

В. КАЛМ, Рээт КАРУКЯПП, А. РАУКАС

## К ГЕНЕТИЧЕСКОЙ КЛАССИФИКАЦИИ ФЛЮВИОГЛЯЦИАЛЬНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

Основой геологических исследований и решения палеогеографических и прикладных задач четвертичной геологии является генетическая классификация отложений. Поэтому в результате исследований, проведенных в последние десятилетия, составлено множество генетических классификаций четвертичных отложений и форм рельефа, в том числе и флювиогляциальных образований. Например, по Эстонской ССР имеются морфологические классификации озов (Ряхни, 1957, 1967) и камов (Ряхни, 1965; Раукас, Конт, 1978), литоморфогенетическая классификация краевых ледниковых форм рельефа (Раукас и др., 1971), морфогенетическая классификация гляциальных (Raukas, Rõuk, 1977) и предфронтальных образований (Аболтыньш и др., 1974). При характеристике флювиогляциальных отложений Эстонии (Раукас, 1978) за основу до сих пор была принята довольно общая классификация Е. В. Шанцера (1966), которая недостаточно отражает разнообразие флювиогляциального осадконакопления. Учитывая новые, более совершенные классификации ледникового рельефа покровных оледенений (Асеев, Маккавеев, 1982), специальные исследования флювиогляциальных отложений и форм рельефа (Lundqvist, 1979; Юргайтис, 1982), локальные индивидуальности ледниковых отложений и морфогенеза Северной Прибалтики и соседних регионов, нами разработана новая генетическая классификация флювиогляциальных отложений (рис. 1).

Флювиогляциальными могут быть названы отложения, которые транспортировались и отлагались во флювиогляциальных потоках при следующих двух условиях: 1) отложения накапливались между истоками и устьем потока, 2) количество и сезонный ритм накопления отложений определялись таянием ледника (Lundqvist, 1979). Четкое разграничение флювиогляциальных и флювиальных потоков и отложений практически невозможно.

Флювиогляциальные отложения целесообразно делить по месту образования относительно края ледника на зафронтальные, фронтальные и предфронтальные (Гуделис, 1963) генетические типы. Первые, в свою очередь, по образованию в теле ледника подразделяются на субгляциальные (подледниковые), интрагляциальные (внутриледниковые) и супрагляциальные (наледниковые) образования, которые можно рассматривать как генетические подтипы. Названные подтипы не только указывают на место образования, но и во многом определяют динамическое состояние среды формирования. Находящиеся под гидростатическим давлением внутри- и подледниковые потоки, как правило, имеют ускоренный сток, обуславливающий повышение эрозии и сортировку материала, и создают особые типы отложений.

Субгляциальные отложения накапливались в подледниковых туннелях и полостях, интрагляциальные — во внутриледниковых руслах,

Относительно края ледника в теле ледника	Зафронтальные отложения	Фронтальные отложения	Предфронтальные отложения	Условия накопления осадков за пределами ледника
Супрагляциальные		Камовых террас, маргинальных озоз и дельтовых радиальных озоз	зандров, террас и флювиогляциальных дельт	Суб-аэральные
Интрагляциальные				Суб-аквальные
Суб-гляциальные				Суб-аквальные
Динамическое состояние ледника	Активный ледник	Зона пассивного и мертвого льда	Внеледниковая территория	

Рис. 1. Генетическая классификация флювиогляциальных отложений.

трещинах и ущельях, а супрагляциальные — в отверстиях, не доходивших до подошвы льда.

Фронтальные и предфронтальные отложения накопились уже за пределами ледника в совершенно иных условиях. Отложения и формы рельефа, возникшие непосредственно у края ледника и под влиянием активного льда, мы вслед за В. К. Гуделисом (1963) называем фронтальными, поскольку термином «маргинальные» в основном обозначают образования, которые расположены более или менее параллельно краю ледника, но могут быть по генезису не только фронтальными, но и внутриледниковыми.

**Зафронтальный генетический тип** объединяет все флювиогляциальные заполнители трещин, туннелей и пустот в леднике радиальной и маргинальной, а также индифферентной ориентировкой относительно движения ледника. Предпосылки для образования этих форм в основном были заложены еще в активной стадии ледника в виде динамической трещиноватости и неравномерного скопления моренного материала в леднике.

Типичные для зоны ледниковой экзарации системы **радиальных озоз** достигают длины нескольких десятков километров (например, в Финляндии или на Пандивереской возвышенности в Северной Эстонии). Учитывая их большую протяженность, а также характер флювиогляциальных отложений (рис. 2), можно считать, что зоны динамических трещин в результате разных скоростей в теле ледника образовались здесь уже в стадии активного ледника. В этих же зонах сконцентрировалось, по всей вероятности, и больше моренного материала, который в стадии пассивного и мертвого льда был переотложен флювиогляциальными потоками.

Отложения озоз, во всяком случае в Эстонской ССР, накапливались в основном в открытых трещинах пассивного и мертвого льда (Раукас и др., 1971). Трещины врезались до поверхности подстилающих пород, образовывались реки с ледяными берегами. Подледниковым формированием объясняется образование озоз с моренным чехлом и переплетающихся озоз. Подледниковые туннели часто были приурочены к древним долинам и ложбинам, чем и объясняется расположе-

ние озов в древних долинах (Lõokene, 1961; Раукас и др., 1971). Расположение некоторых озов против уклона поверхности подстилающего рельефа или поперек простирания древних долин говорит о внутри- или наледниковых условиях формирования. Четкую границу между озами внутри- и наледникового генезиса провести трудно. Следует только отметить, что в условиях ограниченного содержания морены в приповерхностных слоях ледника образование крупных озов в наледниковых руслах маловероятно. К тому же для существования длительных наледниковых потоков необходим компактный активный ледниковый покров, так как в зоне мертвого льда талые воды поглощаются в гликокарстовых пустотах, что ведет к образованию отложений камов.

Озоподобные грядообразные формы на аккумулятивных островных возвышенностях Южной Эстонии отнесены нами генетически к камовым образованиям, в частности к водноледниковым заполнителям ледниковых трещин.

**Флювиокамы** образуются в зоне мертвого и пассивного льда, т.е. за пределами активного ледника, но под некоторым влиянием последнего. Предполагается, что частая смена прослоек разнозернистого материала в камах и изменения типов слоистости в отдельных случаях были обусловлены осцилляцией края активного ледника (Niewiarowski, 1961; Раукас и др., 1971).

Отсутствие моренного покрова на флювиогляциальных отложениях камов указывает на их формирование во внутри- и наледниковых открытых трещинах и углублениях. Южно-эстонские флювиокамы нередко покрыты абляционной мореной, что говорит о формировании их в гликокарстовых пустотах и пещерах мощного мертвого льда. Часто в отложениях камов встречаются нарушения слоистости, обусловленные таянием глыб мертвого льда (рис. 3). Наблюдаемые в отдельных случаях следы глициотектонических нарушений свидетельствуют о влиянии активного ледника на формирование камов. Сильно дислоцированные ледником камы (камонды или горбыли) относятся уже к группе напорных ледниковых образований и не считаются камами (Раукас, Конт, 1978).

По расположению к краю ледника различаются радиальные и маргинальные камовые образования (Ряхни, 1965). Кроме них встречаются также индифферентные камы (Раукас, Конт, 1978).

Гряды водноледниковых заполнителей трещин (озо-камы) разделяются на унаследованно ориентированные и беспорядочно расположенные. Примером первых может служить озо-камовое поле в южной части Карулаской возвышенности в Южной Эстонии (Карукяпп, 1975) или Пикасаарское озо-камовое поле на северном склоне Пандивереской возвышенности в Северной Эстонии (Карукяпп, 1978). Беспорядочно расположенные грядообразные формы обнаружены также севернее оз. Хино на Хааньяской возвышенности.

К зафронтальным следует отнести и часть **маргинальных озов**, если они образовались в теле ледника в трещинах маргинального расположения. Маргинальные озы часто связаны со сравнительно крутыми склонами подстилающего ледник рельефа (например на склонах Пандивереской возвышенности), где существовали наиболее благоприятные условия для возникновения маргинальных трещин (Раукас и др., 1971). Образование таких сравнительно коротких озовых гряд связано преимущественно с зонами пассивного или мертвого льда (Раукас, 1978). Нередко маргинальные озы разграничивают камовые поля с проксимальной стороны, что свидетельствует о накоплении отложений этих озов на стыке активного и мертвого льда.

Зафронтальные радиальные озы отличаются от зафронтальных мар-

гинальных главным образом морфологией и расположением к краю ледника. В вещественном составе и текстурах отложений между ними нет закономерных различий.

В зоне пассивного или мертвого льда образовались также многие **камовые террасы**, отложения которых накапливались между льдом и склонами подстилающего рельефа. В Эстонской ССР отложения камовых террас нередко приурочены к склонам радиальных озов. Отнести все камовые террасы к внутриледниковым образованиям, конечно, невозможно, так как камовые террасы, формировавшиеся на склонах более обширных возвышенностей, нежели озы, по формированию часто ближе к фронтальным образованиям.

**К фронтальному генетическому типу** отнесены маргинальные и радиальные озы дельтового происхождения, образование которых произошло в непосредственной близости от края ледника и под его влиянием. Фронтальные **маргинальные озы** являются короткими дельтами, соединяющимися боковыми частями, образовались эти дельты в водной среде непосредственно у края активного ледника (Раукас и др., 1971). Наилучшие условия для формирования мощных отложений маргинальных озов имелись при динамическом равновесии края ледника. Фронтальные маргинальные озы имеют обычно асимметричный поперечный профиль (проксимальный склон оза более крутой) и характеризуются ясной гранулометрической дифференциацией отложений, в которых содержание крупных фракций уменьшается в дистальную сторону (Раукас и др., 1971). В Эстонии самыми характерными представителями этого типа маргинальных озов являются Северо-Пярнумааская и Ристи-Паливереская гряды. Некоторые исследователи (Юозапавичус и др., 1981; Юргайтис, 1982; Юргайтис, Микалаускас, 1982) считают вышеописанные образования краевыми флювиогляциальными грядами. Предполагая, что такие гряды сформировались на контакте активного и мертвого льдов, латвийские исследователи считают их грядами отчленения (Мейронс, 1975). По праву приоритета мы считаем наиболее обоснованным сохранение старого классического наименования. В качестве аналогов фронтальных маргинальных озов можно рассматривать и валообразные аккумулятивные формы у края ледника, образовавшиеся в результате присоединения высоких зандров (Girp, 1975).

**Радиальные озы дельтового происхождения** сформировались путем присоединения конусов выноса, возникших непосредственно перед выходом талых вод из ледника. Предпосылками образования такого типа озов являются постоянство русл флювиогляциальных рек и более или менее равномерное отступление края активного ледника, которые определяют сложение приустьевых дельт в одну озовую гряду. Для таких озов характерны прерывистость и наличие озовых центров, появление которых объясняется сезонными изменениями интенсивности таяния ледника. Сложенные крупнообломочным материалом озовые центры образовались в результате действия мощных потоков талых ледниковых вод в течение теплого периода года. Примером такого подтипа служат озы Роэла, Вооре и Кулина на Пандивереской возвышенности (рис. 4).

**Предфронтальный генетический тип** объединяет отложения флювиогляциальных дельт, зандров и флювиогляциальных террас, которые образовались за пределами активного ледника.

Отсутствие свободного стока в дистальную сторону вызывает подпруживание талых вод, и в устьях флювиогляциальных рек в субаквальных условиях образуются отложения **флювиогляциальных дельт**. Отложения покровных и фронтальных слоев дельт считаются по традиции флювиогляциальными и служат естественной границей распро-



Рис. 2. Характерные для радиальных озон Северной Эстонии слабоотсортированные грубообломочные флювиогляциальные отложения оза Клинге (Пандиверская возвышенность). Фото Р. Карукяпп.



Рис. 3. Нарушения слоистости, вызванные таянием погребенного льда во флювиогляциальных отложениях Ногопалуского кама (Хааньяская возвышенность). Фото В. Калма.



Рис. 4. Оз «кометового» типа близ Улясте. Фото А. Раукаса.

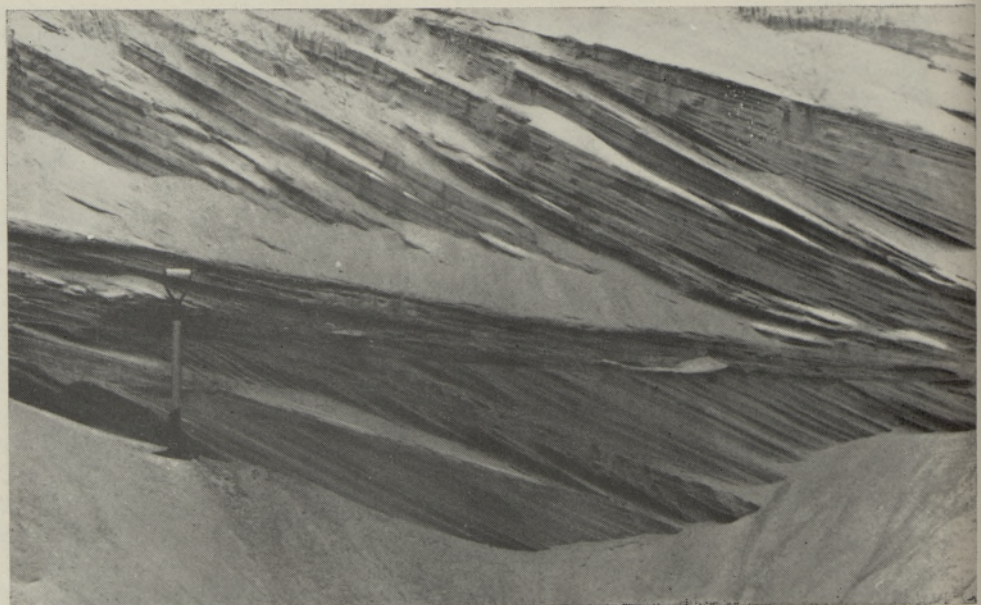


Рис. 5. Наклонно- и диагональнослоистые песчаные флювиогляциальные отложения, типичные для флювиогляциальных дельт Северной Эстонии (Мяннику, Таллин).  
Фото Р. Каруяпп.

странения этого генетического типа отложений. Донные слои дельт правильнее называть уже озерно-ледниковыми (Lundqvist, 1979).

Песчано-гравийные поля флювиогляциальных дельт имеют обычно слегка наклонную в дистальную сторону поверхность. В отложениях наблюдается закономерное уменьшение среднего размера зерен в таком же направлении (Раукас, 1974).

В позднеледниковое время весьма благоприятные условия для подпруживания талых ледниковых вод были в Северной Эстонии. В результате этого расположенные здесь Виру-Харьюское плато и Предглинтовая низина — характерные районы распространения флювиогляциальных дельт (рис. 5). Отчасти эти песчано-гравийные поля являются зандро-дельтами, т. е. они сформировались в субаквально-субаэральных условиях и представляют переходящие между флювиогляциальными дельтами и зандрами образования (Карукяпп, Мийдел, 1972).

Если рельеф создал предпосылки для свободного растекания талых вод у края ледника и приносимые осадки отлагались в субаэральных условиях, то формировались **зандры**. В Эстонии это происходило лишь местами во время дегляциации южной части республики, когда многие древние долины (Пиуза, Вяйке-Эмайыги, Гауя и др.) хорошо дренировали расположенную перед ледником территорию. Поэтому ограниченные по площади зандры распространены только на склонах возвышенностей Южной Эстонии (Hang, Lepasepp, 1961; Hang, Karukäpp, 1979). Для Южной Прибалтики, наоборот, обычны зандры и довольно редки флювиогляциальные дельты (Микалаускас, 1976; Юргайтис, Микалаускас, 1982).

В Выруско-Харглаской ложбине и в ряде долин Южной Эстонии в позднеледниковое время образовались **песчано-гравийные террасы**, не содержащие растительных остатков и прослоек органических отложений. Это послужило основанием считать рассматриваемые террасы как флювиогляциальные (Мийдел, Таваст, 1981). Однако следует отметить, что отличить флювиогляциальные террасы от древнеаллювиальных трудно и четкие критерии для этого не разработаны.

При определении и классификации водноледниковых образований обычно учитываются положительные формы рельефа, а также состав и характер залегания отложений. До сих пор мало изучены отрицательные формы флювиогляциальных комплексов, а также текстуры и формы, созданные эрозией флювиогляциальных потоков. Также мало известны ход и неизбежные последствия инверсионных процессов в результате формирования всех зафронтальных форм ледникового рельефа. По этой причине не всегда удается придерживаться критериев классификации, которые учитывали бы динамическое состояние среды формирования (в данном случае характер и скорость стока талых ледниковых вод).

Все вышеописанные типы и подтипы флювиогляциальных образований являются членами одного непрерывного генетического ряда. Помимо выделенных в данной классификации наиболее характерных типов флювиогляциальных образований, имеется немало переходных и смешанных. Поэтому неизбежно, что любая классификация генетических типов ледниковых отложений и форм рельефа остается в какой-то мере условной и неполной.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Аболтыньш О., Микалаускас А., Раукас А. Морфогенетическая классификация префронтальных водно-ледниковых образований на примере материалов Прибалтики. — В кн.: Префронтальные краевые ледниковые образования. Вильнюс, 1974, 25—31.

- Асеев А. А., Маккавеев А. Н.* Классификация ледникового рельефа покровного оледенения. — Геоморфология, 1982, 4, 23—29.
- Гуделис В. К.* К вопросу о терминологии и классификации краевых ледниковых образований материкового оледенения. — В кн.: Труды Комиссии по изучению четвертичного периода, 21. М., 1963, 84—91.
- Карукяпп Р. Я., Мийдел А. М.* О строении и особенностях формирования некоторых типов предфронтальных краевых ледниковых образований Северной Эстонии. — В кн.: Региональные исследования ледниковых образований. Материалы IV всесоюзного межведомственного совещания по изучению краевых образований материкового оледенения. Рига, 1972, 86—103.
- Карукяпп Р.* Особенности формирования ледникового рельефа Карулаской возвышенности. — Изв. АН ЭССР. Хим. Геол., 1975, 24, 145—151.
- Карукяпп Р. Я.* Морфологические особенности камовых полей на ледниковых возвышенностях Эстонии. — В кн.: Строение и формирование камов. Таллин, 1978, 84—91.
- Мейронс Э. В.* Рельеф Латгальской возвышенности и сопредельных районов Восточно-Латвийской низменности. — В кн.: Вопросы четвертичной геологии, 8, Рига, 1975, 48—81.
- Мийдел А., Таваст Э.* Развитие речной сети в Псковско-Чудской впадине. — В кн.: Донные отложения Псковско-Чудского озера. Таллин, 1981, 143—152.
- Микалаускас А. П.* Флювиогляциальные равнины Литвы. — В кн.: Geographia Lithuanica. Вильнюс, 1976, 27—33.
- Раукас А., Ряхни Э., Мийдел А.* Краевые ледниковые образования Северной Эстонии. Таллин, 1971.
- Раукас А.* О составе и текстурах приледниковых флювиогляциальных отложений Эстонии. — В кн.: Предфронтальные краевые ледниковые образования, Вильнюс, 1974, 137—145.
- Раукас А.* Плейстоценовые отложения Эстонской ССР. Таллин, 1978.
- Раукас А., Конт А.* Вопросы формирования и классификации камов. — В кн.: Строение и формирование камов. Таллин, 1978, 5—9.
- Ряхни Э.* О морфологии озера в пределах Пандивереской возвышенности Эстонской ССР. — Тр. Ин-та геол. и геогр. АН ЛитССР, 1957, 4, 363—369.
- Ряхни Э.* О камах Северной Эстонии. — В кн.: Литология и стратиграфия четвертичных отложений Эстонии. Таллин, 1965, 45—56.
- Ряхни Э. Э.* Озы и краевые образования последнего оледенения Пандивереской возвышенности (Эстонская ССР). Автореф. канд. дис. Таллин, 1967.
- Шанцер Е. В.* Очерки учения о генетических типах континентальных осадочных образований, вып. 161, М., 1966.
- Юозапавичюс Г. А., Юргайтис А. А., Зимкуте Ю. З.* Особенности литогенеза отложений краевых флювиогляциальных гряд и их значение при палеогеографических исследованиях. — В кн.: Геология плейстоцена Северо-Запада СССР. Апатиты, 1981, 23—30.
- Юргайтис А.* Генетическая классификация флювиогляциальных отложений. — В кн.: Слоистые текстуры флювиогляциальных отложений Прибалтики. Вильнюс, 1982, 4—8.
- Юргайтис А., Микалаускас А.* Закономерности распространения и условия залегания флювиогляциальных отложений. — В кн.: Слоистые текстуры флювиогляциальных отложений Прибалтики. Вильнюс, 1982, 8—22.
- Gripp, K.* Hochsander — Satzmoräne-Endmoränenvertreter. — Z. Geomorphol., 1975, 19, 490—496.
- Hang, E., Lepasepp, V.* Haanja ja Otepää kõrgustiku geomorfoloogiast. — ENSV TA Geoloogia Instituudi uurimused, 1961, 7, 69—76.
- Hang, E., Karukäpp, R.* Otepää kõrgustiku pinnavormistik. — Rmt.: Eesti NSV saar-kõrgustike ja järvenõgude kujunemine. Tallinn, 1979, 42—63.
- Lundqvist, J.* Morphogenetic classification of glaciofluvial deposits. — Sver. geol. unders., 1979, ser. C, 767.
- Löökene, E.* Mandrijää servamoodustistest, fluvioglatsiaalsetest setetest ja mandrijää taandumisest Sakala kõrgustiku põhja- ja keskosas. — Rmt.: Geoloogiline kogumik. Tartu, 1961, 84—105.
- Niewiarowski, W.* Kemu okolic Leningradu i próba porównania ich z kemami polskimi. — Przegl. Geogr., 1961, 33, 443—476.
- Raukas, A., Rõuk, A.-M.* Pinnavormide geneetilise klassifitseerimise printsiipidest ja liustikutekkeliste ning liustiku sulamisvee tekkeliste pinnavormide morfoloogiline liigitus. Tallinn, 1977, 36—42.

Тартуский государственный университет

Поступила в редакцию  
22/V 1984

Институт геологии  
Академии наук Эстонской ССР



V. KALM, Reet KARUKÄPP, A. RAUKAS

## FLUVIOGLATSIAALSETE SETETE GENEETILISEST KLASSIFIKATSIOONIST

Arvestades fluvioglatsiaalsete setete ja pinnavormide uurimise uusimaid saavutusi ning lähtudes nende kujunemise geoloogilistest ja paleogeograafilistest iseärasustest Põhja-Baltikumis, on välja töötatud nimetatud setete uus geneetiline klassifikatsioon (joon. 1). Fluvioglatsiaalsed setted ja neile vastavad pinnavormid on jaotatud kolmeks geneetiliseks tüübiks: 1) liustikuservatagusteks, 2) liustikuservaesisteks e. frontaalseteks ja 3) liustikuvälisteks.

Liustikuservatagused setted ladestusid sulamisvete vooluteedes ja tühimikes liustiku sees, liustikuservaesised vahetult vooluvete väljumiskohas liustiku serva läheduses ning liustikuvälised kaugemal, jääst vabanenud aladel. Sõltuvalt sellest, kas lõhed, kanalid, tunnelid, tühemed ja teised setete kuhjumise kohad paiknesid liustiku pindmises kihis, liustikukeha sees või pealt suletuna selle alumises kihis, ulatudes aluskivimiteni, eristatakse liustikuservataguste setete geneetilises tüübis liustikupealsete (supraglatsiaalsete), liustikusiseste (intraglatsiaalsete) ja liustikualuste (subglatsiaalsete) setete geneetilisi alltüüpe.

Liustikuservataguste setete geneetilise tüübi moodustavad lõhe tüüpi radiaal- ja põikooside ning möhnade setted. Deltade ühinemisel kujunenud radiaal- ja põikooside setted kuuluvad liustikuservaesiste setete geneetilisse tüüpi. Siia tuleb lugeda ka ooside ja väiksemate kõrgendike nõlvade ning liustikuserva vahel ladestunud möhnaterrasside setted. Liustikuväliste setete geneetilise tüübi moodustavad fluvioglatsiaalsete deltade, fluvioglatsiaalsete terrasside ja sandurite setted.

V. KALM, Reet KARUKÄPP, A. RAUKAS

## ON THE GENETIC CLASSIFICATION OF FLUVIOGLACIAL DEPOSITS

Taking into account the newest achievements in exploring the fluvioglacial deposits and relief forms and proceeding from the formation of their geological and paleogeographical character in the North-Baltic region, the authors have worked out a new classification of the above-mentioned deposits (Fig. 1). The fluvioglacial deposits and the relief forms are divided into three genetic types: 1) englacial, 2) frontal and 3) extraglacial ones.

The englacial deposits were formed in the stream channels of meltwater and in glacier cavities. The frontal formations were deposited directly in the place of issue, near the edge of the glacier. The extraglacial deposits occurred farther, under periglacial conditions. According to the place of their deposition in the glacier, the sediments of the englacial type can be further classified into supraglacial, intraglacial and subglacial formations.

The englacial deposits are represented by radial and marginal eskers and kames. The sediments of the radial and marginal eskers were formed as small fluvioglacial deltas; the kame-terraces belong to the frontal genetic type.

Outwash plains, fluvioglacial deltas and fluvioglacial terraces were formed in extraglacial conditions.