилегающих к ней странах. – Baltica, 3, Вильнюс.

Серебрянный Л.Р., Раукас А.В. 1970. Новые пути и методы изучения ледниковой истории Русской равнины в верхнем плейстоцене. В кн.: Географический сборник № 4. М., Изд-во ВИНТИ.

Стрелков С.А. 1970. Новые данные о хронологии и палеогеографии плейстоцена Кольского полуострова. В кн.: Корреляция новейших отложений севера Евразии. Л.

Яковлев С.А. 1965. Основы геологии четвертичных отложений Русской равнины. - Труды ВСЕГЕИ, новая серия, 17.

Brotzen F. 1961. An interstadial (radiocarbon dated) and the substages of the last glaciation in Sweden. - Geol. fören. - Stockholm förhandl., 83, N 2.

Dreimanis A. 1966. The Susacá Interstadial and the subdivision of the Late Glacial. - Geol. en mijnbouw, ig. 45, N 12.

De Geer G. 1940. Geochronologia suecica principes.- Kgl. Svenska vetenskapsakad. Handl., ser. 4, 18, N 6.

Hoppe G. 1963. Some comments on the ice-free relict of north-western Scandinavia. В кн.: North Atlantic biota and their history. Oxford.

Korpela K. 1969. Die Weichsel-Eiszeit und Interstadial in Peräpohjola (Nordliches Nordfinnland) im Licht von submoränen Sedimenten. - Ann. Acad. scient. fenn., ser. A, geol.-geogr., 3, N 99.

Lundqvist G. 1961. Beskrivning till karta över inlandens avsmältning och högsta kustlinien i Sverige. - Sver. geol.undersökn., ser. Ba, N 18.

Lundqvist J. 1967. Submoräna sediment i Jämtlands län. - Sver. geol. undersökn., ser. C, N 618.

Miller U. 1964. Diatom floras in the Quaternary of the Göta River valley (western Sweden). - Sver. geol. undersökn., ser. Ca, N 44.

Nilsson E. 1968. Södra Sveriges senkvartära historia: geokronologi, issjöar och landhöjning. - Kgl. Svenska vetenskapsakad. handl., ser. 4, 12, N 1.

Serebrjannyj L.R., Raukas A.V. 1970. Über die eiszeitliche Geschichte der Russischen Ebene im oberen Pleistozän. - Petermanns geogr. Mitt., Jg. 114, H.3.

Serebrjannyj L., Raukas A., Punning J.-M. 1969. Fragments of the natural history of the Russian Plain, during the Late Pleistocene with special reference to radiocarbon datings of fossil organic matter from the Baltic Region. - Baltica, 4, Vilnius.

Sollid J.L. 1969. A 48,000 years old tree stump, presumably of spruce, found in Ringerike, South Norway.- Norsk geogr. tidsskr., 23, H.3.

РОЛЬ ПЛАНЕТАРНЫХ ТРАНСГРЕССИЙ В ИСТОРИИ ВНУТРЕННИХ МОРЕЙ (НА ПРИМЕРЕ ПЛЕЙСТОЦЕНА ЧЕРНОГО МОРЯ)

П.В. Федоров

Трансгрессии Мирового океана играли существенную роль в истории Земли. Они распространялись одновременно на огромные территории и отмечали крупные этапы геологической истории. Причины планетарных трансгрессий еще не вполне ясны. Несомненно, однако, что в плейстоцене, особенно в верхнем, они определялись не столько движениями земной коры, сколько были связаны с балансом воды на всей планете. Гляциозвстатическая природа трансгрессий и регрессий верхнего плейстоцена и голоцена сейчас достаточно хорошо обоснована. Естественно, что во внутренних морях, свободно соединяющихся с океаном, в течение всего плейстоцена изменения уровня были синхронны и однозначны с колебаниями уровня океана. Примером такого моря является Средиземное, в геологической летописи которого отражены все основные планетарные трансгрессии.

Сложнее протекала история Черного моря, единственного на Земле внутреннего бассейна, где отголоски океанических трансгрессий перемежались с солоноватоводными (каспийскими) фазами.

Несмотря на существенную роль этих фаз, развитие Черного моря было тесно связано с историей Средиземного моря.

Полностью изолированный от океана озерно-морской Каспийский бассейн не отражает в своей истории влияния планетарных трансгрессий. Появление в его фауне средиземноморских элементов связано с пассивным расселением отдельных, наиболее эврибионтных организмов уже в голоцене. Однако роль Каспия в проблеме корреляции озерно-морских и континентальных образований юго-восточной Европы и запада Средней Азии с морскими отложениями Средиземноморья (океана) огромна.

Именно благодаря тому, что в истории Черного моря отражены крупные этапы развития и Средиземного моря (океана) и Каспия, оно представляет собой связующее звено, дающее основание коррелировать некоторые фазы развития Каспия и океана. Геологическая синхронность трансгрессий океана и внутренних морей является основой глобальных корреляций морских отложений.

Наиболее отчетливо влияние планетарных океанических трансгрессий на развитие внутреннего моря прослеживается на протяжении плейстоценовой истории Атлантики, Средиземного и Черного морей. Трансгрессионные фазы, имевшие место в среднем плейстоцене, отмеченные на Атлантическом и Средиземноморском побережьях в виде террас, отразились и в Черном море. Первое появление *Cardium edule* L. в ранних доневксинских отложениях (терраса 60 м) Кавказского побережья и последующее расселение других представителей средиземноморской фауны (палеоузунларская терраса 50 м), безусловно, связаны с вторжением вод Средиземного моря во впадину Черного моря в одну из трансгрессионных фаз океана.

По мнению автора, наиболее вероятно сопоставление ее с палеотирренской фазой. Еще более отчетливо в истории Черного моря проявилась последующая планетарная трансгрессия – эотирренская или собственно тирренская (тиррен I⁰, до Ж.Шуберу, 1965), имевшая место в конце предпоследнего межледниковья. Она вызвала узунларскую фазу трансгрессии, наступившую непосредственно после поздней древнеэвксинской, которая сопровождалась массовым расселением в Черном море эвригалинных представителей средиземноморской фауны моллюсков: *Cardium edule* L., *Chione gallina* L., *Mytilus galloprovincialis* Lam., *Macra stultorum* L. и др. Изучение морских террас Кавказского побережья Черного моря показало, что в отличие от поздней древнеэвксинской террасы, отражающей местную (каспийскую) фазу трансгрессии, узунларская терраса связана с распространением через проливы и Мраморное море трансгрессивной фазы Средиземного моря, связанной с планетарной трансгрессией (Федоров, 1963, 1969). Однако наиболее ярко рассматриваемый нами процесс проявился в позднем плейстоцене и голоцене.

Отчетливые геологические и геоморфологические следы на берегах и прибрежных мелководьях океанов и внутренних морей свидетельствуют о синхронных изменениях уровня в глобальном масштабе. Межледниковая ресс–вюрмская трансгрессия имела всемирное распространение. Ее следы в виде сангомонской (памлико) террасы на Атлантическом побережье США, ульджинской террасы Марокко, земской на берегах Атлантики, неотирренской террасы на берегах Средиземного моря указывают на сравнительно небольшое повышение уровня моря (менее 10 м над современным уровнем).

В Черном море ее аналогами являются карангатская терраса высотой 12–15 м на Кавказском и Болгарском побережье и 6–8-метровая терраса на Керченском полуострове, содержащие в своих отложениях значительное количество тирренских термофильных и стеногалинных форм, что, безусловно, указывает на межледниковый характер карангата. Господство этой фауны в пределах всей акватории карангатского моря со всей очевидностью свидетельствует о прямой связи трансгрессии и колонизации Черного моря с трансгрессией Средиземного моря (океана).

Последующая гримальдийская (вюрмская) регрессия океана и Средиземного моря, достигавшая отметок – 100 – 130 м, проявилась в Черном море в виде послекарангатской регрессии, уровень которой был, видимо, не столь низким, поскольку он лимитировался глубиной Босфорского пролива (менее 70 м). Последледниковая трансгрессия, имевшая всеветное распространение, изучена в настоящее время достаточно обстоятельно, а ее хронология подтверждена радиоуглеродными датировками. Повышение уровня океана от отрицательных отметок 120–125 м в максимальную стадию последнего оледенения (20 000–17 000 лет назад) до современного уровня характеризовалось неравномерностью (Сиггау, 1965 г). Отдельные пики на фоне восходящей кривой, отражающие ускорения трансгрессии, могут быть сопоставлены с аналогичными перегибами кривой, характеризующей изменения уровня Черного моря (Шевесский, 1967; Федоров 1959, 1971). Повышение уровня океана в Средиземном море во время послеледниковой (фландрской) трансгрессии вызвало трансгрессию в Черном море.

Прогрессирующее осолонение Черного моря, происходившее одновременно с повышением его уровня, начиная с новоэвксинского времени (конец последнего оледенения) отражает прямое влияние планетарной послеледниковой трансгрессии.

Максимальное повышение уровня Черного моря до 2–2,5 м выше современного положения произошло в новочерноморское время (термический оптимум голоцена – около 5 000 тыс. лет назад), что хорошо сопоставляется по возрасту и высоте береговой линии с фландрской террасой. Не менее отчетливое сходство в поведении уровней Черного моря и океана наблюдается и для самого последнего отрезка голоцена, где могут быть сопоставлены отдельные изменения уровня, имевшие место за последние 4000–5000 лет.

Такая хорошая увязка послеледниковой трансгрессии в целом и отдельных ее фаз во внутреннем море и океане указывает на синхронное развитие этих событий.

Если для более отдаленных моментов геологической истории – узунларского и карангатского – такое сопоставление намечается в крупном плане, то на примере фландрской – новочерноморской трансгрессии наблюдается синхронное развитие отдельных второстепенных фаз.

Таким образом, гляциозвстатические колебания уровня Мирового океана синхронно и однозначно проявились во внутреннем полуизолированном бассейне. Уже сам этот факт дает основание рассматривать отложения (террасы) Черного моря, содержащие средиземноморскую фауну, в качестве маркирующих горизонтов, позволяющих сопоставлять их с глобальной шкалой морского плейстоцена. Такой вывод достаточно очевиден и может быть подтвержден убедительными геологическими данными, однако это не конечная наша цель.

В стратиграфической шкале плейстоцена Черного моря существенное место занимают отложения с каспийской фауной моллюсков, формировавшиеся в моменты соединений обоих внутренних морей между собой и с льями Черного моря от Средиземноморья (односторонний сток). Каждый из этих горизонтов (террас), расположенный между двумя морскими горизонтами, сопоставимыми с определенными подразделениями планетарной шкалы, сам оказывается привязанным к последней. В то же время каспийские фазы Черного моря коррелируются с этапами развития самого Каспия (чаудинский с бакинским, ранний и поздний древнеэвксинские этапы с двумя основными нижнехазарскими, послекарангатская регрессия с ательской и нижнехвалынской фазами, а новоэвксинская с верхнехвалынской).

Вполне правомерно поэтому говорить о том, что подразделения каспийской шкалы (по существу местной) являются в то же время частями общей, поскольку в принципе они могут быть сопоставлены через шкалу Черного моря с планетарной шкалой. Именно в этом заключается значение Черного моря, своеобразного связующего звена в цепи изолированных и полуизолированных морей и океана. Так, ательские континентальные и хвалынские озерно-морские отложения Каспия, отвечающие по времени послекарангатской регрессии и новоэвксинским слоям Черного моря, сопоставляются с гримальдийской (вюрмской) регрессией Средиземного моря и океана.

Таблица

Планетарные трансгрессии в истории Черного моря

Атлантический океан ¹	Средиземное море ¹	Черное море	Каспийское море
Фландрская трансгрессия	Фландрская трансгрессия	Черноморская последне-ковая трансгрессия	Новокаспийская трансгрессия Мангышлакская регрессия
Гримальдийская (солтанская) регрессия	Гримальдийская регрессия (вюрм)	Новозвксинская регрессия Послекарангатская регрессия	Верхнехвальнская трансгрессия Нижнехвальнская трансгрессия Ательская регрессия
Эмская (ульджа, памлико) трансгрессия	Неотирренская (ульджа) трансгрессия	Карангатская трансгрессия	Верхнехазарская трансгрессивная фаза
Тенсифтская регрессия	Регрессия (рисс)	Регрессия	Регрессия
Рабатская (тиррен Iб) трансгрессия	Эотирренская (тиррен Iб) трансгрессия	Узулларская и поздняя древнеэвксинская трансгрессия	Поздняя (косоожская) нижнехазарская трансгрессия
Регрессия	Регрессия	Регрессия	Средняя (сингильская) нижнехазарская трансгрессия Ранняя (палеосингильская) нижнехазарская трансгрессия
Анфатская (тиррен Ia) трансгрессия	Палеотирренская (тиррен Ia) трансгрессия	Палеоузулларская и ранняя древнеэвксинская трансгрессия	Регрессия
Амирская регрессия (миндель)	Римская регрессия (миндель)	Регрессия	Регрессия
Маарифская (сицилийская II) трансгрессия	Милацкая (сицилийская II) трансгрессия	Верхнечаудинская трансгрессивная фаза	Урунджикская трансгрессия, верхнебакинская трансгрессия
Мессоудская (сицилийская I) фаза	Сицилийская I фаза	Нижнечаудинская фаза (регрессия)	Нижнебакинская трансгрессия
?	?	Регрессия	Тюркянская регрессия
Калабрий	Эмили, калабрий	Апшеронская фаза	Апшеронская трансгрессия

¹ По разным авторам

Нижнехазарские отложения (в целом), сопоставляемые с ранними и поздними древнеэвксинскими отложениями, коррелируются с миндель-рисскими тирренскими террасами (палеотирреном и эотирреном). Предположительно можно сопоставлять бакинские и чаудинские отложения Понто-Каспия с сицилийской террасой Средиземноморья (кромерскими лесными слоями). А это, в свою очередь, позволит стратиграфически привязать континентальные образования огромных территорий юго-востока Европы и запада Средней Азии, расположенных в бассейнах Черного и Каспийского морей, к подразделениям глобальной шкалы.

Таким образом, планетарные изменения уровня океана отражались и во внутренних морях, имеющих с ним двустороннюю связь. Все фазы океанских трансгрессий проявились в полуизолированных морях в виде трансгрессий, сопровождавшихся их осолонением, проникновением и расселением морской термофильной фауны, что указывает на приуроченность этих трансгрессий к межледниковым эпохам, Регрессии Черного и Средиземного морей и океана имели место в ледниковые эпохи (таблица)

THE ROLE OF PLANETARY TRANSGRESSIONS IN THE HISTORY OF INLAND SEAS (ON THE EXAMPLE OF THE BLACK SEA PLEISTOCENE)

P.V. Fedorov

Eustatic transgressions and regressions reflected in the geological records of the Mediterranean were also distinctly manifested on the Black Sea, where they have been accompanied by a salinization and a dispersal of the Mediterranean fauna. In the Black Sea there are traces of four such transgressions—Paleouzunlar, Uzunlar, Karangat and Postglacial (New Black Sea); the first two correspond, probably, the Paleotyrrenian and Eutyrrhenian (Mindel-Riss), the third - the Neotyrrenian or Ulja (Riss-Würmian), and the last - the Flandrian transgression.

Deposits of transgressive phases associated with planetary transgressions alternate here with sediments of the local Caspian scale formed at the moments, when the Caspian and Black Seas were connected through the Manych valley. This warrants a correlation with the planetary scale of the Pleistocene not only of marine deposits in the Black Sea area, but also of the lacustrine-marine deposits of the Caspian.

СТРАТИГРАФИЯ И ГЕОХРОНОЛОГИЯ ВАЛДАЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ СЕВЕРО-ЗАПАДА РУССКОЙ РАВНИНЫ

Н.С. Чеботарева

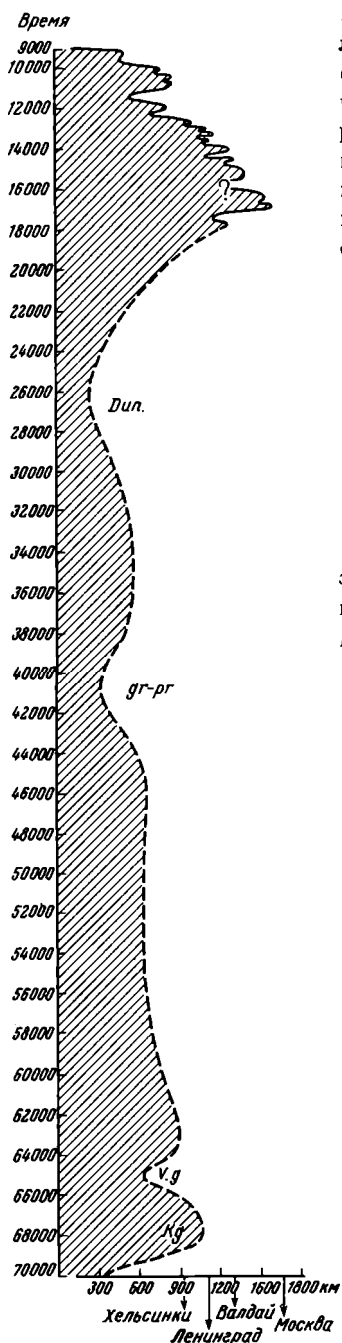
На территории северо-запада Русской равнины отложения последнего алдайского оледенения составляют основную часть всего четвертичного покрова, залегая с поверхности. Они имеют здесь повсеместное распространение, мощность их испытывает большие колебания – от нескольких метров до 200 и даже 300 м, достигая максимума в зонах раевых образований (особенно в межлопастных моренных массивах) и погребенных долинах.

Наличие большого числа разрезов с микулинскими (земскими, саномонскими) отложениями позволило уточнить нижнюю границу толщи алдайских (висконсинских) отложений и получить представление о палеогеографии начала этого времени. Верхняя граница валдайских отложений обычно проводится по отложениям, отвечающим стадии верхнего дриаса (сальпауссельская), имевшей место 10 300 лет назад, или по отложениям следующего менее сильного, но последнего – переславского – оледенения – 9500–1000 лет назад.

Сведения о нижневалдайских отложениях очень ограничены. За начало этого времени обычно принимается первое послемиккулинское похолодание, нашедшее свое выражение во многих пунктах вплоть до юга Белоруссии. Оно зафиксировано в слоях, лежащих непосредственно на микулинских отложениях. Слои, относящиеся к этому времени, характеризуются высоким содержанием пыльцы карликовой березки (до 54% разрезах Пушари на Витебской возвышенности). Так как эти слои, обнаруженные на Курголовском полуострове, представлены морскими лагунными отложениями, можно сделать заключение, что ледниковый оков в это время не доходил даже до южного побережья Финского залива (рис. 1). Для соответствующего этим слоям промежутка времени предложено название "курголовская стадия" (Малаховский и др., 1969)

Вслед за курголовской стадией произошло потепление, известное русской литературе как "верхневолжский межстадиал". На Витебской возвышенности, например, в это время растительность носила серотаяжный характер (количество ели составляло 20%, сосны – 60%), что подчеркивается присутствием спор *Lycopodium complanatum* L. – вида, который севернее таежной зоны встречается редко (Гричук, 1961). В настоящее время известно более 20 пунктов, в которых нашли отражение микулинское межледниковье, курголовская стадия, верхневолжский межстадиал. Последний по палеоботаническим и стратиграфическим данным сопоставляется с брёрульским межстадиалом Дании, в которого имеются датировки более 50 000 лет.

В литературе укоренилось представление о наличии сразу после микулинского межледниковья сильных похолоданий и даже оледенения (каининское оледенение; вюрм I); однако большинство этих представлений пирается на материалы по перигляциальным территориям (Gross, 1958,



1964). Выделение на Русской равнине калининского оледенения (Москвитин, 1950) основывалось преимущественно на геологических и геоморфологических данных. Однако работы последних лет показали, что краевые зоны, принимавшиеся рядом исследователей (Москвитин, 1950) за краевые зоны калининского оледенения, в Калининской области связаны с московским оледенением (см. карту И.И.Краснова и Е.П.Зарриной в статье Е.П.Зарриной, 1966); то же было установлено и для территории БССР (Вознячук, 1956; Чапенко, Махнач, 1959).

Повторное изучение стратотипов второго верхнеплейстоценового межледниковья, разделившего калининское и осташковское оледенения, позволило установить их микулинский возраст (Арсланов и др., 1967), что в настоящее время является общепризнанным. Попытки обосновать существование второго верхнеплейстоценового межледниковья делаются и сейчас. В качестве его стратоти-

Я.М.Пуннинг, А.В.Раукас и Л.Р.Серебряный выдвигают разрез у Карукюла (южная Эстония). Однако получение для него дат более 52780 лет исключает это предположение. Другие разрезы, привлекаемые с этой целью, также не репрезентативны. Так, разрез озерных отложений, залегающих под одной мореной в скв. 6 на Гражданском проспекте в г. Ленинграде, признанный М.Е.Вигдорчиком и его соавторами (1970) в качестве стратотипа одноименного второго верхнеплейстоценового межледниковья, вызывает большие сомнения. Полученные для этого разреза датировки в 39000 ± 810 лет и 40380 ± 800 лет относятся к средней час-

Рис. 1. Вероятная кривая валдайского ледникового покрова (по Н.С.Чебоксаревой)

Пунктиром показана предполагаемая граница ледяного покрова (заштрихован)

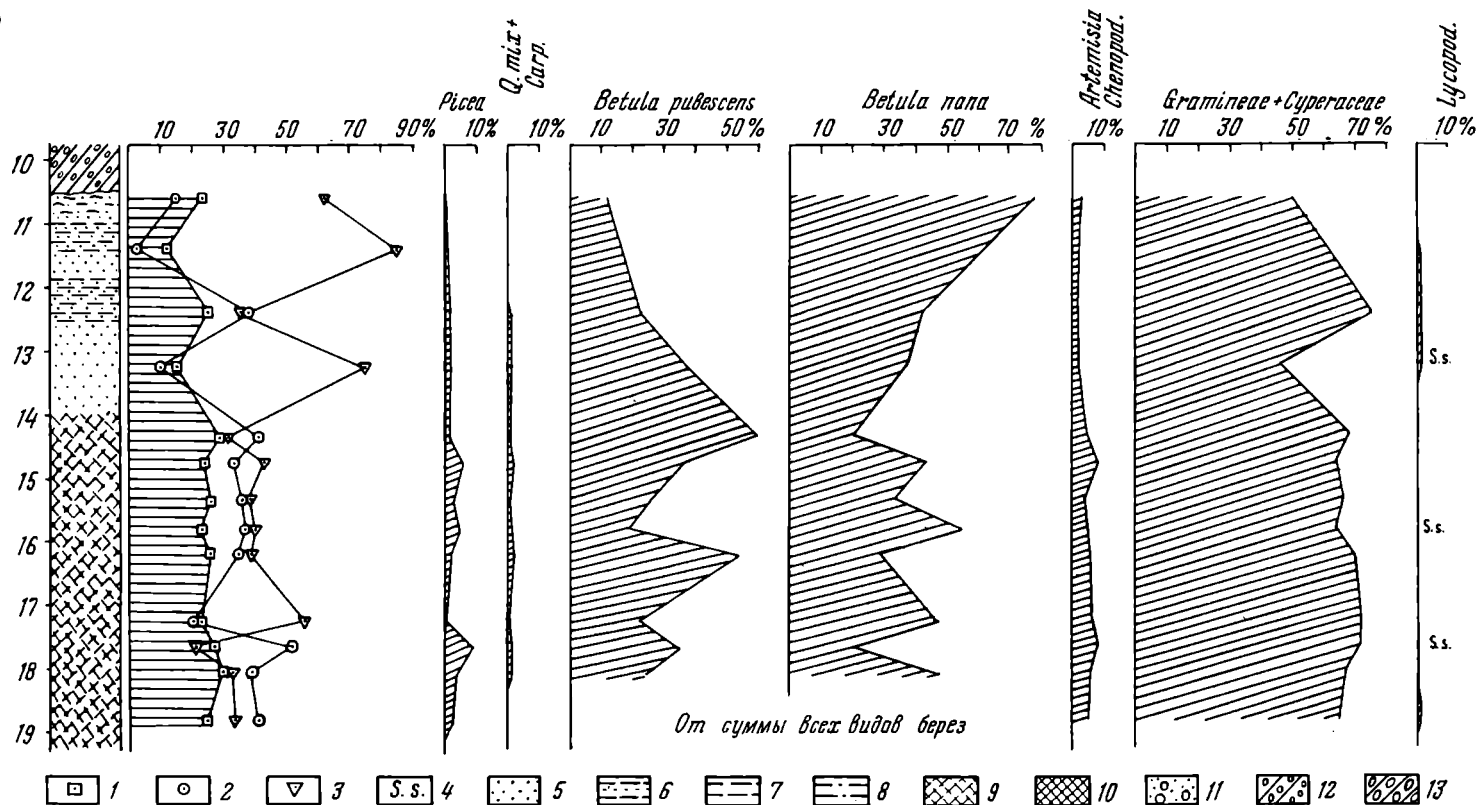
толщи (глубины – 15 и 15,4 м), характеризующейся господством в общем спектре недревесной пыльцы. Среди древесной пыльцы преобладает пыльца берез (господствует пыльца *Betula nana*). Из трав (*Artemisia*) присутствуют споры *Botrychium* sp., *Selaginella selaginoides*. Таким образом, климатические условия в это время были весьма суровыми, хотя и безледными.

В то же время на территории, покрывавшейся последним оледенением, под его мореной известны отложения, свидетельствующие о холодных – тундровых и северотаежных, но неледниковых условиях, существовавших до накопления этой морены. Радиоуглеродный метод показал, что они образовались более 34 000 лет назад (на реках Летиге и Гае) и более 29 000 (у с. Спас–Прилуки). На основании этих дат пока нельзя ни утверждать, ни отрицать возможности существования в это время оледенения.

Имеющиеся данные позволяют утверждать, что перед максимальным распространением льдов валдайского оледенения длительно существовали, видимо, холодные, но неледниковые условия, известные в литературе как "дунаевский межстадиал" или "дунаевское потепление". Для оценки правильности стратиграфического и хронологического положения дунаевского межстадиала большое значение имеют разрезы, расположенные на р. Ловать близ г. Холма в окрестностях дер. Дунаево, по имени которой получило название потепление. Для одного из этих разрезов Х.А. Арслановым были получены радиоуглеродные датировки в 27500 ± 1500 , 25440 ± 270 , 25000 ± 360 лет назад (Геоморфология ..., 1969). Анализ палинологических материалов, полученных Е.А. Спиридоновой и И.А. Даниловой–Макарычевой для ряда подморенных озерно–аллювиальных осадков, вскрытых р. Ловать у дер. Дунаево и р. Окой у дер. Полибино, показал, что во время их накопления в этих районах существовала настоящая лесная растительность (рис. 2, 3). Тундровые элементы растительности в это время большого развития не получили. Однако здесь велико содержание пыльцы *Betula humilis* – типичного растения осоковых и моховых болот. В составе групп травянистых растений преобладали пыльца осок, злаков, разнотравья. Характерно также обилие спор. Все это позволяет рассматривать это время как относительно холодное, но влажное, т.е. согласиться с взглядами В.П. Гричука о том, что оно предшествовало времени максимального распространения льдов.

В связи с вопросом о возрасте максимальной стадии последнего оледенения интересны данные о строении толщи отложений, кроющих межстадиальные осадки в районе, где расположены палеоботанически изученные разрезы. Исследованиями М.А. Фаустовой (Чеботарева и др., 1971) установлено, что в южной и центральных частях Ловатской низменности имеется от одного до трех выдержанных по простиранию горизонтов валдайских ледниковых отложений, каждый из которых имеет свои особенности: различную ориентировку обломочного материала, особенности микростроения, некоторые количественные различия в минералогическом составе, в окатанности минералов и др.

Указанные различия между горизонтами были установлены М.А. Фаустовой путем исследования трех разрезов на р. Кунье. Ориентировка обломочного материала изучалась в большей серии разрезов. В раз–



резах у дер. Дунаево озерно-аллювиальные слои залегают под двумя горизонтами морен, а в разрезе у дер. Полибино аналогичные по своей палеоботанической характеристике озерно-аллювиальные отложения перекрыты нижним-третьим горизонтом морены, что дает основание предполагать, что у дер. Полибино вскрыта морена, отвечающая, вероятно более раннему этапу оледенения, чем два верхних горизонта, т.е. бологовской (максимальной) стадии (рис. 4). Таким образом, скорее всего межстадиальные озерно-аллювиальные отложения, вскрытые р. Ловать и ее притоками, накапливались перед максимальным распространением валдайского оледенения, что исключает предположение о предвепсовском - соминском возрасте этих отложений, высказывавшееся И.П. Баклановой, И.В. Котлуковой, Д.Б. Малаховским и др. (1970.) Полученные к настоящему времени белорусскими исследователями данные о возрасте максимальной стадии также подтверждают ошибочность этого мнения. Разрезы у деревень Дунаево и Полибино не отражают непосредственного приближения наступающих льдов.

Характеристика более позднего времени получена по разрезу межморенных отложений на р.Пучке у дер. Покровское Вологодской области. Здесь под 4-6-метровым слоем морены, на которой сформирована современная почва, залегают толща глин и суглинков с тонкими торфянистыми прослоечками, подстилаемыми гравийными песками; еще ниже лежит второй горизонт морены. По растительным остаткам из торфянистого прослоя на глубине 6,2 м были получены две близкие C^{14} -даты: 21880 ± 110 (ЛУ-18А) и 21410 ± 150 (ЛУ-18В). Спорово-пыльцевая характеристика, полученная В.И.Хомутовой, показывает, что накопление этой толщи происходило в очень суровых условиях. В торфянистом слое К.И.Солоневичем и Т.Д. Колесниковой (Вигдорчик и др., 1970) были определены *Salix polaris*, *S. nummularia*, *S. rotundifolia*, *Quas octopetala* и *Betula nana*. Присутствие здесь арктическо-альпийских видов, которые в совокупности с дриадой могут рассматриваться как показатели крайне суровых климатических условий, является бесспорным доказательством того, что эта флора существовала в непосредственной близости от края ледникового покрова.

←
Рис.2. Спорово-пыльцевая диаграмма озерно-аллювиальных отложений у дер. Дунаево (анализы И.А.Даниловой-Макарычевой, материалы М.А.Фаустовой).

1 - пыльца древесных пород; 2 - пыльца травянистых растений и кустарников; 3 - споры; 4 - *Selaginella selaginoides* (L.) Link; 5 - песок тонко- и мелкозернистый, с горизонтальной слоистостью; 6 - песок тот же с прослоями алеврита; 7 - алевриты; 8 - супесь глинистая или опесчаненная глина (окраска слоя пятнистая, сизовато-коричневая); 9 - песок глинистый, с запахом органического вещества или опесчаненная гиттия; 10 - гиттия; 11 - гравийно-галечные отложения; 12 - суглинок темно-красно-бурого цвета, с гравием, галькой и валунами, часто с хорошо выраженной осколочно-призматической отдельностью (II горизонт); 13 - суглинок коричневый, серовато-коричневый, с гравием, галькой, валунами (III горизонт)

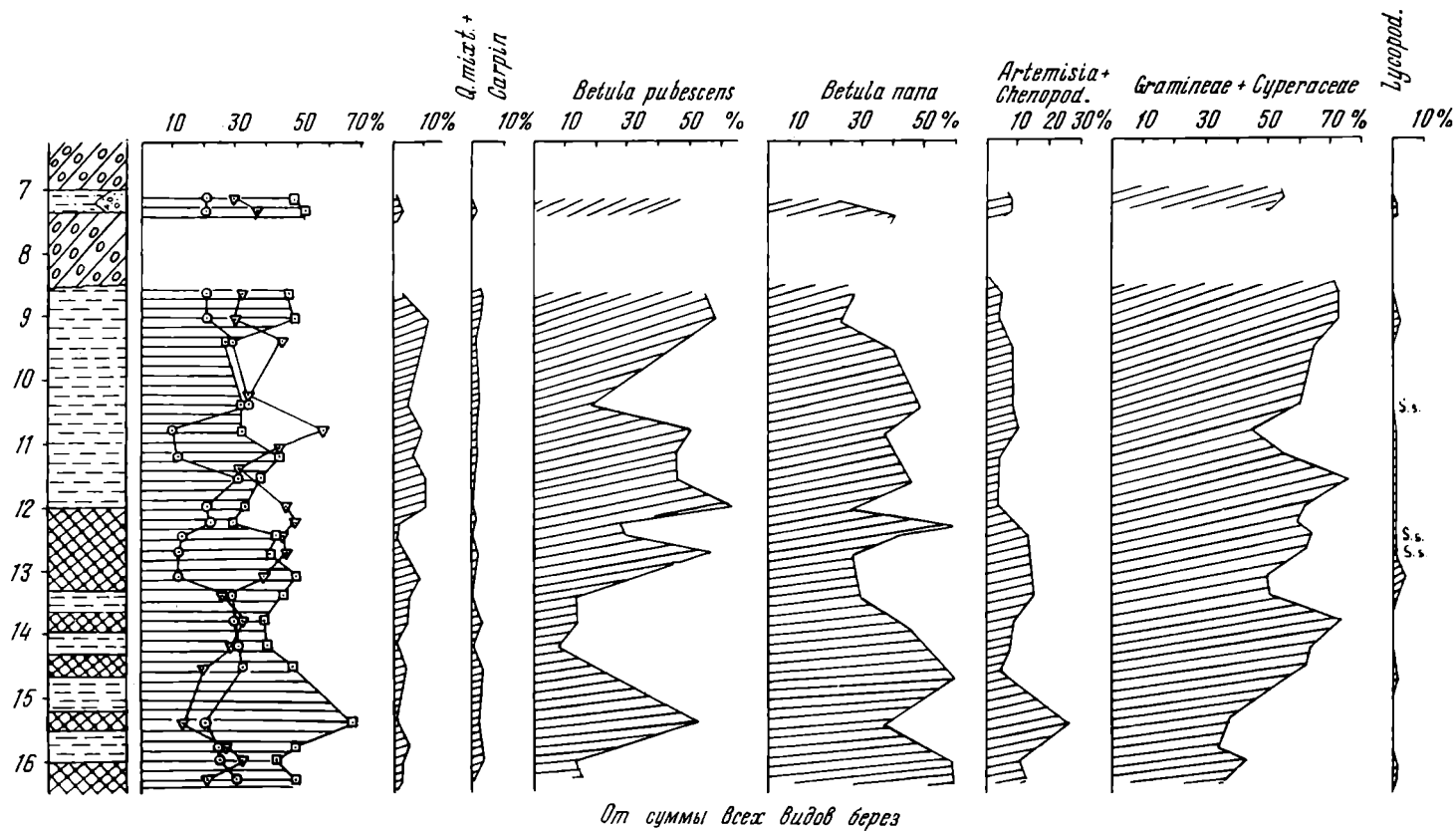


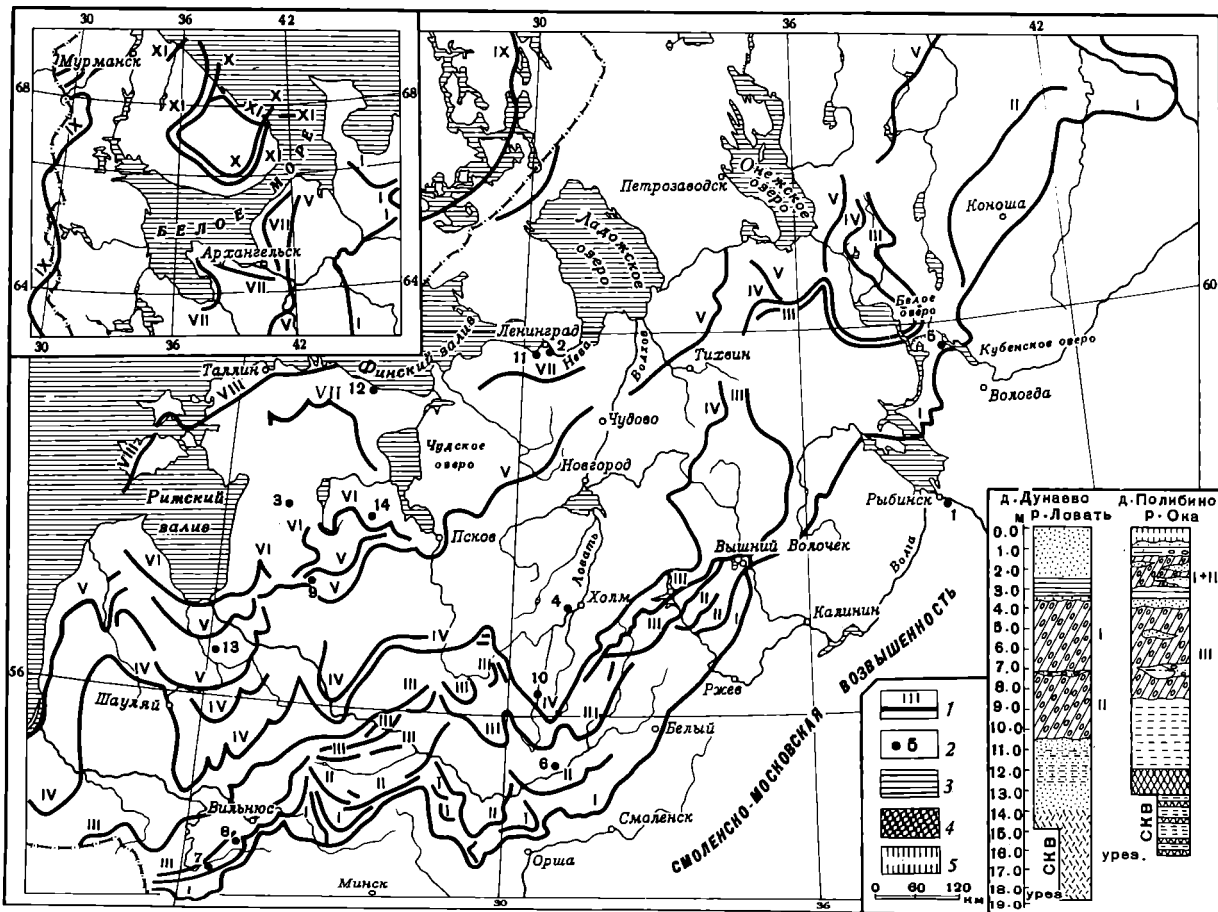
Рис. 3. Спорово-пыльцевая диаграмма озерно-аллювиальных отложений у дер. Полибино (анализы И.А. Даниловой-Макарычевой материалы М.А. Фаустовой).
Условные обозначения см. на рис. 2.

Подтверждением правильности определения возраста максимального распространения льдов валдайского оледенения – около 20 000 лет – являются данные по северо-восточной Белоруссии, в бассейне Западной Двины по разрезу, находящемуся у дер. Дричалуки (Арсланов и др., 1971). Здесь под мореной максимальной стадии залегают озерно-аллювиальные отложения (названные белорусскими исследователями “усвячской свитой”), представленные песками, пылеватыми суглинками с тремя прослоями растительного детрита. Пыльца и споры в этих отложениях почти отсутствуют (они были обнаружены только в слое пылеватого суглинка). Карпологическими исследованиями в этой толще были обнаружены представители полярной флоры: *Dryas octopetala* L., *Selaginella selaginoides* L., *Betula pana* L. и др.

Радиоуглеродным методом установлено, что накопление нижней части толщи происходило 23630 ± 370 (ЛУ-97А), средней -18370 ± 130 (ЛУ-96А) и верхней -17770 ± 170 лет назад (ЛУ-95А.). Таким образом, усвячская толща, судя по этому разрезу, накапливалась около 5860 лет, в течение которых климатические условия были весьма суровыми, что определило произрастание здесь арктическо-альпийских элементов. Такие условия, видимо, были не только на северо-востоке БССР, но и вдоль всего надвигавшегося фронта ледникового покрова, в частности и в Вологодской области. В то же время несколько раньше 25 000–27 000 лет на территории юга Ловатской низменности, судя по разрезам Дунаево – Полибино, произрастала древесная растительность. Следовательно, климатические условия были значительно лучше. К сожалению, имеющиеся в настоящее время палеоботанические данные, как выше уже отмечалось, неполные и характеризуют только отдельные моменты этого времени.

Толща валдайских отложений, накопившаяся после дунаевского потепления, состоит из нескольких горизонтов морен, разделенных водно-ледниковыми и озерно-аллювиальными отложениями. Межморенные отложения, как установлено по палинологическим данным, имеют межосцилляторный, межфазиальный и межстадиальный характер. Стратиграфическая колонка этой части валдайской толщи сложная (рис. 5). С уверенностью выделяются следующие горизонты: ледниковые отложения бологовской (максимальной) стадии, отложения следующего за ней небольшого березайского потепления межфазиального характера, отличающегося развитием растительности тундрового и лесотундрового типов. Ледниковый покров в это время отступал на север очень незначительно. Существование выдержанного горизонта едровской морены вызывает сейчас большие сомнения так как даже в краевой полосе валдайского оледенения ее выделение затруднительно.

Продвижение льдов очень скоро сменилось их отступанием. До недавних пор это время рассматривали как одно из наиболее существенных потеплений, получивших название соминского межстадиала. Последний сопоставлялся с уласким межстадиалом Литвы, возраст которого оценивался 16 000–17 000 лет. Однако новые радиоуглеродные данные, полученные, с одной стороны, для уласких отложений, а с другой – для предбологовских (о них речь шла выше), показали, что в



действительности возраст и тех и других значительно моложе. Так, для уланских отложений Я. М. Пуннингом и др. (1967) и Х.А. Арслановым (устное сообщение) были получены датировки, указывающие на принадлежность этих осадков к более молодому межстадиалу (датировки порядка 11630 ± 120 , 11700 ± 100 лет и т.д.). В то же время для домаксимальных отложений была получена датировка в 17770 ± 170 лет, говорящая о том, что бологовская стадия должна быть еще несколько моложе. Поэтому вопрос о выделении в послелоговское время периодов длительных отступаний ледникового края, когда могла бы поселиться древесная растительность, остается открытым; в частности, неясен масштаб сомниского потепления, предшествовавшего вепсовской (померанской подвижке).

После крестецкой подвижки имело место небольшое отступление льдов, получившее название раунского или плюсского интервала (оно было 13390 ± 500 лет назад), характеризовавшегося развитием "дриасовой флоры". За ним следовали лужская и невская подвижки. Лишь после того, как ледниковый покров покинул окрестности Ленинграда, на Русской равнине имели место значительные потепления (бёллингский и аллерёдский межстадиалы).

Осадки заключительных этапов валдайского оледенения - бёллинга, среднего дриаса и аллёрёда в области Балтики представлены морскими отложениями. В центральных частях Русской равнины (включая БССР) отложения этого возраста имеют незначительную мощность и скрыты под голоценовыми отложениями. Краевые образования стадии сальпаусселькя, соответствующие стадии молодого дриаса в Западной Европе, развиты только на юго-западе Карелии. С этой стадией сопоставляется время существования Балтийского ледникового озера. Континентальные образования - аллювиальные, озерные и болотные - имеют незначительную мощность, так же как и слои, относящиеся к переславскому интервалу похолодания, и всюду перекрыты более молодыми голоценовыми отложениями.

Рис. 4. Положение края валдайского ледникового покрова на разных этапах деградации на территории северо-запада Русской равнины (по Н.С. Чеботаревой).

1 - границы: I - боголовской (максимальной) стадии, II - едровской фазы, III - вепсовской стадии, IV - крестецкой фазы, V - лужской фазы, VI - северолатвийской субфазы, VII - невской фазы, VIII - осцилляции паливера, IX - стадии сальпаусселькя, X - первой стадии оледенения на Кольском полуострове, XI - второй стадии оледенения на Кольском полуострове; 2 - разрезы, датированные по C^{14} (цифры на карте): 1 - Рыбинск (разрезы Черменино, Черемуха), 2 - Ленинград (Гражданский проспект), 3 - Карукюла, 4 - Дунаево, 5 - р. Пучка, 6 - Сураж (Дригалуки), 7 - р. Ула (дер. Зервинос, Манчягире и др.), 8 - Памяркас, 9 - р. Рауна, 10 - р. Ловать (дер. Леоново), 11 - Говелово, 12 - Кунда, 13 - Елгава, 14 - Курэнурмэ; 3 - глины; 4 - гиттия; 5 - почва. Остальные условные обозначения см. рис. 2.

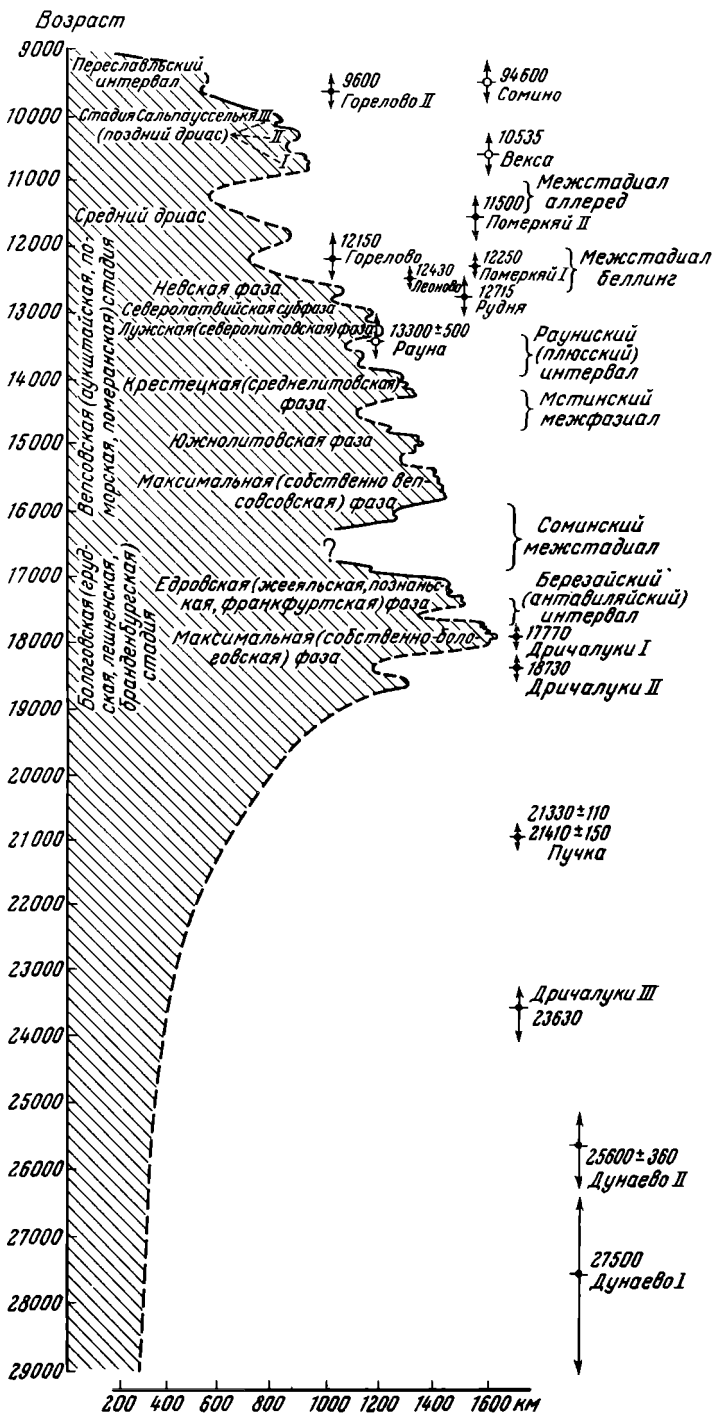


Рис. 5. Кривая деградации валдайского ледникового покрова (из кн. "Последний ледниковый покров...", 1969, с исправлениями автора)

Приведенные в работе данные не претендуют на характеристику всего валдайского времени, но они наглядно свидетельствуют об ограниченности данных по его первой половине, а также о кратковременности самого оледенения и сложности его деградации.

STRATIGRAPHY AND GEOCHRONOLOGY OF VALDAI DEPOSITS IN THE NORTH-WEST OF THE RUSSIAN PLAIN

N.S. Chebotareva

Deposits of Valdai glaciation form the bulk of the Quaternary cover. They are developed everywhere with a thickness in marginal zones and old valleys up to 200-300 m. Information on Valdai deposits is limited. They are represented by sediments of Kurgolovo stage (containing a tundra flora) and of Upper Volga Interstadial that corresponds to Brørup of Europe. Latest data do not confirm the idea of a great glaciation (Kalinino after Moskvitin, Leningrad after Vigdorichik et. al., Lower Valdai after Punning et al.) immediately after Mikulino Interglacial.

Before the maximum expansion of Valdai glaciation, (70-23,6 th.y.) cold, but iceless conditions existed for a long time in the north-west of the Russian plain alternating with slightly warmer periods: "Grazhdansky prospekt" - 39-40 th.y. and "Dunaevo" - 25-27 th.y. It has been established for a stretch not more than several tens of kilometers wide along the edge of the maximum advance of Valdai ice that beginning with the years 23600 \pm 370 to 17770 \pm 170 the climate has been so severe that only a Dryas flora could grow, indicating the nearness of the ice edge. The degradation period of Valdai glacier has been shorter than previously assumed (from 18000-17000 to 12000y.) and the fluctuations of its edge not so pronounced. The stratigraphic column of the Upper Valdai rock mass is complicated. Confidently it is possible to distinguish in it glacial beds of the maximum (Bologoe, Brandenburg) stage, beds of Somino (Mazurian) Interstadial, Vepsovo (Pomeranian) glacial beds Rauna interoscillation beds, glacial Luga and Neva beds, Bølling, Middle Dryassic Alleröd and Young Dryassic deposits (Salpauselka). Recent data indicate a slightly colder spell about 9000 years ago (in the Holocene).

Арсланов Х.А., Вознячук Л.Н., Величкевич Ф.Ю., Курьерова Л.В., Петров Г.С. 1971. Возраст максимальной стадии последнего оледенения на междуречье Западной Двины и Днепра. - Докл. АН СССР, серия геол., 196, № 1.

Арсланов Х.А., Громова Л.И., Заррина Е.П. и др. 1967. О геологическом возрасте осадков древнего Молого-Шекснинского озера. - Докл. АН СССР, серия геол., 172, № 1, 2, 3.

Баканова И.П., Котлукова И.В., Малаховский Д.Б., Спиридонова Е.А. 1970. Стратиграфия и хронология верхнего плейстоцена на района юго-восточного сектора скандинавского ледникового щита. В кн.: Периодизация и геохронология плейстоцена. Материалы к симпозиуму. Л.

Вигдорчик М.Е., Ауслендер В.Г., Долуханов П.М., Знаменская О.М. и др. 1970. Геологическое и ритмостратиграфическое расчленение плейстоцена северо-запада Русской равнины. В кн.: Периодизация и геохронология плейстоцена. Материалы к симпозиуму. Л.

Вознячук Л.Н. 1956. О положении границы последнего оледенения в Белоруссии. - Уч. зап. Белорусск. гос. ун-та, серия геол., вып. 28.

Геоморфология и четвертичные отложения северо-запада Европейской части СССР. 1969. Л., "Наука".

Гричук В.П. 1961. Принципы стратиграфического расчленения плейстоцена на основании палеофлористических материалов. В кн.: Рельеф и стратиграфия четвертичных отложений северо-запада Русской равнины. М., Изд-во АН СССР.

Заррина Е.П. 1966. Карта поясов краевых ледниковых образований и приледниковых бассейнов северо-запада Европейской части СССР. В кн.: Верхний плейстоцен. Стратиграфия и абсолютная геохронология. М., "Наука".

Малаховский Д.Б., Спиридонова Е.А., Котлукова И.В. и др. 1969. Валдайский горизонт. В кн.: Геоморфология и четвертичные отложения северо-запада Европейской части СССР. Л., "Наука"

Москвитин А.И. 1950. Вюрмская эпоха (неплейстоцен) в Европейской части СССР. М., Изд-во АН СССР.

Пуннинг Я.М., Раукас А.В., Серебрянный Л.Р. 1967. Геохронология последнего оледенения Русской равнины в свете новых радиоуглеродных датировок ископаемых озерных отложений Прибалтики. Материалы II симпозиума по истории озер северо-запада СССР (23-28 мая 1967 г.), Минск.

Цапенко М.М., Махнач Н.А. 1959. Антропогеновые отложения Белоруссии. Минск.

Чеботарева Н.С., Гричук В.П., Фаустова М.А. и др. 1971. Возраст максимальной стадии валдайского оледенения. - Изв. АН СССР, серия геогр., № 6.

Gross H. 1958. Die bisherigen Ergebnisse von C¹⁴ Messungen und paläolithischen Untersuchungen für die Gliederungen und Chronologie des Jungpleistozäns in Mitteleuropa und den Nachbargebieten. - Eiszeitalter und Gegenwart, 2.

Gross H. 1964. Der gegenwärtige Stand der Geochronologie des Spätpleistozäns in Mittel- und Westeuropa. - Quartär, 14 (1962-1963).

А.Л. Цагарели

Определение конэрозионных разломов, их значение и метод изучения. Конэрозионными предлагается называть разломы формирование которых целиком или частично (на последних этапах развития) произошло в условиях эрозионного рельефа. Подобные явления отмечаются в геологической литературе; при этом подчеркивается определяющая роль эрозионного рельефа в формировании разломов, и соответственно они определяются как эрозионные, послеерозионные. Крупные послеерозионные нарушения отмечены и в западной Грузии под названием краевых надвигов (Джанелидзе, 1940). Однако эти примеры, как правило, отражают лишь одну сторону проблемы – связи разрывов с рельефом (контроль эрозионным рельефом). Гораздо важнее то, что многие разломы настолько хорошо выражены в рельефе, что они по существу контролируют рельеф. Мы будем рассматривать в данной статье эту сторону проблемы.

За последние два десятилетия выявлена огромная роль неотектоники в жизни горных систем. Для неотектонической стадии, как известно, характерно постепенное отмирание складчатости и усиление вертикальных движений (ундации, акрооргенез, диктиогенез, аркогенез, киматогенез, или вольные движения, по разным авторам), сопровождаемых омоложением главных глубинных и обычных разломов и даже возникновением молодых разломов. Этими движениями создается горный рельеф, и совершенно ясно, что разломы тоже участвуют в этом процессе.

Однако неотектоническая стадия охватывает длительный промежуток времени. Если разлом прекращает жить в начале или в середине этой стадии, он будет денудирован настолько, что исчезает в рельефе, а в дальнейшем может быть моделирован эрозией в прямую или обращенную форму рельефа. В последнем случае разломы пассивно контролируют рельеф. Но если разлом остается активным до конца или возникает в конце стадии, он должен быть выражен в рельефе и нести следы воздействия эрозии, синхронной его формированию. Иными словами, такие разломы являются конэрозионными и активно контролируют рельеф.

По условиям образования конэрозионные разломы противопоставляют общеизвестным конседиментационным дислокациям: первые образуются на суше, вторые – в бассейне осадконакопления. Однако по своему значению они равноценны. Так же как синхронная седиментация позволяет изучать формирование складчатости, синхронная эрозия позволяет следить за развитием разломов в условиях четвертичного рельефа. Поэтому основным методом их изучения является индуктивный метод – геоморфологический анализ, уже давно применяемый для изучения молодых поднятий, другой разновидности конэрозионных дислокаций. Но применение общепринятых геологических методов тоже не исключается. Прежде всего

они нужны для чисто структурного исследования, а в определенных благоприятных условиях они помогают в датировке разломов, подтверждая, выводы, полученные с помощью морфологического анализа.

Конэрозионные разломы в четвертичной геологии Кавказа. В данной статье невозможно достаточно полно охарактеризовать неотектонический фон Кавказа, а тем более проанализировать все весьма многочисленные работы по этому вопросу. Однако можно отметить, что по вопросу о возможности наличия на Кавказе молодых (валахских и четвертичных) разломов существуют два основных, четко сформулированные мнения. Л.А.Варданянц (1948) допускал их широкое распространение, Е.Е. Милановский (1968) сильно ограничил их роль. Автор данной статьи поддержал точку зрения Л.А.Варданянца (Сагарели, 1964; Гамкрелидзе, Сагарели, 1968). Но в названных статьях основное внимание уделялось другим проблемам, и конэрозионный характер молодых разломов остался практически неосвещенным. Теперь некоторые новые материалы и пересмотр старых данных побуждают нас заняться этим вопросом.

Здесь, конечно, трудно рассмотреть все конэрозионные разломы Кавказа. Поэтому мы попытаемся описать несколько важных разломов, у которых конэрозионная природа проявляется наиболее наглядно.

Начнем с севера, со взброса Передового хребта на Северном Кавказе. Передовой хребет представляет собой выссогорную область, сложенную герцинскими структурами, выведенными на поверхность и поднятыми в среднем до 3 км в последние фазы альпийского цикла. С севера по взбросу хребет соприкасается с обширной пологой моноклиной мезокайнозойских отложений, рельеф которых представляет полого-волнистую поверхность выравнивания верхнеплиоценового возраста (Варданянц, 1948; Милановский, 1968; Сафронов, 1969), примыкающую к крутому северному склону Передового хребта на высоте в среднем 2 км. Таким образом, граница между Передовым хребтом и моноклиной резко выражена и в тектоническом и в геоморфологическом отношениях: склон хребта является фронтом взброса. Глубокие долины главных рек (Кубани, Малки и др.), имея истоки на Главном Кавказском хребте, antecedентно пересекают Передовой хребет и консеквентно расчленяют моноклину.

Взброс Передового хребта является одним из тех немногих разломов, для которых Е.Е.Милановский допускает активность в четвертичное время с амплитудой в 0,4 – 0,5 км. Следовательно, возраст взброса разногласий не вызывает, а это позволяет проверить применимость геоморфологического анализа.

Взброс характеризуется длительным развитием. Он приурочен к полосе герцинского глубинного разлома (Милановский, 1962), как взброс существует уже, вероятно, с конца средней юры. При последующих подвижках Передовой хребет постепенно освобождается от покрова юрских отложений – южного продолжения моноклины. Выровненная тридьюрская поверхность в настоящее время сохранилась на хребте в виде вершинного уровня и плоских водоразделов с редкими останцами нижней юры. Суммарная амплитуда взброса точнее всего может быть измерена по подошве юры (около 2 км). Перемещения в отдельные эпохи не под-

даются определению, за исключением постплиоценовых, для чего теперь следует обратиться к геоморфологии фронта взброса.

Если оставить пока в стороне антецедентные участки главных долин, можно увидеть, что все речки, стекающие с Передового хребта, очень молоды и вырабатывают типичные U-образные ущелья. Продольные профили у них вообще крутые даже в пределах моноклинали, но на хребте, сразу за линией взброса, они намного круче. Речки собираются в притоки главных рек. В долинах последних имеются полные серии четвертичных террас, а в ущелья притоков заходят только нижние, вюрмские, террасы, не поднимаясь далеко вверх по течению. По всем признакам притоки значительно моложе главных рек.

На северном склоне Передового хребта имеются также древние карры и ширки. Они расположены двумя ярусами, из которых в нижнем они более или менее деградированы, в верхнем они свежие. Эти ярусы могут быть отнесены только к риссу и вюрму, а следов более древнего оледенения не наблюдается.

Между тем в пределах моноклинали имеется полная серия четвертичных террас, а также верхнеплиоценовые морены. Развитие рельефа здесь легко прослеживается в течение позднего плиоцена – четвертичного времени (Сафронов, 1969), чего нельзя сказать о фронтальной полосе взброса. Там развитие горного рельефа прослеживается начиная только с рисса, а между риссом и вершинным уровнем имеется геоморфологический перерыв. Очевидно, в это время еще не было горного рельефа, и практически область Передового хребта, вернее, предъюрская поверхность, составляла продолжение верхнеплиоценовой поверхности моноклинали. Таким образом, ее "откапывание" завершилось, вероятно, в позднем плиоцене, в силу чего предъюрская поверхность стала частью значительно более молодой поверхности и может служить репером для четвертичной амплитуды взброса (при этом, конечно, надо учитывать антиклинальную деформацию поверхности).

Интересно, что в антецедентных отрезках главных долин, например, Кубани, можно проследить рисские и вюрмские морены на относительных высотах, легко увязывающихся ниже по течению с профилями соответствующих террас, но следов минделя и там не видим.

Итак, геоморфологический анализ в случае взброса Передового хребта подтверждает молодость взброса и уточняет, что главные движения имели место между верхним плиоценом и риссом.

Следующим мы рассмотрим взброс кристаллического ядра Большого Кавказа уже на южном склоне Главного хребта. Этот взброс тоже связан с герцинским глубинным разломом и как взброс развивается с конца средней юры до современного периода (Геология СССР, 1964; Гамкрелидзе, Цагарели, 1968). Он активен сейсмически. Кристаллические породы протерозоя (?) – нижнего палеозоя взброшены к югу на складчатую систему южного склона. Складчатость в последней аттичски-роданского возраста, следовательно, возобновление перемещения по взбросу не может быть древнее этого. Складки срезаны поверхностью выравнивания, которая тоже не может быть древнее, и, по всей вероятности, относится к позднему плиоцену. Эта поверхность деформирована: к кристаллическому ядру примыкает синклиналичная волна, в которой

позднеплиоценовая поверхность находится на высоте в среднем 2,5 км. Южнее поверхность поднимается в антиклинальной волне до 3 км и выше. Синклинальная волна примечательна развитием крупных продольных долин.

Кристаллическое ядро резко возвышается с севера над поверхностью выравнивания на 1-1,5 км и так же резко отличается геоморфологически. Мягковолнистая поверхность выравнивания хорошо сохранилась на широких водоразделах и расчленена (не считая продольных долин главных рек) узкими меридиональными ущельями, часть которых берет начало на севере, на склонах Главного хребта. Во всей этой полосе Д.В. Церетели (1966) описывает морены трех оледенений: миндельского (на водоразделах), рисского (на склонах долин) и вюрмского (вблизи дна долин), что позволяет восстановить развитие рельефа от позднего плиоцена до наших дней. Сразу за линией взброса крутой склон Главного хребта расчленен только вюрмскими трогами с моренами, залегающими на коренных днищах. Продольные профили у них очень крутые, на линии взброса в ряде случаев изломаны высокими вертикальными ригелями. При этом следы более древних оледенений совершенно отсутствуют (Цагарели, 1964). Здесь также имеется геоморфологический перерыв между довюрмскими ущельями, которые были превращены в вюрмские трюги, и вершинным уровнем, лежащим на высоте 4 км (в среднем). Следует полагать, что за время этого перерыва более древний рельеф был поднят, а потом и полностью уничтожен.

В связи с этим интересно отметить, что неинтрузии, вскрытые во фронте взброса, а также срезанные поверхностью выравнивания южнее его, по новейшим данным, дают плейстоценовые цифры возраста (Хуцаидзе, 1967; Рубинштейн, 1967). Эти факты подтверждают молодость разлома, который не может считаться залеченным палеогеновыми интрузиями, как полагал Е.Е. Милановский (1968), опираясь на старые определения абсолютного возраста. В свете этих данных, вершинный уровень Главного хребта выглядит как продолжение упомянутой поверхности выравнивания.

Следующий конэрозионный разлом обрывает с юга упомянутую выше антиклинальную волну позднеплиоценовой поверхности. Геологически это фронтальный надвиг флишевой зоны складчатой системы южного склона, в основном роданского возраста. Он имеет характер покрова, но в своем западном конце (долина р. Риони) это простой надвиг, и лучше всего конэрозионная природа разрыва выражена именно здесь. Если идти с севера, поверхность выравнивания сводообразно выгибается до высоты в среднем 3 км, а у надвига обрывается крутым склоном высотой в 1 км, не более. Склон расчленен очень молодыми крупными узкими ущельями с неразработанными профилями. Здесь тоже явный геоморфологический перерыв между поверхностью выравнивания и молодым склоном. Южнее надвига сразу появляется совершенно иной геоморфологический ландшафт: позднеплиоценовая поверхность выравнивания на широких водоразделах, полная серия четвертичных террас в долинах. Возобновление движений приурочено к перерыву, надвиг разрывает единую поверхность выравнивания.

Очень интересные структуры наблюдались вдоль южной границы складчатой системы южного склона в более западных районах. Это — цепь крупных крутых флексур, образовавшихся над глубинным разломом — южной границей геосинклинали южного склона. Амплитуда флексур по подошве мела превышает 4 км. Флексуры одинаково дислоцируют мел, палеоген и неоген до кюальника включительно. Интересные наблюдения имеются в восточной части этой полосы, в бассейне р.Техури (Месхия, 1970). Здесь в строении флексуры участвуют одинаково дислоцированные отложения от мела до нижнего плиоцена включительно. В опущенном южном крыле они несогласно перекрыты континентальными конгломератами нижнего плейстоцена (чауды). Поверхность несогласия, иначе позднеплиоценовая поверхность выравнивания, постепенно срезает все отложения, вплоть до низов мела, и сама тоже деформирована флексурой, поднимаясь с 300–400 м до 2 км.

Нижний плейстоцен, горизонтально залегающий на юге, у подножия флексуры тоже принимает южные падения (местами до 50°). По всем этим признакам можно сказать, что флексура развивалась в основном в роданскую фазу, но оживилась и в четвертичном периоде, причем почти четверть общей амплитуды падает на это время.

Фронт флексуры очень слабо расчленен, возможно из-за закарстованности меловых известняков, непосредственно обнаженных на склонах. Однако в ущельях, антецедентно пересекающих флексуру, в полосе известняков хорошо видны следы ее четвертичного развития. В поперечном сечении ущелий различается нижняя часть, представляющая узкий каньон до высоты 800 м, и верхняя часть с пологими склонами V-образной морфологии. Продольный профиль V-образной долины, переуглубленной каньоном, коррелируется с нижнеплейстоценовыми конгломератами, он только несколько поднят флексурой. Вверх склоны долины постепенно сливаются с позднеплиоценовой поверхностью. Исходя из этих наблюдений можно сделать следующие выводы: V-образная долина, по-видимому, датируется концом плиоцена — нижним плейстоценом; ее поперечный профиль указывает на длительное и относительно медленное поднятие. Канон отмечает ускорение движений после нижнего плейстоцена. Эта флексура представляет пример конэрозионного развития без геоморфологического перерыва.

Последний пример, на котором мы остановимся, находится уже в Закавказской низине, в окрестностях г.Тбилиси. К северу от города картируется взброс широтного простирания, выраженный в рельефе невысоким (до 1200 м) Сагурамским хребтом с выровненным гребнем. Фронт взброса обращен к югу. Южнее взброса развит зрелый эрозионный рельеф с полной серией ярко выраженных террас четвертичного возраста. Нижнеплейстоценовая терраса непосредственно и четко коррелируется с поверхностью выравнивания на водоразделах на территории города. Выше останцов этого раннеплейстоценового дряхлого рельефа к востоку от Тбилиси находится останец аллювиальной равнины позднего плиоцена.

Взброшенный хребет поднимается выше верхнеплиоценового аллювия. Последний распространялся в свое время и севернее Сагурамского хреб-

та, где известен один небольшой останец этих галечников. Следовательно, взброс моложе этого аллювия. Он моложе и поверхности выравнивания на гребне Сагурамского хребта, которая, в свою очередь, занимала значительно более низкое гипсометрическое положение и составляла часть раннеплейстоценового дряхлого рельефа.

Фронт взброса расчленен исключительно только молодыми балками. За хребтом опять развит зрелый эрозионный рельеф с полной серией таких же террас, как перед хребтом. Возраст взброса определяется нижним — верхним плейстоценом.

Здесь нет других признаков молодости разрыва. Однако взброс этот является крайним членом длинной цепи взбросов, разрывающих южные крылья антиклиналей, тянувшихся отсюда к востоку, а затем к юго-востоку. В этих структурах участвует верхний плиоцен, и, кроме того, они деформируют раннеплейстоценовую поверхность выравнивания. Это косвенно подтверждает молодость Сагурамского взброса.

Мы ознакомились с несколькими примерами конэрозионных разломов. Они не составляют исключения на Кавказе. Как и в рассмотренных случаях, вдоль линий многих разрывов, региональных и локальных, мы часто наблюдаем геоморфологические перерывы. С такими полосами чередуются широкие зоны рельефа с явными признаками длительного развития, без перерывов. Перерывы в этих случаях имеют такое же значение, как в стратиграфии — определяют возраст дислокаций.

Такие разломы, как правило, прямо отражены в рельефе и контролируют крупные гипсометрические ступени, столь характерные для Кавказа. Обычно геоморфологи считают, что чем выше ступень, тем древнее рельеф его поверхности. Так устанавливается серия разновозрастных поверхностей выравнивания. Между тем геоморфологический анализ разломов показывает, что таких поверхностей должно быть немного. В частности, в рассмотренных примерах поверхности древнее позднего плиоцена не встречались. В этой связи интересно, что первые исследователи неотектоники Кавказа развивали именно концепцию одной поверхности, взломанной разрывами (Кузнецов, 1941; Варданянц, 1948). За последние годы к этой точке зрения несколько приблизился Н.Ш.Ширинов. (1965), который на основании структурного анализа предлагает сократить число разновозрастных поверхностей. Несомненно, что выявление конэрозионных разломов будет сильно содействовать решению этого вопроса. Следует иметь в виду, что в течение некоторого времени поверхность опущенного блока будет служить базисом для поднятого блока. На ее уровне за разрывом может развиваться педиппен, или внутриводораздельная поверхность, что создаст ложное впечатление разновозрастности. И только анализ фронта покажет истинное положение вещей.

CONEROSIONAL THRUSTS AND QUATERNARY DEVELOPMENT OF THE CAUCASUS

A.L. Tsagareli

Thrusts formed partly or entirely under conditions of the quaternary erosional relief are regarded as conerosional. They actively control the relief and bear traces of erosion synchronous to their formation. The most important method in the study of such thrusts is the geomorphological analysis - inductive method. But neither conventional geological methods should be eliminated which, in many cases, also confirm the young age of thrusts. By comparison of the age of initial relief with the age of dissection of thrust fronts we may fix a geomorphological gap between them corresponding to the main shove. Consequently, geomorphological gaps are equivalent to stratigraphic gaps, as well as conerosional dislocations are equivalent by their significance to conedimentation folding.

Conerosional thrusts are widespread in the Caucasus. Some of them are examined here. The first is the Fore Range Thrust in the Northern Caucasus. The thrust front here is dissected by Middle-Upper Pleistocene gorges and Rissian and Wurmian corries, and there is a geomorphological gap between the summit plain and the Rissian. The young thrust front is abruptly butting against the relief of the Northern Caucasus Monocline whose development may be traced from the Late Pliocene without any gaps.

The same situation is observed along the Great Caucasus crystalline core thrust upon the Southern Slope Folded System. The thrust front is dissected by Wurmian troughs while immediately before the thrust line there is a complete series of Quaternary moraines at different levels.

A similar character is revealed by the frontal thrust of the flysch Zone in Rioni Valley with the difference that the young front of the flysch is towering above the mature erosional relief with a complete series of Quaternary terraces.

In contrast with these thrusts the frontal flexure in the western part of the Southern Slope Folded System was attacked by erosion in the Early Pleistocene.

The last examined is the Saguramo Range Thrust in the environments of Tbilissi. South and north of this range a nature erosional relief is developed with several terraces dated from the Upper Pliocene to the Holocene. The

range rises like a barrier amid this relief, and the thrust front is again dissected by young ravines.

Generally speaking in the Caucasus bands of relief displaying signs of continuous development often alternate with the young relief of thrust zones. Such conformational thrusts control hypsometric steps of relief so characteristic of the Caucasus.

Литература

Варданянц Л.А. 1948. Постплиоценовая история Кавказско-Черноморско-Каспийской области. Ереван.

Гамкрелидзе П.Д., Цагарели А.Л. 1968. Основные черты и этапы структурного развития Кавказского перешейка в альпийском цикле. В кн.: Орогенетические пояса. (Междунар. геол. конгресс. XXIII сессия. Докл. сов. геол. Проблема 3). М., "Недра".

Геология СССР, т.Х. Грузинская ССР, ч.1. Геологическое описание. 1964. М., "Недра"

Джанелидзе А.И. 1940. Геологические наблюдения в Окрибу и смежных частях Рачи и Лечхума. Тбилиси.

Кузнецов С.С. 1941. Вопросы геоморфологии Закавказья. В кн.: Геология СССР, т.Х. Закавказье. М., Госгеолиздат.

Месхия Дж.И. 1970. К геоморфологии пограничной полосы Кавказского хребта и межгорья в междуречье рек Хобисцкали и Цхенисцкали. - Уч. зап. Азерб. гос. ун-та, № 4.

Милановский Е.Е. 1962. О некоторых особенностях структуры и развития шовных зон (на примере Кавказа). - Сов. геол., № 6.

Милановский Е.Е. 1968. Новейшая тектоника Кавказа. М., "Недра".

Рубинштейн М.М. 1967. Аргоновый метод в применении к некоторым вопросам региональной геологии. Тбилиси.

Сафронов И.Н. 1969. Геоморфология Северного Кавказа. Ростов-на-Дону.

Хуцаидзе А.Л. 1967. Некоторые вопросы определения малых содержаний аргона в минералах и горных породах масс-спектрометрическим методом (на примере молодых образований Кавказа). Автореф. канд. дисс. Тбилиси.

Цагарели А.Л. 1964. Четвертичная тектоника Грузии. В кн.: Гималайский и альпийский орогенез (Междунар. геол. конгресс. XXII сессия. Докл. сов. геол. Проблема 11). М., "Недра".

Черетели Д.В. 1966. Плейстоценовые отложения Грузии. Тбилиси.

Ширинов Н.Ш. 1965. К вопросу о количестве и возрасте поверхностей выравнивания юго-восточного Кавказа. - Изв. АН Азерб. ССР, серия геол.-геогр. наук, № 3.

В.А. Гроссгейм. Палеогеография флишевых бассейнов	5
М.Г. Леонов. Верхнеэоценовый дикий флиш Альпийского пояса .	11
Н.В. Логвиненко. Ритмичность флиша и ее происхождение . . .	20
Е.М. Смахов, Л.П. Гмид. Карбонатные коллекторы нефти и га- за	26
В.Я. Евзеров, Б.И. Кошечкин, С.А. Стрелков. Хронология морского плейстоцена и голоцена северо-востока Балтийского ши- та	30
Е.П. Заррина. Стратиграфия и хронология позднего плейстоце- на северо-запада Европейской части СССР	37
Ф.А. Каплянская, В.Д. Тарноградский. Плейстоценовые криогенные явления и история вечной мерзлоты в Западной Си- бири	47
Н.В. Кинд. Позднечетвертичные изменения климата и оледенения на территории Старого и Нового Света (раниоуглеродная хроно- логия)	58
А.В. Раукас, Л.Р. Серебрянный. О геохронологии позднего плейстоцена Русской платформы в связи с эволюцией материково- го оледенения.	76
П.В. Федоров. Роль планетарных трансгрессий в истории внут- ренних морей (на примере плейстоцена Черного моря)	84
Н.С. Чеботарева Стратиграфия и геохронология валдайских отложений северо-запада Русской равнины.	89
А.Л. Цагарели. Конэрозионные разломы и четвертичная исто- рия Кавказа	102

Contents

V.A. Grossgeim. Paleogeography of flysch basins...	5
M.G. Leonov. ² Upper Eocene wild flysch of the Alpine belt	11
N.V. Logvinenko. Rhythm of flysch and its origin	20
E.M. Smekhov, L.P. Gmid. Carbonaceous oil and gas containers.	26
V.Ya. Evzerov, B.I. Koshechkin, S.A. Strelkov. The chronology of marine Pleistocene and Holocene in the north-east of the Baltic shield.	30
E.P. Zarrina. Stratigraphie et chronologie du tardi-pleistocene du nord-ouest de la partie europeen de l URSS.	37
F.A. Kaplinskaja, V.D. Tarnogradsky. Pleistocene cryogenic phenomen and history of permafrost in Western Siberia.	47
N.V. Kind. Late Quaternary climatic changes and glacial events in the Old and New World (Radiocarbon chronology).	58
A.V. Raukas, L.R. Serebryanny. On the Late Pleistocene chronology of the Russian Platform with special reference to continental glaciation	76
P.V. Fedorov. The role of planetary transgressions in the history of inland seas (on the example of the Black Sea Pleistocene).	84
N.S. Chebotareva. Stratigraphy and geochronology of Valdai deposits in the north-west of the Russian plain	89
A.L. Tsagareli. Conerosional thrusts and Quaternary development of the Caucasus.	102

Палеогеография флишевых бассейнов, Гроссгейм В.А. Сб. "Стратиграфия, седиментология и геология четвертичного периода" М., "Наука", 1972. г., стр. 5-10.

В докладе рассматриваются вопросы палеогеографии флишевых бассейнов. Главной особенностью флишевых отложений является ритмичная повторяемость различных пород, формирующихся в неодинаковых условиях. Палеогеографические реконструкции, основанные на изучении соотношений различных пород, а также на гранулометрическом, минералогическом и текстурном анализе, дополненные палеонтологическими исследованиями, показали, что каждый элемент ритма характеризуется своими условиями осадконакопления. Вначале (первый элемент ритма) динамика среды была максимальной, а глубины небольшими, а в конце времени формирования ритма бассейн оказывался застойным, а глубины максимальными, что можно связать с колебательными движениями в пределах флишевых зон геосинклиналей.

Илл. 1. Библ. 10 назв.

УДК. 551.3.051:551.781.4

Верхнеэоценовый дикий флиш Альпийского пояса, Леонов М.Г. Сб. "Стратиграфия, седиментология и геология четвертичного периода" М., "Наука", 1972 г., стр. 11-19.

В данной работе дается описание своеобразного комплекса отложений верхнего эоцена, выделенного впервые в Швейцарии под названием Wildflysch - дикий флиш, характерными чертами которого являлось: 1) наличие в тонкой песчано-мергелистой массе горизонтов и линз конгломератов и брекчий, а также отдельных глыб различных осадочных и вулканогенных пород; 2) сильная их тектоническая переработка. Выделяются аналогичные комплексы одновозрастных отложений на Кавказе, в Белуджистане, Родопском массиве, Делается вывод о строгой одновременности возникновения дикого флиша на огромных пространствах Альпийского складчатого пояса и о связи его образования с разрушением фронтальной части продвигающегося покрова, что дает возможность проследживать определенные тектонические фазы по отложениям подобного типа и установить одновременность проявления этих фаз в различных районах Альпийского пояса.

Илл. 1. Библ. 34 назв.

УДК 551.3.051

Ритмичность флиша и ее происхождение, Логвиненко Н.В. Сб. "Стратиграфия, седиментология и геология четвертичного периода" М., "Наука" 1972. г., стр. 20-25.

Рассматривается образование флишевых толщ благодаря действию климатических и тектонических факторов одновременно-периодических изменений климата, связанных с изменением солнечной активности, колебательных движений и мутьевых потоков. Каждая флишевая формация

имеет свои собственные характерные черты, которые определяются сочетанием и взаимодействием этих трех факторов. Сложная периодичность флишевых толщ – наличие ритмов разных порядков – объясняется сложной периодичностью изменения солнечной активности и обусловленных ею изменений климата. Обсуждается также проблема определения продолжительности формирования флишевых ритмов, условия образования терригенного и карбонатного флиша и лишенных карбонатов глинистых осадков третьего элемента флишевого ритма карбонатного флиша.

УДК 553.98.061,4:552,54

Карбонатные коллекторы нефти и газа. Смахов Е.М., Гмид Л.П. Сб. "Стратиграфия, седиментология и геология четвертичного периода". М., "Наука", 1972 г., стр. 26–29.

Обсуждаются современные представления о наиболее вероятной модели карбонатного коллектора нефти и газа, а также особенности структуры пустотного пространства и фильтрации. Рассматривается роль трещиноватости карбонатных пород в формировании вторичной пористости последних и методы их исследования.

УДК 551.791+551.796 (470.21)

Хронология морского плейстоцена и голоцена северо-востока Балтийского щита. Евзеров В.Я., Кошечкин Б.И., Стрелков С.А. Сб. "Стратиграфия, седиментология и геология четвертичного периода". М., "Наука", 1972 г., стр. 30–36.

В стратиграфической схеме антропогенных отложений Кольского полуострова достоверно выделяются две генерации морских осадков. Наиболее древняя из них является средневалдайской. Она представлена двумя толщами морских отложений, отвечающих самостоятельным трансгрессиям. Возраст раковин из осадков начальной фазы развития первой трансгрессии равен 46540 ± 1770 лет. Регрессивную серию отложений характеризуют пять датировок в интервале от 44200 ± 1770 до 33650 ± 400 лет. Определение возраста раковин из осадков второй трансгрессии дало цифру 36290 ± 600 лет.

Формирование морских осадков второй генерации началось после поздневалдайского оледенения – 12–13 тыс. лет назад. На протяжении давнего и раннего голоцена происходила регрессия моря.

Рассмотрена климатическая обстановка среднего валдая и голоцена, приведено соотношение различных зоогеографических групп морских моллюсков в отложениях этого возраста.

Библ. 16 назв.

Стратиграфия и хронология позднего плейстоцена северо-запада Европейской части СССР, Заррина Е.П. Сб. "Стратиграфия, седиментология и геология четвертичного периода". М., "Наука", 1972 г., стр. 37-46.

На основании комплекса новых данных подтверждается подразделение верхнего плейстоцена на четыре основные стратиграфические единицы (горизонты), соответствующие климатическим этапам (ледниковья и межледниковья).

Илл. 1. Библ. 53 назв.

УДК 551,34+551.89 (571.1)

Плейстоценовые криогенные явления и история вечной мерзлоты в Западной Сибири. Каплянская Ф.А., Тарноградский В.Д. Сб. "Стратиграфия, седиментология и геология четвертичного периода". М., "Наука", 1972 г., стр. 47-57.

В отложениях плейстоцена перигляциальной зоны Западной Сибири повсеместно встречаются ископаемые криогенные явления. В статье рассматривается палеогеографическое значение тех или иных типов явлений в зависимости от их современной зональной принадлежности и факторов образования. Особое место принадлежит псевдоморфозам по жильным льдам, с помощью которых можно реконструировать границу мерзлоты и по предложенному авторами методу оценивать величину похолодания климата. На протяжении плейстоцена граница мерзлоты смещалась к югу более чем на 13° относительно современной, а среднегодовая температура воздуха снижалась (в верхнем плейстоцене) более чем на 8,5°С.

Илл.4. Библ. 9 назв.

УДК 551.79+55.93.

Позднечетвертичные изменения климата и оледенения на территории Старого и Нового Света (радиоуглеродная хронология). Кинд Н.В. Сб. "Стратиграфия, седиментология и геология четвертичного периода". М., "Наука", 1972 г., стр. 58-75.

Более ста C^{14} дат для хорошо изученных разрезов верхнечетвертичных отложений позволили наметить абсолютную геохронологическую шкалу позднего антропогена Сибири. Сравнение ее с геохронологическими данными для Северной Америки, Европы и океанических областей доказывает одновременность крупных и мелких изменений климата, во всяком случае для Северного полушария. Вместе с тем вызванные этими изменениями природные процессы протекали существенно различно в зависимости от конкретной физико-географической обстановки каждого региона. В отношении ледниковых процессов можно говорить об их хронологической гетеродинамии, т.е. о различии и интенсивности оледенений их одновременности и однонаправленности. Выяснение причин этих различий может пролить свет на проблему крупных материковых оледенений антропогена.

Табл. 1, Илл.1. Библ. 14 назв.

О геохронологии позднего плейстоцена Русской платформы в связи с эволюцией материкового оледенения, Раукас А.В., Серебрянный Л.Р. Сб. "Стратиграфия, седиментология и геология четвертичного периода". М., "Наука" 1972 г., стр. 76-83.

Рассматривается геохронология позднего плейстоцена с конца микулинского межледниковья. Приведены данные о трехчленном подразделении валдая на северо-западе Русской платформы с двумя оледенениями и разделяющим их межледниковьем. Возраст средневалдайского - кару-кюлаского межледниковья определен около 40 000-50 000 лет

Начало этого межледниковья и ранневалдайские межстадиалы нельзя датировать при помощи радиоуглеродного метода без изотопного обогащения, и их возраст можно наметить лишь весьма условно. Поздневалдайский ледниковый покров распространялся на северо-западе Русской платформы в интервале между 25 000 и 11 000 лет. Его максимальное распространение фиксируется вепсовскими (померанскими) краевыми образованиями, возраст которых, вероятно, около 18 тыс лет. Для эпохи деградации оледенения намечены следующие подразделения, сходные с известной схемой Г. Де Геера: даниглияциал (18 000 - 13 000 лет), готиглияциал (13 000 - 10 000 лет) и финиглияциал (10 200 - 7500 лет). В рамках этих подразделений установлена последовательность ледниковых стадий и межстадиалов.

Табл. 1 Библ.31 назв.

УДК 551.79 (4)

Роль планетарных трансгрессий в истории внутренних морей (на примере плейстоцена Черного моря), Федоров П.В. Сб. "Стратиграфия, седиментология и геология четвертичного периода". М., "Наука", 1972 г., стр. 84-88.

Планетарные трансгрессии играли существенную роль в истории Черного моря, они вызывали здесь одновременные трансгрессии, сопровождавшиеся осолонением и расселением средиземноморской фауны. Основываясь на том, что в геологической летописи Черного моря отражены этапы развития как Средиземного моря (океана), так и Каспия, показывается возможность корреляции основных подразделений плейстоцена Понто-Каспия с единой шкалой.

Табл. 1.

УДК 551.79+550.93 (47-16)

Стратиграфия и геохронология валдайских отложений северо-запада Русской равнины. Чеботарева Н.С. Сб. "Стратиграфия, седиментология и геология четвертичного периода". М., "Наука", 1972 г., стр. 88-101.

Рассматривается геохронология и стратиграфия отложений валдайского оледенения. Выявляется, что длительное время после микулинского (эмского) межледниковья на Русской равнине климат был холодным и влажным, способствующим развитию северотаежной и лесотундровой растительности. Достоверных следов ранневалдайского оледенения на

Русской равнине не установлено. Не исключено, что в Скандинавии в это время развивалось оледенение. Максимальное распространение льдов валдайского оледенения произошло только в верхневалдайское время – около 20 000 лет назад. Деграляция оледенения происходила при активном состоянии ледникового края. Поэтому в стратиграфической колонке верхневалдайских отложений выделяются отложения нескольких ледниковых горизонтов, разделенные флювиогляциальными, озерно-ледниковыми, озерно-аллювиальными и озерными осадками.

Илл 5. Библ. 15 назв.

УДК 551.74:551, 24(479)

Конэрозионные разломы и четвертичная история Кавказа.

Цагарели А.Л. Сб. "Стратиграфия, седиментология и геология четвертичного периода", М., "Наука", 1972 г., стр. 102-109.

В статье рассмотрено несколько разломов, формирование которых происходило частично или полностью в четвертичном периоде. Они хорошо выражены в рельефе и несут следы эрозии, синхронной их формированию. Проводится параллель между конэрозионными разломами и конседиментационными дислокациями. Путем геоморфологического анализа устанавливаются геоморфологические перерывы (или отсутствие последних) в развитии разломов. Отмечается, что геоморфологические перерывы по значению аналогичны стратиграфическим перерывам. Подчеркивается необходимость изучения конэрозионных разломов для установления числа фаз выравнивания рельефа.

Библ. 14 назв.

Стратиграфия, седиментология и геология
четвертичного периода

Утверждено к печати
Национальным комитетом геологов СССР

Редактор издательства Н.А.Никитина
Технический редактор Л.М.Сурикова

Подписано к печати 24/5-72 г. Формат 60 x 90 1/16
Усл. печ. л. 8,25 Уч.-изд. л. 8,5 Тираж 900
Т- 09628 Бумага № 2 Цена 85 коп.
Тип. зак. №48

Издательство "Наука"
Москва, К-62, Подсосенский пер. 21.

1-я типография издательства "Наука"
Ленинград, В-34, 9 линия, 12.

Книга издана офсетным способом