

В.А. ОБРУЧЕВ

ПРИЗНАКИ ЛЕДНИКОВОГО ПЕРИОДА В СЕВЕРНОЙ И ЦЕНТРАЛЬНОЙ АЗИИ (Исторический очерк и сводка наличных данных)

Вопрос о прежнем оледенении северной половины Азии, более или менее аналогичном оледенению Европы и Северной Америки, возник более 60 лет тому назад, но до недавнего времени оставался спорным. Мнение о возможном оледенении Сибири высказывали впрочем еще раньше Эйхвальд и К. Гревингк, последний - на основании наблюдений Шварца; но, согласно взглядам того времени, он предполагал покрытие всей страны морем, по которому носились ледяные глыбы, оставлявшие, при таянии, эрратические валуны даже на самых высоких точках современного рельефа [*Гревингк, 1864*, стр. 154, 155]. А. Миддендорф же указывал, что следов ледникового периода в средней Сибири нет, а эрратические валуны Таймырского края объяснял заносом на льдинах с Полярного моря. Первым исследователем, правильно поставившим вопрос об оледенении Сибири, является П.А. Кропоткин, опередивший большинство своих современников в отношении понимания ледникового периода. В 1865 г., попав впервые в высокогорную местность Восточного Саяна, он уже обратил внимание на некоторые явления, которые отнес на счет деятельности прежних ледников, именно: два ряда острореберных глыб, нагроможденных в беспорядке, на левом склоне долины р. Иркута выше караула Туран, параллельные борозды на площадках гранита на гольце Нуху-Дабан и многочисленные крупные валуны и глыбы гранита на высоте 1220 м, рассеянные по поверхности лавы на дне ущелья р. Джунбулак [*Кропоткин, 1867*, стр. 29,34 и 70,71].

В 1866 г. во время Олекминско-Витимской экспедиции П.А. Кропоткин видел в разрезах открытых работ на Тихоно-Задонском прииске на р. Ныгри отложения, которые признал ледниковыми, хотя во всей горной стране между Нижним Витимом и Леной современных ледников нет. В отчете об Экспедиции он посвятил целую главу вопросу, распространялись ли ледниковые явления на Сибирь и подробно описал разрезы на приисках по рр. Ныгри и Хомолхо; доказательствами ледникового генезиса части наносов он считал: 1) толстые пласты ила с редкими камнями и без органических остатков; 2) валуны больших размеров (более 50 куб. м), непосильные воде; 3) меньшие валуны с отполированными и изборожденными поверхностями; 4) присутствие валунов горных пород, не входящих в состав бассейна этих рек, т.е. явно эрратических, занесенных через водоразделы из соседней местности, где эти породы залегают. П.А. Кропоткин привел рисунки как наносов, так и крупных валунов со шрамами и полировкой. Рассмотрев

вопрос о возможности заноса этих валунов речным или морским льдом и отвергнув то и другое, он высказал убеждение, что в постплиocene ледники, покрывавшие соседние горы, спускались в долины Ныгри и Хомолхо.

Не ограничиваясь этими данными, П.А. Кропоткин привел ряд наблюдений из других частей Сибири, виденных им, именно нахождение эрратических валунов в разных местах, куполовидных вершин и бараньих лбов в Восточном Саяне, в Олекминско-Витимской горной стране и в Баргузинской тайге, а также «второстепенные признаки» оледенения - обилие высыхающих озер в хребтах и на плоских возвышенностях Восточной Сибири, присутствие лёсса, который он считал пролювием ледниковой грязи, и замечательную округленность гольцов. В дополнение к своим данным он привел наблюдения А. Эрмана над эрратическими валунами в хребтах Становом и Л. Шварца в Западном Саяне. В заключение П.А. Кропоткин рассмотрел вопрос, при каких условиях ледники могли существовать в Сибири; он считал необходимым не низкую годовую температуру, а большее количество осадков; доказательствами прежнего более влажного климата Сибири он считал бореальную трансгрессию на Енисее, затопление Барабинской степи и Обской низменности, громадную цепь озер вдоль южной окраины Гоби и следы существования моря в Арало-Каспийской впадине. Поэтому он пришел к выводу, что сплошной ледниковый покров занимал все Витимское плоскогорье, Олекминско-Витимскую горную страну, Северо- и Южно-Муйские хребты и Саянское плоскогорье. В Олекминской тайге ледники спускались до абс. высоты 630 м [*Кропоткин, 1873*].

Как мы увидим далее все эти предположения П.А. Кропоткина подтвердились новейшими исследованиями, хотя долгое время оспаривались или игнорировались большинством геологов, работавших в Сибири.

Необходимо еще напомнить, что П.А. Кропоткин, вернувшись из Сибири, побывал в Финляндии для изучения следов оледенения и написал целую книгу о ледниковом периоде, в которой привел многочисленные доказательства в пользу гипотезы континентального ледникового покрова в то время (1876 г.), когда и в Западной Европе эта гипотеза далеко еще не получила общего признания [*Кропоткин, 1876*].

Отмечая слабую изученность Сибири, П.А. Кропоткин обращал внимание будущих исследователей на необходимость изучения четвертичных наносов.

Его отчет об Олекминско-Витимской экспедиции был издан в 1873 г., т.е. более полувека тому назад вопрос о прежнем оледенении Сибири был правильно поставлен проницательным наблюдателем природы.

В то же время, в 1871 г., А.Л. Чекановский, изучавший геологическое строение южной части Иркутской губернии, обнаружил следы оледенения в верхнем течении р. Иркуты у Хангинска и ниже на склоне г. Мунку-Сардык и в нескольких местах своего отчета определенно говорит, что это - результаты деятельности глетчеров; в том же отчете, описывая экскурсию 1869 г. в Хамар-Дабан, он указал, что и эта горная страна носит признаки последствий ледникового действия, разрушительного на высших пунктах, созидательного на более низком уровне. В общих выводах он говорит, что конец периода вулканических излияний составляет начало ледникового периода Саяна, в течение которого формы рельефа страны действием глетчеров изменились значительно и на большие расстояния; следы этих изменений, немногочисленные на уровне оз. Байкала, обильные на гольцах Саяна, не достигают высоты Мунку-Сардыка. В известном фазисе ледникового периода, быть может при сокращении глетчеров, в долинах, не исключая и Байкальской, образовались более или менее мощные толщи, обилующие обточенной галькой; размыв значительных размеров последовал за образованием этой толщи и отчасти уничтожил ее. К концу или непосредственно после ледниковой эпохи окрестности южной оконечности Байкала на значительное расстояние были покрыты водой [*Чекановский, 1874*, стр. 227, 364, 367, 369-372, 378, 383, 388, 392, 395, 397]. Следовательно, и этот геолог, одновременно с П.А. Кропоткиным, признал обширное

развитие ледников в районе Восточного Саяна и наметил даже в кратких чертах, но правильно, историю ледникового периода.

Одновременно на юго-западе Сибири третий проницательный исследователь Е.П. Михаэлис собрал доказательства прежнего развития ледников в хребте Тарбагатае, ныне лишенном их, и в Сауре, где еще существует оледенение в группе Мус-Тау. Он описал толщи валунных глин, конечные морены, поля эрратических валунов и высказал мнение, что ледники, оставившие эти следы, существовали в то время, когда Балхаш-Алакульская впадина была еще занята морем, и поэтому в соседних горах выпадало гораздо больше дождей и снега, чем в настоящее время [*Михаэлис, 1874*]. Еще раньше, в 1863 г., путешественники К. Струве и Г. Потанин заметили в горах Сары-Тау к юго-западу от оз. Марка-Куль в Южном Алтае, ныне лишенных ледников, параллельные ряды бесчисленных обломков гранита, утолщавшиеся к нижнему концу или загибавшиеся дугообразно или соединявшиеся друг с другом посредством дугообразного вала; они правильно признали их за морены ледников, больше чем на половину замаскированные дерном и поросшие кустами вереска и *Saxifraga sibirica* [*Струве и Потанин, 1867*, стр. 418, 419]. Казалось бы, что после этих первых правильных шагов по изучению следов оледенения, сделанных пятью исследователями в четырех различных частях Сибири, вопрос о ледниковом периоде в Северной Азии нуждался только в дальнейшей разработке на основании более тщательных и всесторонних наблюдений. К сожалению, он замер на целых 30 лет благодаря отрицательному отношению метеоролога А.И. Воейкова и геолога И.Д. Черского.

Первый в 1881 г. на основании метеорологических данных доказывал, что климат внутренней нагорной и Восточной Азии крайне неблагоприятен для развития ледников, в западной части вследствие сухости, в восточной - благодаря режиму муссонов, приносящих осадки в теплое время в виде дождя. Поэтому, допуская даже в случае поднятия уровня моря на 200 м и затопления низменностей Западной Сибири и крайнего севера Восточной, образование ледников в Саяне, Байкальских горах и Олекминско-Витимских цепях, он считал, что по крайней мере с плиоцена в Северной Азии не было условий, благоприятных для большого развития ледников, а тем более - обширных материковых покровов, подобных гренландским, предполагаемых в Северной Европе и Северной Америке [*Воейков, 1881*].

И.Д. Черский в 1882 г. подверг обстоятельной критике некоторые признаки оледенения Сибири, приведенные Кропоткиным, именно округленные формы гор, цирки и неслоистые наносы. Он доказывал, что первые создаются процессами выветривания и размыва без всякого участия льда, так что не могут служить признаками оледенения; цирки в верховьях речных долин развиваются отступающей назад эрозией, а острые гребни и крутые склоны их представляют результат растрескивания и распада, причем потоки, стекающие с гребней в цирк, уносят все мелкие продукты; неслоистый несортированный нанос с остроугольными глыбами может образоваться у подножья скалистого берега озера и при осушении последнего имитирует боковую морену; также формы некоторых перевалов и загибы голов пластов, приводимые Кропоткиным, не являются безусловными признаками оледенения. Черский критиковал также следы оледенения, описанные А.Л. Чекановским из районов Саяна, Мунку-Сардыка и Хамар-Дабана, признал их неубедительными и в общем пришел к выводу, что, вопреки мнению П.А. Кропоткина, от меридиана Хангинска в долине р. Иркутка на западе и до меридиана р. Дзелинды бассейна р. Верхней Ангары на востоке, а на юг до монгольской границы нет доказанных следов оледенения; он присоединился к мнению А.И. Воейкова о причинах отсутствия этих следов [*Черский, 1882*, стр. 1].

Благодаря авторитету этих двух ученых большинство исследователей, работавших в Сибири в последние два десятилетия XIX века и в первое десятилетие XX века считали вопрос о возможном обширном оледенении Сибири решенным безусловно отрицательно и поэтому или совсем не обращали внимания на признаки былого оледенения или

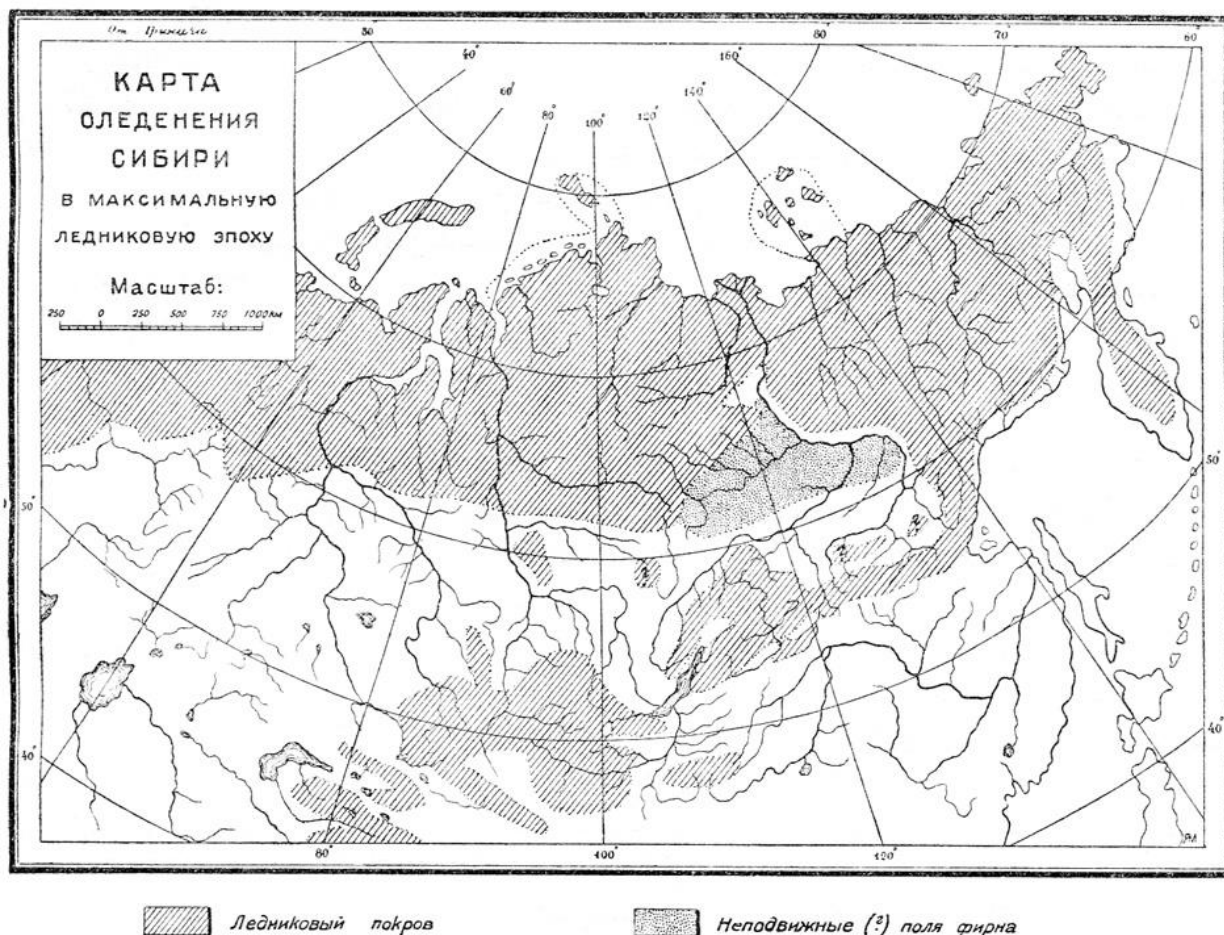
объясняли их деятельностью других сил природы. Тот же отрицательный взгляд на возможность ледникового покрова в Северной Азии укрепился и в западноевропейской литературе; в учебниках геологии и в разных статьях и книгах о ледниковом периоде можно встретить до самого последнего времени утверждение, что континентальный климат Сибири не допускал обширного оледенения. Например, в руководстве Ф. Шаффера 1924 г. сказано, что вся северная Азия, благодаря сухому климату не имела ледникового периода, хотя Тянь-Шань, Алтай и Байкальские горы подверглись сильному оледенению [*Schaffer, 1924*]. На карте в руководстве В. Саломона 1926 г. ледниковый покров показан только от Урала до Обской губы [*Salomon, 1926*]. А.П. Колеман в своем труде 1926 г. о современных и древних ледниковых периодах уделил Сибири только несколько строк и говорит, что отсутствие обширного ледникового покрова в этой стране аналогично таковому же явлению в Аляске и территории Юкона; северные центральные равнины Азии избегли оледенения потому, что защищены от ветров, приносящих влагу, тогда как в Европе и Северной Америке они открыты со стороны Атлантики. На карте плейстоценового оледенения он показал ледниковый покров только на севере Таймырского полуострова и маленькими пятнами в Становом хребте, Олекминско-Витимских горах и Сихота-Алине (?) [*Coleman, 1926*, стр. 39].

Даже для Алтая, единственной части Сибири, имеющей многочисленные и большие ледники, вопрос о прежнем более значительном оледенении потребовал более 70 лет для своего решения в положительном смысле. Хотя уже А. Эрман, Гельмерсен и П. Чихачев в первой половине XIX века отметили присутствие эрратических валунов, а Геблер нашел старую морену ниже конца Катунского ледника, и Г. Щуровский говорил о кучах песка и валунов, залегающих на весьма значительной высоте по берегам многих рек и о гранитных валунах среди сланцевых гор [*Щуровский, 1846*], но правильного объяснения этих явлений они не дали. Значительно позже Б. Котта утверждал даже, что вне пределов современного незначительного оледенения Алтая нет ледниковых отложений, и, следовательно, эти горы не имели ледникового периода, сравнимого с европейским [*Cotta, 1871*]. Небольшие заметки Е.П. Михаэлиса [*Михаэлис, 1914*] и А. Бяловесского [*Bialoveski, 1914*], напечатанные в 1886 и 1887 гг. в английском журнале, не обратили на себя внимания русских геологов, хотя второй автор говорил о многочисленных и разнообразных следах обширного ледникового покрова в центральном и южном Алтае. Так же незаметно прошло и сообщение Н.А. Соколова в Географическом обществе о признаках более обширного развития ледников в центральном Алтае в виде морен, полированных и курчавых скал и эрратического валуна гранита на водоразделе Ануя и Чарыша, уже в отрогах северного Алтая [*Соколов, 1887*]. Даже в 1896 г. Н.А. Соболев в большой статье о Русском Алтае только вскользь упомянул о прежнем сильном оледенении его, неправильно ссылаясь на предшественников и мало опираясь на свои наблюдения [*Соболев, 1896*]. И только исследования ботаника В.В. Сапожникова в конце XIX века положили начало повороту мнений в отношении прежнего оледенения Алтая, хотя еще в 1907 г. геологи Геологической части Кабинета считали, что ледниковый период для этой горной страны не доказан [*Яковлев, 1907*]. Но отрицание ледникового периода в Сибири, несмотря на накопление доказательств сильного оледенения, продолжалось и позже; достаточно упомянуть А.К. Мейстера, старавшегося объяснить следы оледенения в Олекминско-Витимской горной стране оползнями и грязевыми потоками еще в 1914 г. [*Мейстер, 1914*]. И даже теперь находятся скептики, которые придают больше значения теоретическим соображениям А.И. Воейкова о неизменности континентального климата Северной Азии и рассуждениям И.Д. Черского, никогда не выдавшего современного ледника и его отложений, чем доказательствам, которые дает сама природа Сибири в самых разнообразных местах.

Поэтому нельзя не приветствовать инициативу Четвертичной комиссии Академии Наук, решившей посвятить ряд заседаний этому наболевшему вопросу; будем надеяться,

что этим будет положено начало систематическому изучению четвертичных отложений этой обширной и разнообразной по рельефу части Союза.

После этого введения переходим к обзору того материала, который собран до настоящего времени в отношении прежнего оледенения отдельных районов. Материал этот не мал, но очень различного качества. Не вдаваясь в детали, я хочу дать общую характеристику состояния наших сведений об оледенении Сибири, распределив их по поясам в широтном направлении, подвигаясь в каждом поясе от запада к востоку.



Фиг. 1.

В северном поясе, до $60-61^{\circ}$ с.ш. приблизительно, мы находим на западе следы уральского ледника, обнаруженные Е.С. Федоровым в 1886 г.; к подножию Урала примыкает холмистая полоса, доходящая до $62,25^{\circ}$ с.ш. и имеющая здесь до 6 км ширины, но расширяющаяся на север. С востока ее ограничивает равнина, но затем, уже в 30 км от Урала, по правому берегу р. Лепли на ССВ тянется широкий и высокий увал из неслоистой песчаной глины и глинистого песка с большим количеством валунов уральских пород в 1.5-2 м, иногда до 6 м в диаметре; это, очевидно, конечная морена ледника [Федоров, 1887], Позже Я.А. Макеров нашел валунные отложения у Самарова близ впадения Иртыша в Обь [Макеров, 1891], т.е. уже в 450 км от Урала, а Н.К. Высоцкий проследил их распространение по левому берегу р. Оби до Обдорска; они представляют неслоистую грубопесчаную глину, мощностью от 4 до 40 м, с линзами песка и неравномерно рассеянными глыбами, валунами и галькой, диаметром до 2 м иногда до 4 м, уральских пород с полировкой и шрамами. Севернее Сурейских юрт до Обдорска поверх этой глины лежат еще слоистые пески, а южнее до Самарова - перемежаемость песков с 2-3 горизонтами валунной глины, достигающими от 1 м до 10 м

мощности [*Высоцкий*]. По словесному сообщению того же геолога валунные отложения распространяются на юг до Тобольска. Высокий правый берег Иртыша у Сатарова и Оби у Елизарова, Троицкой, Кондинской, Сосновских юрт наблюдал также Р. Полэ, который указывает его состав из белого и желтого слоистого песка, упоминая валуны не очень обильные у Сатарова, и прослой гальки и гравия у Малого Атлыма; многочисленные валуны он видел также у Обдорска, где на поверхности «высокой» тундры поднимаются местами песчаные холмы в несколько метров высоты [*Pohle, 1918*].

Промежуточное пространство между увалом, открытым Федоровым, и моренами берега р. Оби, по наблюдениям Б.Н. Городкова и С.С. Неуструева, представляет в Березовском округе мелкохолмистый неправильный рельеф, т.е. моренный ландшафт. Южнее Березова высокие песчаные холмы и увалы пересекают р. Обь; Б.Н. Городков считает их моренами второго оледенения, а морены у Самарова относит к первому [*Городков и Неуструев, 1923*]. Холмистый рельеф, обусловленный множеством увалов преимущественно широтного направления, нередко усеянных крупными валунами, описал А.А. Дунин-Горкавич [*1904; 1910*] в юго-западной части Березовского уезда. Следовательно, уральский ледник в эпоху максимального оледенения доходил может быть до Тобольска на Иртыше и наверно до Самарова на Оби, достигая здесь 450 км длины, а севернее, где Обь приближается к Уралу, переходил через нее на правобережье в бассейны рр. Казым и Полуи. Конечные морены, открытые Е.С. Федоровым в 30 км от Урала, вероятно, принадлежат последней эпохе более слабого оледенения (вюрм). Нужно заметить, что Д.А. Драницын предполагал распространение уральского ледника в эпоху максимального развития еще гораздо дальше на восток, именно в западную часть Нарымского края, где он в бассейнах левых притоков р. Оби - Парабели и Васюгана (по рр. Кенге и Чижакке) нашел сгруженные массы галек и валунов всех сортов и величин и думал, что это наиболее древние морены уральского ледника, размывые водами ледника более поздней эпохи, доходившего только до Самарова [*Драницын, 1915*]. Но помимо того, что эта местность отстоит от Самарова по прямой линии на 600-700 км, т.е. что мы получаем для уральского ледника уже мало правдоподобную длину в 1050-1150 км, состав валунов и гальки здесь иной; отсутствуют характерные для Урала перидотиты, пироксениты, змеевик и амфиболиты, и преобладают кварциты, гранодиориты, порфиры, порфириты, песчаники, кремнеземные породы, вообще породы сибирских гор. На это указал Я.С. Эдельштейн в своем очерке геологии западносибирской равнины [*Эдельштейн, 1925-1926*, стр. 43]. О возможном происхождении отложений Нарымского края, требующих более детального исследования, мы скажем ниже.

Правобережье р. Оби, обширное пространство между средней и нижней Обью и нижним Енисеем, принадлежит к наименее исследованным районам Сибири; скудные данные о нем большей частью собраны не геологами, и вместо сплошной равнины, которую предполагали прежде, здесь оказался холмистый ландшафт, перемежающийся с равнинами. Дунин-Горкавич видел его в бассейнах рр. Югана, Балыка и Салыма южнее р. Оби и описывает также «материк», т.е. более возвышенные местности, по рр. Казыму, Назыму, Лямину, Агану и Ваху севернее р. Оби, которые возвышаются над долиной рек на 20-40 м и большей частью покрыты строевым лесом; в верховьях рр. Надыма и Казыма он видел на тундре отдельные «громadne» сопки до 6 м вышины. Камни он указывает только на переборах (т.е. быстринах) Назыма, камни до 0.35 м и пороги по Казыму (изредка), в прочих местах упоминает только пески [*Дунин-Горкавич, 1904; 1910*]. В устье р. Таз и на берегах Тазовской губы Р. Полэ видел обрывы «высокой» тундры, сложенные из песков и глины, но только в ур. Халмер-Сидэ нашел мелкую гальку; туземцы сообщили ему, что большие камни встречаются в воде и на берегу в 200 км выше по Тазу. Он «полагал, что вся местность к северу от полярного круга лишена валунов и занята отложениями бореальной трансгрессии, а ледниковые отложения ограничены полосой от 61° до полярного круга; он принимал одно оледенение (Урала) и одну трансгрессию [*Pohle, 1918*].

Б.Н. Городков, прошедший из Сургута к Тазовской губе и по рр. Пуру и Агану, наблюдал на юге моренный ландшафт южнее оз. Пяку-То и по р. Аган, где более низкие полосы песков тянутся по меридиану, а цепи более высоких, до 10-20 м, холмов в направлении СЗ; все холмы песчаные с небольшим количеством гальки. Севернее, на водоразделе Агана и Пура расположены сухие холмистые пески с обильной галькой и мелкими валунами, достигающие в высшей части 20-40 м отн. выс. Они простираются с запада на восток и, по словам самоедов, тянутся непрерывной полосой на восток в бассейн р. Вах и на запад до р. Торым-Яун. Б.Н. Городков считает их конечной мореной позднейшего оледенения; сильно размытые валунные суглинки первого оледенения он наблюдал южнее по левому берегу средней Оби и по среднему течению р. Вах. Еще севернее также встречались пески с галькой и валунами в ярах рек, а в низовьях Пура темно-серые валунные суглинки, которые Городков приписывает леднику, двигавшемуся с северо-востока из-за Енисея [*Городков, 1924*]. Г. Дмитриев-Садовников, проплывший с Б.Н. Городковым километров 200-250 вверх по р. Полуй, упоминает, что по правому берегу от самого устья тянется сплошная гряда увалов в 30-40 м высоты; по левому берегу более низкий материк начинается в 30-40 км. Выше Тай-Пугольских юрт на протяжении 10-15 км его сменяют боровые «острова», все понижающиеся (до 10 м и ниже), далее на левом берегу высот нет [*Дмитриев-Садовников, 1916*].

Полуостров Ямал, вытянувшийся от устья р. Оби, т.е. от полярного круга, до 73° с.ш., по данным Б.М. Житкова в центральной части поднимается до 80-90 м над уровнем моря и в ледниковый период мог быть самостоятельным центром оледенения, но следы последнего на нем пока неизвестны; рельеф местами холмистый с отн. высотами в 20-25 м и многочисленными озерами во впадинах; берега Обской губы и Карского моря часто представляют обрывы в 18-25 м высоты. В обнажениях видны только осадки морской трансгрессии - песчано-илистые и песчаные, местами только со скоплениями и прослоями гальки [*Житков, 1913*]. Ввиду отсутствия коренных пород ледник, покрывавший полуостров, не мог нести поверхностных и внутренних морен, а слабые поддонные, состоящие из взрыхленных напором льда более древних рыхлых наносов, легко могли быть переработаны волнами моря при последующей трансгрессии. Этим, может быть, объясняется отсутствие всяких следов оледенения, которое кажется нам обязательным в виду северного положения полуострова.

Ближе к р. Енисею местность, по-видимому, также представляет моренные ландшафты. К. Доннер, проехавший от Тазовской церкви (бывший г. Мангазея) вверх по р. Таз (зимой), упоминает о холмах среди тундры и о многочисленных озерах; на водоразделе между Тазом и Вахом он видел длинные цепи холмов, вытянутые с севера на юг [*Donner, 1926*]. Северная часть этой местности между Тазовской губой и низовьем Енисея представляет Гыданский (Ныдаямский) полуостров. Ф. Шмидт посетил его в 1866 г. в поисках мамонта и говорит, что местность между Енисеем и местом раскопок близ р. Гыда сложена из морских отложений бореальной трансгрессии, покрытых пресноводными осадками и лёссовидным суглинком; разрез в 4 м глубины дошел до глины с арктическими раковинами, покрытой глинистым песком с прослоями торфа; в нижнем слое этого песка были заключены кости и шерсть мамонта. Валунная глина отсутствует, и Ф. Шмидт говорит, что в Сибири, по-видимому, во время европейского ледникового периода климат был теплее, судя по распространению лесов дальше на север, чем теперь. Место раскопок находится немного севернее 70° с.ш. [*Schmidt, 1872*, стр. 31-33]. Но по данным последней экспедиции Академии Наук плоско-холмистая равнина Гыданского полуострова с массой неглубоких озер и болотистых впадин сложена осадками бореальной трансгрессии, покрытыми ледниковыми отложениями. Повышенный водораздел между Тазовской губой, заливом Гыда-Ям и бассейном р. Танам, впадающей в Енисей, имеет вид песчаных конечных морен с валунами сибирского происхождения, в том числе меловых песчаников с иноцерамами; экспедиция

считает эти морены синхроничными конечным моренам в низовьях рр. Оби и Мужей и верховьях р. Сосьвы [*Гыданская...*, 1928].

В общем есть основания предполагать ледниковый покров континентального типа на всем пространстве между средней и нижней Обью, Вахом и нижним Енисеем, но все дальнейшие вопросы о числе и границах оледенений, направлений движения и т.д. требуют новых подробных исследований. Высказанные некоторыми авторами гипотезы мы рассмотрим в заключительной части очерка.

По нижнему течению р. Енисея И. Лопатин во время Туруханской экспедиции видел много эрратических валунов, ошлифованных и изборожденных, а на р. Губа-Урек, впадающей в Енисейский залив, нашел бараний лоб со шрамами, покрытый глиной и песками с разнообразными валунами; некоторые ошлифованы и с бороздами [*Лопатин, 1897*].

К востоку от Енисея мы попадаем на *Таймырский полуостров*; здесь по пути с Дудинки к устью р. Таймыр А. Миддендорф заметил валуны разнообразных кристаллических пород, встреченных *in situ* только на крайнем севере; валуны заключены в глине, то буроватой и вязкой, то более песчаной и красной; более крупные валуны появились только с верховий р. Таймыр, а в особенном изобилии севернее хр. Бырранга. А. Миддендорф полагал, что они занесены на льдинах Ледовитого моря, покрывавшего весь полуостров, судя по распространению плавника и арктических раковин [*Миддендорф, 1860*].

Северную окраину Таймырского полуострова посетил еще Э. Толль в 1909 г. и указал на признаки оледенения в виде шрамов на утесах, морен и эрратических валунов и на позднейшую трансгрессию моря, создавшего террасы с морскими раковинами на высоте 5 м над современным уровнем, прислоненные к ледниковым отложениям [*Toll, 1902*].

О местности, расположенной южнее Таймырского полуострова, простирающейся на юг до Нижней Тунгуски и содержащей правые притоки последней и бассейны рр. Курейки, Котюя и Хэты, старые данные отсутствуют, если не считать упоминания Баклунда о моренном ландшафте между оз. Есей и Дудинкой и указания Островских на моренные образования в долине р. Медвежьей, правильность которого оспаривал И.П. Толмачев. Последний в этой местности, виденной им впрочем только зимой под снегом, ледниковых отложений не нашел [*Толмачев, 1912*]. Между тем географические карты показывают здесь обилие озер, многие из которых, судя по их узкой и длинной форме, должны представлять речные долины, углубленные льдом или перегороженные моренами; таковы озера по рр. Курейке, Котюю, Хантайке, Хэте, Бельдунчане. Абсолютная высота местности, достигающая в верховьях рек 1500 м, и северное положение ее (66-70° с.ш.), позволяет не сомневаться в сплошном оледенении по крайней мере ее высшей части; если судить по распределению указанных озер, то можно думать, что лед покрывал площадь не менее 400 км в длину и до 200 км в ширину, вытянутую с ЗСЗ на ВЮВ, а в эпоху максимального оледенения, вероятно, гораздо большую до Енисея на западе и Нижней Тунгуски на юге. Много новых данных об оледенении Таймырского края собрал во время нескольких экспедиций Н.Н. Урванцев. В 1919 и 1920 гг. в Норильских горах он видел рыхлые пески, песчаные глины и бурые ила с более или менее обильными валунами до 0.5 м и более, главным образом траппов, местных осадочных пород силура и пермо-карбона, но также эрратических - песчаников с иноцерамами, бурого угля и древесины. Но он сначала признал эти наносы осадками бореальной трансгрессии, а толщу неслоистых грязно-желтых глин с обломками траппа и местных осадочных пород, покрывающую среднюю часть района и местами даже поверхность плато и достигающую более 10-15 м мощности, он отнес к современному элювию и о следах оледенения не говорил [*Урванцев, 1921*]. Но после дальнейших исследований он напечатал заметку о сплошном оледенении Таймырского края севернее 63-64° с.ш. [*Урванцев, 1928*], а из подлежащего печатанию отчета сообщил мне следующее:

В пределах плато Бырранга и Центрально-Сибирского (т.е. между Нижней и Подкаменной Тунгусками) развиты трогообразные долины, шириной от 1-2 км и до 20-40 км при длине иногда в сотни километров; плато иногда сохранилось на высоте 300-400 м. Всюду распространены кары; общий рельеф тундры имеет ясные черты моренного ландшафта, лишь слегка затушеванного морской трансгрессией. В устьях ледниковых долин везде видны гряды конечных морен; последние встречены и вне пределов плато в виде гряд и увалов до 100-150 м вышины, прослеживаемых иногда на сотни километров по простиранию, близкому к широтному. Озера тундры и плато представляют два типа: мелкие, подпруженные моренами (оз. Пясино, Мал. Хантайское и др.), и глубокие и узкие в переуглубленных участках ледниковых долин, длиной до 100 км при ширине от 1-2 км до 15-20 км и глубине до 200 м (оз. Лама, Хантайское, Кэта, в верховьях рр. Курейки, Котуя, Хеты). Современные долины рек и речек имеют эпигенетические участки. Эрратические валуны и валунные суглинки распространены всюду, по Енисею до Подкаменной Тунгуски; мощность суглинков до 50 м и больше. В нижнем течении Верхнего Таймыра (выше впадения в оз. Таймыр) разрез представляет (сверху): 1) верхние валунные суглинки 9 м; 2) чистые пески с морскими раковинами 10 м; 3) иловатые пески с редкой галькой, валунами и раковинами 14 м и 4) нижние валунные суглинки 30 м. По тундре большей частью обнажены то верхние, то нижние валунные суглинки, так что осадки морской трансгрессии залегают то над ними, то под ними, что сначала смущает наблюдателя. В пределах плато Бырранга и Центрально-Сибирского толща валунных суглинков мощна и непрерывна, указывая на оледенение без перерывов.

Бараньи лбы со шрамами и курчавые скалы также встречаются в разных местах; направление шрамов указывает движение ледника на юг, юго-восток и юго-запад. Центров оледенения было несколько: Норильское плато, запад Бырранга восточнее р. Пясины, архипелаг Норденшельда, верховья Котуя и Курейки. В первую эпоху ледники образовали сплошной покров, доходивший на запад за Енисей, на юг до Подкаменной Тунгуски, на восток до р. Хатанги или дальше; мощность льда была не меньше 400-500 м. В эпоху трансгрессии покров разорвался, но на плато ледники сохранились и сгружали морены и айсберги в море. В последнюю эпоху ледники снова разрослись до 50-100 км и оставили на тундре морены. В послеледниковую эпоху валунные суглинки перекрылись озерными и тундровыми отложениями со стволами лиственницы, встреченными по Таймыру до $73^{\circ}10'$, т.е. на $1,5^{\circ}$ севернее современной границы, что указывает значительное потепление. Вторая трансгрессия моря не превышала 10-15 м, первая оставила осадки на нижнем Таймыре на высоте 90-100 м, на Норильском плато на 50-60 м. В Таймырском бассейне шрамы указывают на движение ледника с архипелага Норденшельда, и приходится предполагать значительные вертикальные перемещения в послеледниковое время, т.е. погружение страны на севере. В настоящее время море отступает, по сравнению со съемкой А. Миддендорфа поднятие составляет около 1 м за 8 лет. Сведения об оледенении долины р. Хантайки вниз от ее озер помещены уже в очерке этой местности в Изв. Геол. ком. [*Урванцев, 1929*].

Восточнее рассмотренной местности, *в бассейнах рр. Анабары, Оленка и Вилюя* вплоть до р. Лены положительных данных об оледенении нет. Э. Толль сообщал о нахождении настоящей морены под слоем вечного льда в Анабарской губе под 73° с.ш. [*Толь, 1897*], но И.П. Толмачев отрицает моренный характер этого наноса, сам же упоминает только о высоких террасах по верхней Хатанге, сложенных из материала с шлифованными и штрихованными валунами, как о псевдолодниковом образовании [*Толмачев, 1912*]. Но и в этой местности высота главных водоразделов в 600-800 м и до 1100 м и положение их под $68-72^{\circ}$ с.ш. позволяет не сомневаться в оледенении всей площади к северу от 65° в максимальную эпоху, в особенности если принять во внимание новейшие данные о высоте снеговой линии в ледниковый период в соседней к востоку стране за р. Леной. А.А. Григорьев полагает, что обширное плато северо-западной Якутии подвергалось оледенению того же характера, как и впадины северо-восточной горной

страны (т.е. Яно-Колымского края), в которых, по его мнению, залежали фирновые поля, лишённые движения; то же имело место и в Якутско-Виллюйской котловине [Григорьев, 1927]. Но если в последней возможно допустить накопление неподвижных фирновых полей, то относительно водоразделов, как бы они ни были широки и ровны, это предположение неправдоподобно, так как фирны, все более накапливаясь, в конце концов должны были дать начало ледникам. Поэтому более вероятно, что в максимальную эпоху вся площадь бассейнов Хатанги, Анабары и Оленека скрывалась под ледником континентального типа, спускавшимся также на южный склон хр. Виллюйского, тогда как южнее по долине р. Виллюя и на плоском Виллюйско-Ленском водоразделе могли залежать неподвижные фирны небольшой мощности. Отсутствие данных о конечных моренах и других следах оледенения скорее всего объясняется крайне слабой изученностью этого края.

К востоку от р. Лены в **Янско-Колымском крае** первые признаки древнего оледенения отметил в 1892 г. И.Д. Черский в хр. Улахан-Чистай, составляющем часть позже открытого громадного хребта, получившего имя этого исследователя. Он видел здесь мощный валунный нанос из несортированной смеси мельчайшего детритуса, дресвы, гальки и округленных валунов, упоминает также об острорёберных глыбах гранита до 2 м в диаметре среди сланцевых гор и о формах, напоминающих бараньи лбы [Черский, 1893]. Это все, что он заметил в районе, где новые исследователи обнаружили грандиозное оледенение. В хр. Верхоянском, также пересеченном И.Д. Черским в летнее время, где признаки оледенения прямо бросаются в глаза, он совершенно упустил их. Этот пример показывает, что на отсутствии всяких данных о прежнем оледенении в отчетах исследователей Сибири никак нельзя основывать вывод об отсутствии признаков оледенения, даже самых ясных и бесспорных.

Позже, Д.П. Севастьянов, геолог экспедиции Академии Наук для раскопок мамонта на р. Березовке, притоке р. Колымы, пришел к выводу, что вся область бассейнов рр. Яны, Индигирки и Колымы была покрыта сплошным ледниковым покровом; ледники двигались с юга на север и доходили до Новосибирских островов. В качестве признаков оледенения он указал: ископаемый лед, покрытый глиной с *Elephas primigenius* в береговых террасах почти всей Колымы и ее притоков Березовки, Омолона, Серенникана и др.; ледниковый ландшафт по р. Селеннях и на левом берегу Колымы ниже Среднеколымска; высокие речные террасы из песков, галечников и глин с остатками мамонта, развитые в верхнем течении Колымы и некоторых ее притоков и ледниковую скульптуру хр. Станового и его ветвей, хр. Верхоянского и Тас-Хаяхта - цирки, трюги, террасы оледенения [Севастьянов, 1912]. К сожалению, Д.П. Севастьянов ограничился докладом на Съезде Естествоиспытателей, очень кратким отчетом и нигде не описал свои наблюдения более подробно; они изложены очень кратко и может быть не вполне точно только в дневниках Съезда и в протоколах Академии Наук [Севастьянов, 1903].

Южные отроги восточного конца хр. Верхоянского пересекаются трактом Якутск - Охотск. А. Эрман, прошедший по нему в 1829 г., заметил по р. Анче, притоку р. Аллах-Юны, впадающей в Алдан, огромное количество валунов и глыб гранита, слагавших высокий вал вдоль реки, но лежавших также высоко на склонах гор, состоявших только из сланцев; количество и размеры валунов увеличивались вверх по долине, но выходы гранита оказались только за второстепенным водоразделом. Отметив это, А. Эрман говорит, что валуны попали в долину Анчи способом, независимым от современной речной сети. Для нас ясно, что он видел эрратические валуны и боковую морену большого ледника, переходившего через второстепенный водораздел. Подобное же явление он наблюдал по р. Хоинже, далее к востоку [Erman, 1838]. Интересно отметить, что геолог П.А. Казанский, прошедший тем же путем в 1912 г. и в то же время года, как А. Эрман (весной, но по снегу), никаких признаков оледенения не заметил [Казанский, 1913]. Долина р. Анчи в той части, по которой пролегает тракт, отстоит от главного водораздела

Верхоянского хребта на 100 км с лишком, что дает нам минимальную длину бывшего здесь ледника.

Новые и более точные данные об оледенении средней части этого хребта собрал А.А. Григорьев в 1925 г. на маршруте с Алдана в г. Верхоянск; он видел ледниковые кары, висячие долины, типичные трюги, многочисленные конечные и боковые морены. Оледенение он предполагает троекратное в связи с тремя эпохами поднятия: первое оледенение нашло еще третичную почти-равнину; второе имело скандинавский тип и было, по-видимому, более интенсивным, сильно сгладив следы, оставленные первым; конечные морены отлагались на равнине между передовой грядой Мольлёмгой и Алданом, т.е. ледники выползали далеко на подножие хребта и имели 200 км длины и более. Морены третьего оледенения, более слабого, лежат непосредственно к югу от первой цепи (хр. Якутского). Этим двум эпохам соответствуют высокие террасы речных долин на высоте 20-40 м (третьей) и 70-100 м (второй), представляющие днища ледниковых трюгов [Григорьев, 1926].

В восточной части хр. Верхоянского признаки грандиозного оледенения обнаружил С. Обручев в 1926 г. по двум маршрутам (из которых один совпадает с маршрутом И.Д. Черского, ничего не заметившего). На Алданском склоне, благодаря узким долинам и гребням цепей, оледенение имело альпийский тип, а на северном - скандинавский или даже материковый. Ледники спускались до абс. выс. 600-700 м и имели 100-150 км и больше длины. Во внутренней дуге хр. Черского, вблизи глубокого ущелья р. Индигирки, оледенение также было альпийское, а в стороне, на высоких нагорьях, скандинавское. Площади оледенения в обоих хребтах достигали по 300 км в ширину и в бассейне р. Эльги соприкасались. Трюги, кары, бараньи лбы, висячие долины, ледниковые озера, многочисленные морены (иные на высоте до 400 м над дном долин), террасы доледниковые в 100, 200, 300 и 350 м и послеледниковые в 30 и 35 м характеризуют ландшафт. Очень своеобразны висячие долины, параллельные главным, врезанные притоками главных рек на склонах их долин в то время, когда последние были еще заполнены мощными ледниками. В настоящее время, благодаря скудости зимних осадков, несмотря на низкую годовую температуру и широту 64-66°, в хр. Верхоянском, достигающем 2000-2500 м, нет ледников, а в хр. Черского, поднимающемся даже до 3000 м и выше, кое-где имеются небольшие висячие ледники [Обручев, 1927; 1927a]. По последним сведениям из экспедиции 1929 г. того же геолога ледник р. Хандыги (в самой восточной части хр. Верхоянского и на юго-западном склоне) спускался до высоты 200-250 м в долину р. Алдана; здесь при выходе р. Хандыги из гор, в пределах окраинной цепи, есть несомненные морены, бараньи лбы и ледниковые террасы. В связи с наблюдениями с аэроплана западнее Якутска С. Обручев полагает, что в максимальную эпоху оледенения ледники хр. Верхоянского выдвигались до самой р. Лены, покрывая Ленско-Алданскую плоскую возвышенность [Обручев, 1929].

Если ледники восточной части хр. Верхоянского доходили до р. Лены, покрывая Ленско-Алданское плато, то к западу от меридиана устья р. Алдана и далее до полярного круга, где водораздел хребта отстоит от берега Лены только на 100-120 км, ледники могли не только доходить до Лены, но даже переходить более или менее далеко на левый берег; может быть бесчисленные озера низменности низовой р. Вилюя расположены среди моренного ландшафта или обусловлены таянием ископаемого льда, остатками ледника.

Основываясь на этих данных, едва ли можно сомневаться, что и продолжение хр. Черского между Индигиркой и Колымой было покрыто громадными ледниками, как равно и восточный конец хребта между Колымой и Омолоном, что выяснит продолжающаяся экспедиция того же геолога, уже обнаружившая присутствие высоких горных цепей в бассейне р. Колымы. В последнем путевом отчете С. Обручев сообщает, что в хр. Тас-Кыстабыт оледенение захватывало весь хребет и даже его пьедестал - Нерскую впадину. В хр. Черского наиболее свежие следы на высотах свыше 1400-1600 м, но морены этого последнего оледенения расположены на высоте всего 100 м над

Колымой, т.е. на 400-500 м абс. выс. Предпоследнее же более сильное оледенение захватывало подножие гранитных цепей, и ледники, выходявшие из долин, сливались в общий шлейф, покрывавший пьедестал километров на 6 от массива; отдельные большие ледники выдвигались еще дальше. Следы этого оледенения сильно пострадали от размыва и встречаются гораздо реже. Вне пределов хр. Черского ледниковые формы удалось отметить только в 60 км ниже Сеймчана, дальше, по-видимому, распространялись только ледники самого древнего оледенения, следы которых в долине Колымы не сохранились; этому оледенению (материкового типа и первому из трех) можно приписать образование необычайного обилия озер к северу от 66-67° и к западу от Колымы [*Обручев, 1930*, стр. 575, 576)].

С полной уверенностью можно предположить и сильное оледенение хр. Колымского и Анадырского, т.е. восточной части внешней дуги (Верхоянской). Некоторые данные об оледенении южного склона хр. Колымского сообщил П.А. Казанский, нашедший валунные глины, похожие на моренные, в долине р. Эквы на Сивучьем полуострове Охотского побережья, залегающие террасообразно и изобилующие валунами преимущественно гранита [*Казанский, 1913*]. Западнее, по рр. Гусинке и Кухтую в бассейне р. Охоты, он встретил, начиная с абс. выс. около 300 м, огромные, большей частью гранитные валуны и валунные глины; тут же появляются многочисленные горные озера, и местность несколько напоминает ледниковый ландшафт Шотландии. П.А. Казанский думает, что здесь имеются настоящие ледниковые отложения, не доходящие на 100 км до берега моря [*Казанский, 1918*]. Это не противоречит его наблюдению по р. Экве почти на берегу моря, так как в бассейне р. Охоты и Кухтуя водораздел Колымского хребта отстоит дальше от моря километров на 100. В общем, судя по этим данным, ледники южного склона этого хребта имели до 200 км длины, спускаясь до абс. выс. 300 м на западе и почти до уровня моря, восточнее.

Плоская возвышенность *Ленско-Алданского водораздела* к югу и западу от низовой р. Алдана представляет бесчисленные озера и аласы - лишённые стока впадины, объясняемые оседанием почвы в связи с таянием масс ископаемого льда, залегающих среди четвертичных наносов. А.А. Григорьев, изучавший их, сообщает, что последние представляют слоистую толщу из галечника и крупного песка; переслаивание то правильное, то линзами; в песках часто диагональная слоистость; галька состоит частью из пород, чуждых хр. Верхоянскому, вероятно принесенных с верховий Алдана и с хр. Станового. Но в северо-восточной части плато верхняя часть толщи представляет мощные пласты очень крупного галечника с верхоянскими породами. На этой слоистой толще залегают неслоистый суглинок, содержащий массы льда в 25-30 м толщины и достигающий еще большей мощности. Эти ледяные массы А.А. Григорьев, на основании структуры льда, считает остатками фирна последнего оледенения, полагая, что в эту эпоху на плато лежали обширные неподвижные фирновые поля, заносившиеся пылью и илом как летними тальми водами, так и ветрами [*Григорьев, 1926; 1927*]. Но в таком случае граница вечного снега в эту последнюю эпоху должна была проходить ниже уровня плато, т.е. на абсолютной высоте около 100 м и приходится спросить, почему же ледники хр. Верхоянского остановились у его подножия, а не спускались на плато? В последнем случае эти ископаемые льды могли бы представлять оторвавшиеся при быстром отступании части ледников, так называемый мертвый лед (Toteis), который, например, в Германии, по новым данным, играл известную роль в создании послеледникового ландшафта. Против этого предположения говорит отсутствие валунных глин и вообще ледниковых отложений в составе наносов плато. А.А. Григорьев находит объяснение в условиях резко континентального климата Якутии (менее континентального, чем теперь), благодаря которому ледники не получали достаточного питания, чтобы выходить за пределы подножий и предгорий горных цепей, а впадины и равнины, хотя и лежавшие выше снеговой линии, получали еще меньше осадков, так что на них могли накапливаться

только небольшие толщи фирна, оставшиеся неподвижными [*Севастьянов, 1903*, стр. 47].

Относительно распространения ледников северного склона хр. Черского на севере наблюдений еще нет. Но северное положение всей местности (67-71°) и присутствие горных цепей и групп, достигающих 600-1000 м абс. выс. (хр. Куллар, Тас-Хаяхта, Полоусный, Пелевой, Алазейский, горы по Б. и М. Анюям) заставляет думать, что и здесь повсюду были свои центры оледенения, и возможно, что вся страна скрывалась под ледниковым покровом, как полагал Д.П. Севастьянов [*1912*], а еще ранее Э. Толль [*1897*]. А.А. Григорьев полагает, что обширные впадины и равнины этой местности были покрыты неподвижными фирновыми полями, таяние остатков которых в виде ископаемого льда обусловило образование многочисленных озерков и аласов, как на Ленско-Алданском плато; это мнение высказал ранее К. Воллосович, наблюдавший, что дно озер состоит из льда [*Воллосович, 1903*], а еще ранее Матюшкин, спутник Врангеля, описывая озера прибрежной полосы, указал, что уровень соседних озер иногда различный, т.е. что между ними нет подземного сообщения, а в плотинах между ними под тонким слоем чернозема залегает лед [*Севастьянов, 1903*, стр. 42)].

Этот ископаемый лед имеет также обширное распространение по побережью Ледовитого моря и на Новосибирских островах; к западу от Лены, в устьях Хатанги, Анабары и Оленека его наблюдали А.Л. Чекановский, Э. Толль и И.П. Толмачев, а к востоку от Лены и на островах - Бунге, Э. Толль, Ф. Матисен, Бруснев, К. Воллосович, Е.Ф. Скворцов, И.П. Толмачев, Майдель, Герц, Д.П. Севастьянов (последние трое в берегах рек значительно южнее); относительно генезиса этого льда были высказаны различные гипотезы. Не отрицая возможности более позднего образования ископаемого льда из снеговых сугробов, речных наледей и промерзших до дна озерков, спасшихся от таяния перекрытием наносами, а также современного образования ледяных жил и клиньев замерзанием талых вод, проникающих в трещины вечномерзлой почвы, приходится думать, что большинство масс ископаемого льда представляет продукт ледникового периода, частью в качестве мертвых льдов, оторвавшихся от ледников при их отступании, частью же в качестве остатков неподвижных фирновых полей. В пользу ледникового возраста этих льдов говорят остатки фауны и флоры, находимые очень часто в клинообразных и столбообразных массах слоистого наноса, залегающих среди льда, согласно наблюдениям Бунге, Толля, Воллосовича на Новосибирских островах, Толля, Матисена, Герца и Майделя в разных местах на материке. В береговых обрывах Ледовитого моря толща льда достигает, по Е.Ф. Скворцову, 15-17 м, иногда до 60 м мощности и местами представляет два слоя, разделенные толщиной глины с костями млекопитающих, особенно мамонта [*Скворцов, 1914*]. На Большом Ляховском острове К. Воллосович в обрывах также видел два слоя льда, разделенные отложениями грязевых потоков [*Воллосович, 1915*, стр. 320)] и относит их к двум эпохам оледенения; по его мнению лед представляет остатки снеговых сугробов. Э. Толль считал массы льда этого острова остатками материкового ледника, покрывавшего как эти острова, так и берега Сибири на всем протяжении от хр. Хара-Улах до Чаунской губы и на 200 км вглубь материка [*Толль, 1897*, карта)]. В пользу мнения Э. Толля говорят его наблюдения на Новосибирских островах, где ископаемые льды связаны с валунной глиной. На о. Котельном по р. Балыктах лед лежит на валунной глине в 1-2.5 м, подстилаемой третичными отложениями; на о. Фаддеевском повсюду залегает очень песчаный валунный суглинок, а на низменной южной части острова тянутся с севера на юг длинные холмы, похожие на озы или друмлины из гальки и валунов, источник которых Э. Толль находил в гранитных горах о. Большого Ляховского [*Толль, 1897*]. На о. Новая Сибирь видны то валунные пески с шлифованными валунами до 1 м в диаметре, лежащие на третичных осадках или на морской глине с *Yoldia*, то ископаемый лед в 17-20 м, покрытый соленосной морской глиной и местами спускающийся на дно моря. Кроме этих островов, с которых спускались ледники (на самом северном, о. Беннетта (77° с.ш.) ледники

существуют и теперь), центром оледенения должны были быть и высоты Святого Носа на берегу материка, достигающие почти 640 м; по Е.Ф. Скворцову, с приближением к ним появляется песок, затем мелкие камни, и склоны их усеяны бесчисленными камнями разной величины, между которыми трудно пробираться [Скворцов, 1914]. Таким образом несомненно, что часть ископаемого льда, во всяком случае те массы его, которые лежат вблизи возвышенностей, представляют остатки не фирновых полей, а ледников. Оледенение севера Яно-Колымского края было во всяком случае двукратное.

Об оледенении *Чукотскую полуострова* первые данные сообщил Мюир, предполагавший сплошной ледниковый покров, одевавший высоты берегов Берингова пролива [Muir, 1881]. Позже Даусон признал только ограниченное и чисто местное развитие ледников [Dawson, 1893], и к нему присоединился Богданович, изучавший берега полуострова в 1900 г. Между с. Уныын и мысом Мертенса он видел всхолмленные увалы песчаной глины с остроугольными камнями и крупными валунами, усеянные на поверхности огромными отторженцами. В области пролива Сенявина местность между горами представляет ледниковый ландшафт: среди каменистых увалов, усеянных отторженцами, рассеяны озера без стока на высоте около 120 м. Около с. Еуукан крупные валуны и обломки перемешаны в беспорядке в глинисто-иловатой массе и производят впечатление конечной морены ледника, стекавшего с высот мыса Дежнева. К. Богданович полагал, что во время ледникового периода Чукотский полуостров соединялся еще с Аляской, и суша простиралась на юг до о. Прибылова, на север до о. Врангеля и дальше; северная часть этой суши была покрыта массами материкового льда, а южная имела континентальный климат, более суровый, чем теперь, и ледники могли быть только в высоких горах. Образование Берингова пролива было последствием трансгрессии постплиоценового моря, и следы оледенения, которые К. Богданович наблюдал в Анадырском лимане и на берегах Чукотского полуострова, он относит не к ледниковому периоду, а к более позднему времени [Богданович, 1901]. Но из наблюдений на северных берегах Сибири мы знаем, что большая морская трансгрессия приурочена к эпохе между оледенениями; поэтому следы, которые К. Богданович наблюдал на берегах полуострова, правильнее отнести к последней ледниковой эпохе. Предпоследнее же оледенение (то, которое К. Богданович приурочивает ко времени до трансгрессии и образования пролива) было гораздо сильнее; судя по снимкам местности в его книге, с высот в глубине полуострова спускались огромные ледники, покрывавшие все более низкие горы, имеющие типично-округленные формы, тогда как долины корытообразны; надо льдом кое-где выдавались нунатаки в виде скалистых пиков с карами, выделяющихся до сих пор среди сглаженного ландшафта. Нужно заметить, что внутренняя часть полуострова, занятая более высокими горами, совершенно не исследована со времен путешествия Биллингса и Сарычева в конце XVIII века.

В *Анадырском крае* П.И. Полевой не нашел ясных признаков оледенения, кроме сглаженной формы гор и обилия озерных котловин в верховьях р. Анадырь на южном склоне одноименного хребта; но он оговаривается, что видел эту местность только зимой, когда снег скрывал все рыхлые отложения (добавим - скрывал также все мелкие неровности рельефа - эрратические валуны, морены, бараньи лбы). В районе Анадырского лимана, в хр. Золотом, П.И. Полевой видел ясные признаки в виде форм рельефа, сглаженности скал, трогообразного профиля долин и моренного ландшафта на тундре, прилегающей к хребту. В береговых обрывах лимана видны неслоистые валунные суглинки; на некоторых валунах ясные штрихи; состав их указывает на принос с северо-востока; в этом направлении в углу залива Святого Креста возвышается г. Матачингай, достигающая 2795 м и очевидно представлявшая местный центр оледенения. На южном берегу лимана ледниковые наносы видел также Богданович, но здесь они менее отчетливы [(42)]. Но если с г. Матачингай, отстоящей от хр. Золотого на 200 км по прямой линии, сползал сюда ледник, то тем более нужно предполагать сильное оледенение всего хр. Анадырского, массивные плоские высоты которого достигают 800-900 м абс. выс. и

могли питать большие ледники на обоих склонах. В общем едва ли можно сомневаться в оледенении материкового типа всего Анадырского края в максимальную эпоху и более скромного, например скандинавского типа, в последнюю эпоху. Нужно заметить, что в Аляске, оледенение которой также долго отрицалось, найдены кары, трюги, бараньи лбы, морены, эрратические валуны и засыпанные моренами ископаемые льды - уцелевшие остатки ледников, так что развитие в последнюю эпоху отдельных центров оледенения в высших горных цепях и группах доказано.

Переходим теперь к следующему поясу Сибири, среднему по широте, расположенному между 52° и $60-61^{\circ}$, приблизительно.

В *Западной Сибири* в этом поясе расположены равнины и леса по нижнему течению рр. Тобола, Ишима и Иртыша, а затем Васюганские болота Обь-Иртышского водораздела, Нарымский край и Обь-Енисейский водораздел к северу от железной дороги. Ввиду очень небольших абсолютных высот, в этой части пояса нельзя предполагать существование самостоятельных центров оледенения; но сюда могли заходить в эпоху максимального развития ледников языки Уральского ледника с северо-запада и Тазовского с севера; холмистый рельеф, который видел А.А. Дунин-Горкавич в бассейнах рр. Югана, Балыка и Салима южнее р. Оби, может быть обусловлен конечными моренами Уральского ледника. Галька и валуны по рр. Кенге и Чижапке, упоминаемые Д.А. Драницыным, могут считаться занесенными Тазовским ледником. Выяснение состава и генезиса послетретичных отложений всего этого края требует новых более тщательных и систематических исследований.

К востоку от Енисея в этом поясе расположен так называемый Енисейский горст с Северно- и Южноенисейским золотоносными районами. В Южном - абсолютные высоты достигают в высших точках 900-910 м, в средних - на водоразделах 700 м; в северном районе высшие вершины имеют около 1200 м, средние на главном водоразделе от 700 м до 1140 м; для широты $60-61^{\circ}$ это довольно много, но геологи Л.Н. Ижицкий, А.К. Мейстер и Л.А. Ячевский, изучавшие оба района в конце XIX и в начале XX века, никаких следов оледенения не обнаружили. Между тем, корытообразная форма многих долин, их ширина, не соответствующая величине современных потоков, мощность наносов в верховьях, доходящая до 30-45 м и состав части их из вязкой глины с остроугольными обломками, расположенными в полном беспорядке, наводили на мысль о возможности участия ледников в формировании рельефа и наносов. Поэтому меня не удивило открытие И.А. Молчановым в 1925 г. в северном районе, в бассейне р. Нерей, правого притока р. Теи, моренного озера Нерик в долине бокового ключа среди гор, не превышающих 600 м абс. выс. Озеро имеет довольно большие размеры (1.5 на 0.4 км) и подпружено мореной, судя по которой в долине этого ключа существовал ледник не менее 3 км длины; в устье долины, имеющей в низовьях форму трога, разбросаны бугры, напоминающие остатки размытой морены, что увеличит длину ледника еще на 1 км. Исследователь доказывает, что плотина озера не создана оползнем или обвалом и отмечает другие признаки оледенения, наблюдавшиеся им в северном районе: трогообразную форму некоторых больших долин (Енашимо, Б. Пита), эпигенетические участки в ряде долин, эрратические валуны, несколько рядов террас и состав наносов увальных россыпей в верховьях р. Енашимо, среди которых есть неслоистые толщи так называемой месники (вязкой глины) с угловатыми обломками и щебнем, очень похожей на валунную глину. Отмечу, что в Олекминско-Витимской горной стране подобная же «месника» действительно представляет валунную глину поддонной морены ледников. Но если в этой части района на горах не выше 600 м мог питаться ледник в 3-4 км, то ясно, что на главном водоразделе района с высотами до 1200 м оледенение было гораздо значительнее. И.А. Молчанов предполагает даже существование сплошного ледникового покрова на Енисейском горсте в эпоху максимального оледенения и объясняет этим отсутствие каров, цирков, глубоких трюгов и высоких конечных морен [*Молчанов, 1926*]. В южном районе он указывает «реликтовую» долину с богатыми золотоносными

россыпями в верховьях рр. Б. Мурожной и Удеря, где наносы достигают более 40 м мощности, глубокие россыпи часто уклоняются под увалы, а в составе наносов большое участие принимает пластичная красная глина с угловатыми обломками. А.М. Зайцев, обработавший материал Д.А. Клеменца 1889 г., считал эти россыпи частью элювиальными [Зайцев, 1892], но И.А. Молчанов, приводя разрез наносов, составленный Д.А. Клеменцом, высказывает мнение, что и эта глина - ледниковая валунная, покрывающая доледниковую россыпь [Молчанов, 1926, стр. 11 и черт. 9]. Ввиду подобного же строения наносов во многих долинах Олекминско-Витимской горной страны, хорошо знакомого мне, я могу всецело присоединиться к этому мнению. В таком случае необходимо признать прежнее оледенение и в южном районе, более слабое, чем в северном, в виду меньшей широты и меньших абсолютных высот, но все-таки скандинавского типа и с длиной ледников в 10-20 км, а может быть и больше. Изучение обоих районов с точки зрения их оледенения должно составить одну из очередных задач; оно может иметь и большое практическое значение, так как под валунной глиной могли уцелеть в разных местах не тронутые до сих пор глубокие и богатые россыпи. А.К. Мейстер указывает, что на Крестовоздвиженском прииске на р. Мурожной шахта в 28 м еще не встретила плотика, хотя под красной глиной, составляющей ложный плотик долинной россыпи, обнаружила несколько золотоносных горизонтов; в верховьях Удеря долинная россыпь часто также лежит на ложном плотике красной глины, которая пробита не была. Эти две долины были особенно богаты золотом [Мейстер, 1910, стр. 109].

К востоку от Енисейского горста в пределах рассматриваемого пояса мы находим уже менее значительные высоты водоразделов между рр. Ангарой и верховьями Подкаменной и Нижней Тунгуски. Но так как этот район со времен Козицкого не исследовал ни один геолог, то вопрос о возможности оледенения хотя бы высших точек остается открытым. Н.Н. Урванцев предполагает оледенение всего этого района до Подкаменной Тунгуски, как сказано выше.

К востоку от р. Лены расположено обширное Байкальское нагорье, в котором различают Олекминско-Витимскую горную страну на севере, в большом изгибе Лены ниже устья р. Витима, Северно-Байкальское нагорье и Средне-Витимскую горную страну южнее, Прибайкальские хребты к западу, и наконец Баргузинскую тайгу с Витимским плоскогорьем к востоку от оз. Байкала; последние распространяются на юг уже до 54-53° с.ш., но рассмотреть их удобнее вместе с более северными. Изученность этих отдельных частей Байкальского нагорья неодинакова; для большинства прежнее сильное оледенение уже установлено.

Олекминско-Витимская горная страна поднимается над Ленской плоской возвышенностью (400-500 м) резким уступом в 400-500 м и достигает по окраинам 800-1000 м высоты, повышаясь в Патомском нагорье до 1200-1300 м, а в отдельных гольцах его (Тепторо, Пурпола, Юдптан) до 1500-1600 м. Водораздел между притоками Лены и Витима - хр. Кропоткина - достигает 1500-1560 м на вершинах и 1200-1300 м на перевалах. На юго-восточной окраине в верховьях р. Жуи имеем высоты от 1450 до 1825 м, а в верховьях р. Ченчи даже 1975 м (голец Лонгдор, выделяющийся своими резкими контурами над общим сильно сглаженным фоном гор).

В Олекминско-Витимской горной стране следы оледенения были обнаружены П.А. Кропоткиным, как указано выше. Значительно позже, в 1890 г., М.Н. Козьмин, служивший много лет на приисках, сообщил о признаках оледенения в долинах рр. Кадаликана и Угахана Олекминской системы, рр. Накатами, Догалдына и Бодайбо Витимской системы в виде: а) изборожденных утесов и бугров, напоминающих бараньи лбы; б) озовидных холмов; в) остатков конечных морен с изборожденными и полированными глыбами на склонах; г) тонкослоистых илов (ленточных глин по современной терминологии); д) неслоистых илов с полированными и изборожденными валунами; е) скрученных давлением ледника слоев наноса и голов почвенных сланцев [Козьмин, 1890]. Он указал также на нахождение остатков мамонта, носорога и

первобытного быка в наносах, и на отсутствие следов оледенения в долине р. М. Патом на северо-восточной окраине страны, где он обнаружил остатки палеолита в виде обработанных каменными топорами бревен и палок, частью обугленных, по соседству с большим скоплением костей животных [*Козьмин, 1898*]. Оледенение страны имело, по его мнению, альпийский тип.

В 1890 и 1891 гг. я производил геологические исследования в этой стране и имел возможность видеть в разных долинах разрезы мощных наносов в открытых работах, которые убедили меня в правильности вывода П.А. Кропоткина о прежнем оледенении. Нахождение двух горизонтов валунных глин, разделенных мощной толщей в 10-20 м речных отложений (галечников, песков) и тонкослоистых илов (ленточных глин), позволило установить две эпохи оледенения, разделенные достаточно продолжительной межледниковой; вторая эпоха, судя по меньшей мощности валунной глины и меньшему распространению ее, была слабее; богатые и глубокие золотоносные россыпи оказались доледниковыми. Кроме характерных наносов доказательствами оледенения я считал наблюдавшиеся мною эрратические валуны гранита, разбросанные на различной высоте в долинах, врезанных исключительно в свиту метаморфических песчаников и сланцев, затем курчавые скалы, бараньи лбы, округленные формы гольцов и гребней гор и эпигенетические участки долины р. Бодайбо. Нахождение эрратических валунов высоко на склонах и даже на водоразделах заставило меня оспаривать мнение М.Н. Козьмина об альпийском типе оледенения и предполагать тип более мощный, с переходом ледников через водоразделы, склоняясь даже к сплошному оледенению Сибири [*Обручев, 1891*; стр. 44-64]. В отчете за второй год работ я привел еще наблюдения, доказывающие, что и долины рр. Жуи и Тоноды подвергались оледенению [*Обручев, 1892*, стр. 21, 22)].

В 1900 г. началось более детальное исследование этой страны, в котором, кроме меня, участвовали А.П. Герасимов, Демин, В.К. Котульский, А.К. Мейстер и П.И. Преображенский. При этих работах вполне подтвердились прежние наблюдения над следами оледенения и были обнаружены новые факты - кое-где кары на склонах, террасы выпаживания, моренные и каровые озера, бараньи лбы, морены, озы, висячие долины, крупные изменения речной сети, обусловленные накоплением мощных ледниковых наносов, как и эпигенетические участки долин [*Герасимов, 1900; 1901; 1902; 1903; 1904; 1907; 1910; Котульский, 1910; Мейстер, 1910; 1914; Обручев, 1903; 1907; 1910; 1914; 1916; 1923; 1929; Преображенский, 1905; 1907; 1910; 1913*]. Крупные размеры бывшего оледенения не возбуждали сомнения, но относительно главного центра его мнения разделились; я полагал, что центром являлось обширное Патомское нагорье, откуда ледники переваливали в бассейн Бодайбо через Ленско-Витимский водораздел (хр. Кропоткина); А.П. Герасимов считал центром Делюн-Уранский хребет, расположенный вне этой страны, к югу от р. Витима, откуда ледники спускались на север и переходили через Витим. Один только А.К. Мейстер, не отрицая возможности развития небольших ледников на высших горах, считал следы оледенения, указываемые другими исследователями, псевдогляциальными и объяснял их деятельностью оползней и грязевых потоков (валунные глины, илы, бараньи лбы, шлифовку и пр.), а эрратичность валунов гранита отрицал, полагая, что они происходят из жил этой породы, пересекающих метаморфическую свиту, но скрытых под наносами или осыпями [*Мейстер, 1914*]. По этому поводу у меня была с ним полемика [*Обручев, 1916*], в результате которой я готов был допустить, что оледенение было не материкового типа, а скандинавского, если валуны гранита, найденные на водоразделах считать местными, из скрытых жил. Но окатанность этих валунов, их изолированность и другие признаки [*Обручев, 1916*, стр. 256, 257], не согласуются с их местным происхождением, и перенос их ледником через водоразделы, а следовательно материковый тип оледенения, все-таки возможен. Вполне установленным можно считать двукратное оледенение этой страны - Патомского нагорья, хр. Кропоткина, массива в верховьях рр. Жуи и Нечоры и распространение ледников, достигавших 100 км длины и более, по долинам, расходящимся из этих центров. Вопрос о

переходе ледникового покрова Патомского нагорья на юг через перевалы хр. Кропоткина в бассейн р. Бодайбо остается открытым, несмотря на меньшую высоту нагорья, на что указывал П.И. Преображенский [1910, стр. 4]: при большой площади нагорья и северном положении его, накопившиеся массы фирна могли создать достаточный напор, чтобы двинуть ледники и через водоразделы, которые были ниже поверхности фирновых полей. Делюн-Уранский же хребет в качестве центра оледенения для бассейна р. Бодайбо приходится отвергнуть, так как он по своему рельефу не мог дать питания таким длинным ледникам; он представлял один из центров оледенения Средне-Витимской горной страны, рассматриваемой ниже. Можно наметить также с некоторой уверенностью высоту снеговой линии обеих эпох оледенения, судя по положению днища каров; к первой максимальной эпохе можно отнести очень крупный кар, расположенный на левом, обращенном на север, склоне долины ключа Карового, левого притока нижнего течения р. Бодайбо; дно его лежит на высоте около 600 м; к той же эпохе относятся кары в верховьях р. Бодайбокан по ее правым притокам, ключам Котел и Тройному, на высоте около 720 м и 770 м; среднее из этих трех величин будет 700 м. К последней эпохе принадлежат менее глубокие кары в верховьях р. Бодайбо на южном склоне хр. Кропоткина и кар с озером в вершине ключа Озерного, левого притока вершины р. Б. Догалдын на западном склоне южного отрога того же хребта; дно этих кар лежит на высоте 1000-1100 м.

Западную окраину *Северно-Байкальского нагорья* изучал в нескольких пересечениях П.И. Преображенский, но в его предварительных отчетах следам оледенения уделено очень мало внимания; только в одном [*Преображенский, 1913*] он указал, что верховья рр. Чай и Мама представляли один из центров оледенения, откуда потоки льда спускались довольно низко; ледники по-видимому, были долинного типа; крупные пороги на р. Маме обусловлены нагромождениями очень крупных глыб и валунов, очевидно остатками конечных морен; очень высокие валунные нагромождения вдоль склонов долины р. Чай, вероятно, ледниковые. Мощные отложения песков, широкие террасы, открытые долины, озера на перевалах, скрадывание вершин рек, указываемые им, очевидно также находятся в связи с бывшим оледенением. И по этой окраине нагорье поднимается резким уступом в 400-500 м над Ленской плоской возвышенностью, достигая в высших грядах и группах гольцов 2000-2500 м абс. выс. Наблюдения П.И. Преображенского подтверждаются новейшими, еще не опубликованными данными Дитмара, видевшего в районе рр. Чай, Чуи и Мама обширные морены, моренные озера (напр. оз. Делик в долине р. Мама), эрратические валуны (на склонах гор до абс. выс. 1500 м) предполагающего сплошное оледенение нагорья.

Подвигаясь на восток по этому нагорью мы попадаем в *Средне-Витимскую горную страну*, где новые наблюдения убеждают в огромном развитии оледенения. Е.В. Павловский, изучавший в 1928 г. район оз. Орон на р. Витиме и оз. Ничатки в бассейне р. Чары [*Павловский, 1928; 1929*], пришел к выводу, что эта восточная часть нагорья целиком скрывалась под снегом и льдом; широкие трогообразные долины, иногда двойные, доказывающие двукратное оледенение, резко дисгармонируют с незначительной величиной современных потоков; всяческие боковые долины, кары, конечные и боковые морены, моренные и каровые озера, курчавые скалы и бараньи лбы, ригели и эпигенетические участки речных долин - все это в совокупности не оставляет ни малейшего сомнения в бывшем оледенении. Устья каров находятся на высоте 1600-1700 м, а языки ледников, достигавших нескольких десятков километров длины, спускались до высоты 600-700 м на примыкающую с севера Приленскую плоскую возвышенность, а на запад - в глубокую долину р. Витима, запруживая последнюю огромными моренами. Загадочное оз. Орон на Витиме - переуглубленная ледником долина рр. Култушной и Сыхихты; оз. Ничатка также занимает переуглубленную долину реки. Рядом с господствующими сглаженными формами рельефа встречаются и

альпийские - цепи остроконечных пиков, не превышающие общую высоту нагорья 1800-2200 м [*Павловский, 1928; 1929*].

Эти новые данные побудили меня пересмотреть предварительные отчеты А.К. Мейстера, изучавшего в 1909 и 1911 гг. Средне-Витимскую горную страну к западу от р. Витима и отрицавшего мощное оледенение ее [*Мейстер, 1910; 1913*]. Оказалось, что сам исследователь постоянно отмечал цирки, кары, каровые и моренные озера, ригели, мореноподобный ландшафт, конечные и боковые морены, корытообразную форму долин, бараньи лбы, песчано-глинистые отложения с обильными и крупными валунами, но только старался объяснить все эти убедительные явления не деятельностью ледников, а другими агентами - эрозией, накоплением горных осыпей, переработкой последних водой, т.е. считал их целиком псевдогляциальными [*Обручев, 1928*].

Но исследователь менее предубежденный, чем А.К. Мейстер, несомненно сделал бы иные выводы, и нельзя сомневаться, что западная часть Средне-Витимской горной страны в районе хр. Делюн-Уранского и Северно-Муйского была покрыта столь же мощным ледниковым плащом, как и восточная, и что ледники в 50-70 км длины и даже более спускались в долины рр. Витима, Нерпо, трех Мамуканов, Большой и Малой Кункудери, Верхней Ангары, Чуро и Парамы. И в этой местности рядом со сглаженными формами рельефа резко выдаются цепи острых крутобоких пиков, разделенных глубокими и узкими седловинами - хр. Делюн-Уранский и хребет между Верхней Ангарой и Чуро. Первая цепь видна издали с севера, с высоты гольцов бассейна р. Бодайбо, на южном горизонте на расстоянии более 100 км и кажется очень высокой, с полосами снега; ее внушительный облик, вероятно, и навел А.П. Герасимова на предположение, что это и есть центр оледенения бассейна р. Бодайбо. Абсолютные высоты здесь от 1000-1500 м на перевалах и до 2000 м на вершинах. Нужно отметить, что признаки сильного оледенения хр. Северно-Муйского к востоку от р. Витима указал раньше Д.В. Никитин, прошедший в 1917 г. с устья р. Муи по рр. Конде и Чаре; он упоминает кары, ригели, многочисленные озера и моренные ландшафты, всяческие долины, но в своем кратком отчете [*Никитин, 1918*] не дал ни сводки своих наблюдений, ни выводов из них.

Хребты Онетский и Приморский, окаймляющие с запада оз. Байкал, исследовал главным образом И.Д. Черский, в отчетах которого мы не найдем данных о следах оледенения за исключением неоднократного упоминания о «вымерших» долинах; последние он объяснял понижением уровня оз. Байкала, т.е. базиса эрозии, в послетретичное время; но я полагаю, что во многих случаях эти вымершие долины при будущих исследованиях будут признаны всяческими ледниковыми.

В последнее время северную часть Прибайкалья в бассейне р. Тыи и с. Горемыки под 55-56° с.ш. исследовал М.М. Тетяев. В первом отчете он говорит только, что совершенно не встречал (в бассейне р. Тыи) типичных ледниковых форм рельефа и образований, за исключением крупных валунов пород, чуждых данной местности, на довольно высоких вершинах, которые и являются возможными свидетелями оледенения, следы которого, вероятно, совершенно уничтожены эрозией [*Тетяев, 1915*]. Во втором отчете мы находим гораздо больше данных: указаны альпийские формы гольцов с многочисленными цирками, напоминающими кары, преобладающий корытообразный тип долин с почти отвесными боками, всяческие долины мелких ключей в гольцовой части нагорья, мощная толща песчано-валунных отложений на водоразделе Гоуджокита и Грамны с валунами чуждых пород. Но все эти факты М.М. Тетяев старается объяснить «не прибегая к гипотезам, усложняющим историю местности», процессами эрозии в связи с понижением уровня Байкала, т.е. является последователем И.Д. Черского и А.К. Мейстера [*Тетяев, 1916*]. Между тем фотографические снимки в отчете М.М. Тетяева производят определенное впечатление страны, подвергавшейся оледенению; на некоторых различим моренный ландшафт. Отсутствие полированных и изборозженных валунов, на которое ссылается этот геолог, не доказательно, так как этот признак оледенения, хотя очень важный, но легко уничтожаемый; кроме того неизвестно,

насколько часто и внимательно изучались валуны. Поэтому вполне возможно, что гольцевое нагорье в бассейне р. Тыи и в районе с. Горемыки было занято ледниковым покровом; абсолютные высоты достигают здесь 1900-2100 м; тип оледенения, судя по рельефу местности, скорее всего был скандинавский и длина ледников значительная. Возможно также, что и южнее, вплоть до верховий р. Анги, высшие части Охотского и особенно Приморского хребтов, достигающие 1600-1700 м, были покрыты фирном и питали хотя бы небольшие ледники, судя по положению снеговой линии в еще более южной местности - в Восточном Саяне в ледниковый период. Половников между р. Юхтой и р. Прелью на западной окраине района с. Горемыки видел на низком плато валунные гряды и между ними на разных уровнях озера, берега и дно которых выложено крупными валунами; в области хр. Прибайкальского он отметил следы изборождения на крутых бортах долин и в одном месте бараний лоб и предположил наличие ледниковых процессов (Рекогносц. изыскания ж. д. пути Иркутск - Бодайбо в 1907-1908 гг., изд. Ирк. общ. упр. Ирк., 1910, стр. 62, 69). Это подтверждает вывод о сильном оледенении Прибайкальских гор в районе работ М.М. Тетяева; ледник Ирели спускался до абс. выс. 850 м на плато с озерками.

К востоку от оз. Байкала под теми же широтами в *Баргузинской тайге* на Витимском плоскогорье и окаймляющих его с севера и запада хребтах Южно-Муйском, Икатском, Баргузинском многочисленные следы оледенения наблюдал В.К. Котульский, подтверждая выводы П.А. Кропоткина о ледниковом покрове на плоскогорье; и здесь распространены кары, каровые и моренные озера, бараньи лбы, эрратические валуны, валунные террасы и наносы, боковые и конечные морены, слагающие моренные ландшафты, наконец эпигенетические участки долин. С хребтов, достигающих 1700-2100 м, ледники спускались далеко в долины Баргузина, Ципы, Ципикана, Муи, Витимкана и многих других рек и речек [*Котульский, 1910; 1912; 1913; 1915*]. Бараньи лбы, озера и другие следы оледенения в долинах Чины и Ципикана заметил и Демин, судя по оставленным им запискам [*Котульский, 1913*, стр. 57]. Очень мало данных об оледенении находим у Н.И. Свительского, обработавшего материалы Демина и продолжавшего исследование в его районе; он упоминает только моренный ландшафт по р. Малому Бомбуйко, отрицая его ледниковый генезис, и кары на гольцах Дюмнока на высоте почти 2100 м [*Свительский, 1915*].

Совершенно определенно говорит о прежнем оледенении части этого района П. Эскола, мнение которого, как финляндца, хорошо знакомого с ледниковыми следами на своей родине, можно считать особенно ценным. Участвуя в 1914 г. в радиевой экспедиции в Забайкалье, организованной московским купечеством, он изучал между прочим долину р. Баргузина, перевал из нее к р. Намаме, притоку р. Светлой, впадающей слева в р. Верхнюю Ангару, и часть бассейна р. Светлой. Первые следы он встретил по почтовому тракту в 11 км выше с. Умхей в виде друмлиноподобных холмов, моренного ландшафта и эрратических валунов. Озеро Балантамур в вершине Баргузина несомненно моренное. По рр. Сининде, Намаме, Светлой, Октокиту, Ламбаушу повсюду развиты морены с озерками, эрратические валуны, трогообразные формы долин, а на гребнях гор цирки с каровыми озерами. Большой общий ледник спускался по долине Намамы и параллельной ей соседней долине Сининды, покрывая склоны, вершины и перевалы, поднимавшиеся до 400-500 м над дном долин, и делился на две ветви - одну по Намаме до Светлой, где сливался с ледником последней, другую по Сининде до долины Баргузина, имевшей также свой ледник. Из боковых долин небольших ключей к этим главным ледникам спускались второстепенные. Судя по карте, приведенной у П. Эскола, главные ледники имели не менее 30-40 км длины, а на 10 снимках виден ледниковый ландшафт. Абсолютные высоты каров и конечных морен в статье не указаны [*Eskola, 1929*].

Нужно заметить, что Е. Миткевич-Волчасский, разведывавший в 1911 г. медное месторождение по р. Октокиту, левому притоку Намамы, упоминает о моренном ландшафте правого берега долины Намамы с рядом своеобразных озер среди увалов,

сложенных из рыхлых отложений, против медного рудника, а также об огромных валунах гранита в русле Намамы [*Миткевич-Волчасский, 1913*].

Итак мы имеем уже достаточно данных, чтобы предполагать обширное и двукратное оледенение Байкальского нагорья от Патомского нагорья на севере под 60° с.ш. до верховий Анги и Турки под 53° с.ш. на юге, с постепенным уменьшением его размеров от материкового типа на севере до альпийского на юге и с развитием ледников, достигавших на севере десятков километров в длину. На восток от р. Витима область оледенения, как показали наблюдения Е.В. Павловского и Д.В. Никитина, отмеченные выше, распространяется до верховий рр. Чары и Токко по хребтам Северо- и Южно-Муйскому. Южнее, в бассейне р. Калар, по последним данным Бобина, еще не опубликованным, следы оледенения также обильны; он видел кары, висячие долины, конечные и боковые морены, трогообразные формы долин, эрратические валуны гранита на сланцевых горах, валуны со штриховкой по рр. Калакану-Каларскому, Четканде, Тукалаче и самому Калару; абсолютные высоты в хр. Каларском (в излучине Калара) достигают 2400-3000 м., а в Четкандинской горной стране (продолжении Южно-Муйского хр.) 2000-2500 м; об абсолютной высоте морен данных еще нет, указан только цирк на высоте 2000 м в хр. Каларском. Карта при отчете П.А. Кропоткина [*1873*] уже показывала много озер по Калару и его притокам. Весьма вероятно, что оледенение распространялось и на Олекминско-Витимский водораздел, достигающий здесь 1600-1700 м.

Восточнее за р. Олекмой и верхним Алданом, расположен под 57-59° с.ш. недавно открытый *Алданский золотоносный район*, содержащий группы и цепи гольцов в 1500-1700 м, т.е. столько же, сколько Патомское нагорье и хр. Кропоткина. Хотя геологи, исследовавшие этот район, не упоминают о признаках бывшего оледенения, но широта местности и абсолютные высоты гор делают его весьма вероятным, хотя бы альпийского типа на отдельных гольцах и группах гольцов, что должно выяснить изучение района более опытными в отношении гляциологии геологами. Еще восточнее, между рр. Тымптон и Учур с притоками последнего Гонам и Гынам, в местности почти неизвестной в геологическом отношении, также имеются группы и цепи высоких гольцов, которые могли быть центрами оледенения.

Затем мы встречаем дугу *хр. Станового* вдоль берега Охотского моря и западнее, в качестве главного водораздела между бассейнами Амура и Лены до прорыва его р. Олекмой ниже устья р. Нюкжи. В этой западной части Становой водораздел состоит из двух, местами даже из трех, цепей, во многих местах поднимающихся до 1800-2000 м и выше, до 2600 м в верховьях р. Зеи, т.е. достаточно высоко для возможности оледенения под шпротой 55-56°; продольные долины верховий рек между цепями могли представлять обширные фирновые бассейны для питания ледников. К сожалению о следах оледенения в этой части хр. Станового ничего неизвестно, хотя геолог Анерт изучал ее в 1902 г. в нескольких местах. В северной части, вдоль Охотского моря, хр. Становой также состоит из двух, местами из трех цепей - Джугджура, хр. Срединного и Приморского; первые два достигают на перевалах 1000-1200 м, на вершинах до 2000 м, а широта здесь от 56 до 60°. К. Богданович, изучавший Аянский район в 1896 г., ничего не сообщает о следах оледенения, хотя производил разведки на золото, т.е. ознакомился с составом наносов. Нужно заметить, что хр. Становой на всем протяжении, особенно в северной части, отличается обилием зимних осадков; в долинах зимние пурги наметают массы снега, затрудняющие сообщение Аяна и Охотска с Якутском. Ввиду этого едва ли можно сомневаться, что и хр. Становой подвергался оледенению в том или другом размере, а отсутствие сведений о его следах приходится объяснить тем, что геологи, производившие здесь исследования, находясь под влиянием выводов А.И. Воейкова и И.Д. Черского, не обращали внимания на признаки древнего оледенения. Во время полета в Японию «Граф Цеппелин» пролетел над Становым хребтом; снятые фотографии показывают хорошо округленные гольцовые цепи и кое-где формы, которые можно считать карами (Ztsclair. d. Ges. fur Erdknde, Berlin, 1930, № 1/2, S. 70). Северный конец Станового хребта упирается

в дугу хр. Верхоянского, сильное оледенение которого не могло не распространиться и на первый, во всяком случае на ближайшую его часть.

На *полуострове Камчатке*, расположенном под теми же широтами 53-60° (кроме самой южной части), ледники имеются и теперь, а прежнее развитие их было значительно больше. К. Богданович, изучавший полуостров в 1897 г., видел в верховьях р. Тигил в хр. Белом ледники, длиной до 1.5 км, питаемые фирновыми полями, расположенными на 1615-1640 м, и кончающиеся на высоте 1470 м; по методу Куровского он определил высоту снеговой линии в 1500 м, но считает эту цифру несколько высокой, так как открытые им висячие ледники в группе Алнгей того же хребта, достигающей едва 1500 м, спускаются до 730 м. На Коряцкой сопке (3512 м) он определил высоту снеговой линии в 1600 м, на вулкане Хоашен (3050 м) от 1500 до 1800 м и на вулкане Шивелуч (3206 м) - 1500 м. Он считает вероятным, что в средней и южной Камчатке снеговая линия не спускается ниже 1700 м. Он упоминает также о следах прежнего большего развития ледников в виде конечных морен и озерков, расположенных уступами; он видел старые морены на высоте 687 м, а в районе вулкана Анаун даже на 630 м в долинах, уже не заходящих в область постоянного снега [*Bogdanowitsch, 1904*].

Большое развитие древнего оледенения Камчатки наблюдали члены экспедиции Рябушинского 1908-1909 г. Ботаник В.Л. Комаров видел моренные озера и старые морены даже в среднем течении рек; эти морены представляют увалы с неровной бугристой поверхностью, обилующей котловинами разной величины и формы; они состоят из желтого песка и мало окатанных камней, а разрезы по оврагам и в берегах рек показывают, что материал не слоист и не сортирован. Наиболее ясны моренные области Начикинская, в истоках рр. Кирганик и Кимитиной. В Коряцкой и Начикинской долинах есть кары, врезанные в глубине цирков; оз. Ближнее на берегу Авачинской губы моренное, откуда следует, что ледник спускался здесь почти до уровня моря [*Комаров, 1912*]. Сводку наблюдений В.Л. Комарова и К. Богдановича дал Рейнгард [*Reinhard, 1915*]: он пришел к выводу, что в восточной части Камчатки ледники спускались до океана, в западной же береговая полоса в 60-100 км ширины до абсолютной высоты 300 м оставалась не покрытой льдом; и тогда, как и теперь, восточный склон получал больше осадков, чем западный. Но о сплошном покрове материкового типа едва ли можно говорить.

Геолог С.А. Конради подтверждает прежнее гораздо более значительное и притом повторное оледенение Камчатки в период, непосредственно предшествовавший образованию современных действующих вулканов. На юге некоторые долины имеют характерную форму двойного и даже тройного «Б», указывая повторное углубление ложа ледников. В хребтах сохранились кары, а в некоторых местах, например в районе Начики, бросаются в глаза сглаженные формы рельефа местности, бывшей под льдом, рядом с утесистыми крутыми гребнями хребтов, поднимавшихся над фирном и ледниками [*Конради и Келль, 1925*].

Следовательно, нельзя сомневаться в прежнем значительно большем оледенении Камчатки, но альпийского типа, в зависимости от рельефа страны, за исключением самой северной части, где водораздел Парапольского дола представляет широкую плоскую возвышенность, на которой мог развиваться ледниковый покров скандинавского или материкового типа.

Переходим теперь к самому *южному поясу Сибири*, пограничному с Джунгарией и Монголией; хотя широта здесь от 48° до 55°, но зато абсолютные высоты во многих местах наиболее значительные и в трех местностях (Саур, Алтай и Вост. Саян) оледенение имеется еще и теперь.

В *хр. Тарбагатай*, высшая часть которого по обе стороны перевала Хабар-асу достигает 2200-2400 м, Михаэлис еще в 1871 г. наблюдал на северном склоне в долине р. Джаланааш-уласты, у устья, неслоистый нанос из глины с гнездами песка и беспорядочно расположенными валунами, хорошо округленными, величиной не более

подушки; на его поверхности видны были громадные и совершенно правильные гряды, направленные с юга на север поперек долины. Он полагал, что эта долина была дном озера или залива, в который попадали льды нескольких небольших ледников Тарбагатай [Михаэлис, 1874]. Возможно, что это конечная морена ледника, достигавшего в таком случае 40 км. Из позднейших исследователей следы оледенения упоминает только В.П. Чурин, именно около озера Кок-куль в верховьях р. Сай-асу на южном склоне водораздела, на высоте 2400 м, которые похожи на моренные; но он сам сомневается в этом, предполагая выпахивание (?) котловины озера глыбами смерзшегося снега [Чурин, 1916]. Я пересек Тарбагатай в его высшей части по перевалу Хабар-асу в 1905 г., но, к сожалению, не обратил внимания на возможность прежнего оледенения; на основании позднейших наблюдений в соседних к востоку и югу хребтах Джунгарии, где я встретил несомненные признаки значительного оледенения (см. ниже) я уверен, что и Тарбагатай в своей высшей части имел ледниковый покров.

В соседнем к востоку *хр. Сауре* первые следы оледенения обнаружил тот же Михаэлис в 1871 г. [1874] и вторично писал о них в 1886 г. [Михаэлис, 1886]; он видел на северном склоне группы Мус-тау, несущей и теперь еще ледники до 4.5 км, поле эрратических валунов сиенито-гранита в долине одной из вершин р. Кендерлык, врезанной в осадочные породы. Профиль долины, начиная с абсолютной высоты 900 м, переходит из формы буквы «V» в форму буквы «U». Современные и древние ледники Саура позже изучали и описали А.Н. Седельников, В.В. Сапожников и В. Резниченко. Согласно последнему, хребет в группе Мус-тау покрыт снегом на протяжении 40 км, начиная с высоты 3330-3350 м на северном склоне; средняя высота вершин 3600-3700 м; ледники большей частью височие или каровые и только 3 или 4 являются долинными, оканчиваясь на высоте 3010-3060 м. Следы оледенения наблюдаются по всем долинам бассейна р. Кендерлык, питающимся современными ледниками, в виде великолепно развитых морен на протяжении около 15 км [Резниченко, 1910]. А.Н. Седельников упоминает обильные следы оледенения в виде морен, валунных глин, гряд валунов, уступов (ригелей) в верховьях долин, а также цирков и озерков как вблизи конца современных ледников, так и в долинах, в настоящее время лишенных ледников, например, по рр. Бугу-джайляу, Кара-кайя, Узень, Алыбай, Караунгур [Седельников, 1904].

В *урочище Тас* он видел огромные, почти голые морены гигантского ледника, залегавшего по дуге, охватывающей истоки рр. Теректы и Ак-джара (левый приток Кендерлыка) на высоте 3000 м [Седельников, 1908]. Он говорит, что в Сауре и Мус-тау трудно указать речную долину, в которой не было бы ледниковых следов. Главными ледниковыми центрами являлись истоки рр. Улькун-уласты, Обы и плоскогорье Тас с окружающими вершинами; с последнего ледники спускались в бассейны рр. Кендерлыка, Джемени, Уйдене и Чаган-обо; по долине р. Обы моренные валы и озерки сохранились на 12-15 км ниже современного ледника, а моренный ландшафт спускается еще на несколько километров ниже; широкая долина у Улькун-Уласты выпахана на 25 км [Седельников, 1909, стр. 180, 181]. В.В. Сапожников указывает ясные старые морены в верховьях рр. Алыбая и Б. Обы [Сапожников, 1905]. Все эти данные относятся только к последней ледниковой эпохе, так как менее ясные следы наблюдались гораздо ниже и дальше. В.П. Нехорошев видел валунные отложения в низовьях р. Кендерлык перед выходом ее на Зайсанскую равнину (абс. выс. около 650 м); на хр. Сайкан высоты вверх от 1200-1400 м представляют толщи валунной глины до нескольких метров мощности; валуны угловатые и округленные. По р. Б. Джемени в более низкой западной части Саура он же видел древнюю морену с валунами до 0.7 м на высоте около 1060 м и полагает, что нижней границей оледенения (снеговой линией?) в Сауре можно принять высоту в 1500-2000 м [Нехорошев, 1928]. Л.Н. Прасолов наблюдал хорошо выраженные морены значительно ниже конца современных ледников, а еще ниже - террасы из крупных валунов; верховья долин имеют характерную корытообразную форму (напр. Б. Оба, Алабай). Подсчет по

горизонталям двухверстной карты дает абсолютную высоту конца ледников 3000 м; ясно выраженный моренный ландшафт он наблюдал и в долинах, где теперь ледников нет, например, на р. Джалпак-карагай (подтверждаемый двумя фотографиями, из них одна с моренным озером) и соседних с ней, в системе р. Дарана-узен, левого притока р. Кендерлык. Он предполагает, что под снегом были все плоские хребты, разделяющие долины рек, например, ур. Тас, с которого глубокими карами (на высоте 2800 м) начинаются долины Джалпак-карагай и др. Высшая точка ур. Тас достигает 2944 м [Прасолов, 1916, стр. 150-151].

Я наблюдал следы оледенения на южном склоне Саура по обе стороны от перевала Чаган-обо; ледники, спускавшиеся с хребта, выходили как в долину Кобу у его южного подножия, так и в долину р. Чаган-обо, оканчиваясь на высоте 2000 м; конечные и боковые морены не оставляли в этом сомнения, а вверх по р. Кызыл-узен встречены более свежие конечные морены последующих этапов отступления. Короткий и крутой южный склон Саура очевидно не был благоприятен для развития более длинных ледников, которые на северном склоне спускались гораздо ниже, судя по данным В.П. Нехорошева, соответствующим орографическим особенностям этого хребта [Нехорошев, 1928]. Оледенение его в максимальную эпоху имело скандинавский тип, а в последнюю - альпийский.

К северу от долины Черного Иртыша располагается длинная цепь *Южного Алтая*, протягивающаяся на 260 км от правого берега р. Иртыша до начала Монгольского Алтая в группе Табынь-богдо. В 1908 г. А.Н. Седельников обнаружил ясные следы крупного оледенения в западной части, в горах Джайдах хр. Нарымского и в горах Кузгунды хр. Сарымсактинского; в первых они менее явственны и исследователь относит их к более древней эпохе (цирки с моренными озерками); абс. выс. вершин 2700 м. В горах Кузгунды на каждом шагу встречались ледниковые цирки, моренные озерки, громадные морены; в некоторых цирках сохранились снежники и свежие морены; на протяжении 10-15 км морены сохранили свое расположение и свежесть [Седельников, 1908]. В том же году П.П. Пилипенко нашел следы оледенения в виде эрратических валунов, оглаженных скал, шрамов и бараньего лба в долине р. Бухтармы, в местности Большого и Малого Кальтырь, выше д. Березовки, возле д. Берели и в долине р. Берели и измерил направления шрамов; оглаженные скалы он видел на высоте 300 м над уровнем р. Белой Берели и пришел к выводу, что Берельский и Бухтарминский ледники достигали нескольких десятков километров длины, спускались ниже 1100 м абс. выс. и имели мощность в несколько сот метров. Оледенение Алтая, насколько можно судить, не уступало по размерам оледенению других горных цепей той же высоты [Пилипенко, 1915].

Г. Гранэ в 1909 г. прошел по долине р. Бухтармы и на плато Укок и обнаружил ясные и разнообразные следы оледенения, которые привели его к выводу, что все плато Укок и долина Бухтармы были покрыты льдом на протяжении не менее 130 км, нижняя граница ледника находилась на 1600 м ниже современной, на высоте около 900 м. Ледник во время сокращения сделал две остановки, отложив конечные морены, нижние по Бухтарме на высоте 1590 м и 1000 м ниже современного конца, и верхние в верховьях р. Калгутты на высоте 2840 м и 400 м ниже современного конца. Талые воды собирались в озерах, теперь большей частью высохших, и стекали в виде рек, имевших гораздо большие размеры по сравнению с современными [Гранэ, 1910, стр. 13-39].

В. Резниченко изучал Южный Алтай в 1909-1912 гг. и дал подробное описание с картой древнего оледенения до вершины р. Бухтармы [Резниченко, 1914]. По его данным в этом хребте теперь существует 95 ледников (из них 18 долинных, остальные висячие и каровые), занимающих площадь около 31 кв. км, нижние концы каровых ледников находятся на высоте 2600-3000 м. Следы древнего оледенения многочисленны и разнообразны: громадные продольные и конечные морены, каровые и моренные озера, трогообразная форма долин, ригели, бараньи лбы, курчавые и шлифованные скалы и т.д. (многое видно на фотографиях автора). Высота снеговой линии, судя по нижнему пределу

неактивных каров, была от 1900 до 2500 м при высоте гор до 3200-3300 м и современной снеговой линии 2800-2900 м. Языки ледников спускались максимум до 730 м (Бухтарминский), чаще же до высоты 1220 м (Ак-кабинский), 1380 м (Арасан-кабинский) и 1600-1800 м; длина их доходила до 150 км (Бухтарминский), чаще 15-20 км (Ак-кабинский 62 км, Арасан-кабинский 36 км). Судя по вставленным друг в друга трогам оледенение было по крайней мере двукратное, при чем первое было значительнее; следы его В. Резниченко показывает по всему хр. Нарымскому, тогда как второе захватило только его восточную часть; это согласуется и с вышеприведенными данными А.Н. Седельникова о большей древности оледенения гор Джайдак. Небольшое двукратное оледенение было и в более южном и низком хр. Курчумском, ограничивающем с севера впадину оз. Марка-куль; здесь следы его в горах Сары-тау в виде моренных валов впервые заметили Струве и Потанин в 1863 г. [*Струве и Потанин, 1867*].

М.Э. Янишевский в 1913 г. видел ясные следы боковых морен, громадные эрратические валуны на значительной высоте по склонам долин, типично ледниковый ландшафт, остатки ледниковых озер в различных стадиях исчезновения, курчавые скалы, бараньи лбы, троговую форму долин и флювиогляциальные отложения. Он приводит примеры из долин рр. Бухтармы, Ак-кабы, Кара-кабы, Арасан-кабы, Сарымсақты и Теректы; по первой следы видны на протяжении 120 км почти до ст. Алтайской; ледник Бухтармы у д. Арчаты отделял ветвь на запад через перевал Коко-даба в 1900 м, на котором рассеяны эрратические валуны; у пос. Урыльского она нагромодила морену в 400 м вышины. Остатки боковых морен видны на высоте 400 м над уровнем реки, так что мощность льда была не меньше. Ледник Ак-кабы имел 40-45 км, Кара-кабы не менее 25 км, Арасан-кабы 32-35 км. Исследователь полагает, что кроме большого оледенения было еще второе, значительно меньшее [*Янишевский, 1914*].

Таким образом былое оледенение Южного Алтая вполне установлено; судя по рельефу цепи оно и в максимальную эпоху имело скорее альпийский тип, местами, например, в Нарымском хребте, более плоском, - переходивший в скандинавский, а на плато Укок - даже в материковый, и вообще по размерам едва ли много уступало оледенению Альп в ледниковый период, судя по размерам ледников. В последнюю эпоху оно сократилось значительно, освободив большую часть хр. Нарымского, но все-таки имело еще внушительные размеры.

О древнем и современном оледенении *Русского Алтая* за последние 30 лет накопилось уже столько данных, что детальное изложение их в нашем обзоре невозможно. Первые шаги по изучению этой горной страны в отношении следов ледникового периода, сделанные до путешествий В.В. Сапожникова, рассмотрены нами выше. Первые данные о крупных размерах былого оледенения собрал в 1901 г. П.Г. Игнатов, изучавший Телецкое озеро и долину р. Чулышман; в вершине последнего он обнаружил на нагорье вокруг оз. Джувлу-куль огромное количество эрратических валунов гранита, принесенных с соседних высот в Монголии, затем конечные, донные и боковые морены и полированные скалы в долине Чулышмана и вокруг озер в верховьях Большого Улагана; он высказал мнение о ледниковом происхождении всех этих озер, а также рыхлых конгломератов, слагающих террасы в долине Чулышмана ниже устья р. Чульчи и на берегу Телецкого озера (из его описания ясно, что это - валунные глины). Таким образом выходило, что Чулышманский ледник спускался до оз. Телецкого, т.е. имел более 200 км длины [*Игнатов, 1902*].

В.В. Сапожников уже в 1899 г., после поездки в Чуйские Альпы, высказал мнение, что современные ледники Алтая представляют только небольшие остатки прежде существовавших [*Сапожников, 1899*]. Здесь и позже в Центральном Алтае он видел моренные насыпи, полированные скалы с шрамами и другие признаки значительно ниже современных ледников в долинах Белой Берели, Иедыгема, Кочурлы, Аргута и особенно Чеган-узуна и пришел к убеждению, что прежнее развитие ледников было гораздо больше [*Сапожников, 1901*]. Позже в 1908 г. П.П. Пилипенко сделал ряд наблюдений в бассейнах

рр. Бухтармы, Катуня и Чарыша и пришел к выводам, указанным выше, относительно размеров Бухтарминского ледника; Катунский ледник, по его мнению, достигал нескольких десятков километров в длину и нескольких сот метров мощности [Пилипенко, 1914]. Позже относительно Западного Алтая он пришел к выводу, что оледенение его не достигало значительных размеров, занимая отдельные площади с радиусами в 10-20 км по обе стороны линии хребта: признаки его замечены преимущественно на северных склонах. Наибольшие размеры имел Коргонский центр, откуда ледники спускались до высоты 979 м; из Тургусунского они спускались до 1069 м на устье р. Палевой и из Коксинского до 1484 м в верховьяхлевой Ночной Коксы. На Большом Коргоне выше каменоломен он видел бараньи лбы. Периодов отступления ледникового покрова было 3-4. Мощность моренных отложений достигает нескольких десятков метров [Пилипенко, 1915].

С.А. Яковлев, который еще в 1906 г. считал ледниковый период для Алтая не доказанным и следы оледенения, встреченные им в местности между р. Катунью и оз. Телецким, старался объяснить другими агентами [Яковлев, 1907], в 1909 г. после двух лет исследований, признал обширное оледенение Восточного Алтая, где он наблюдал моренные и каровые озера, бараньи лбы и сглаженные скалы, шрамы и полировку, эрратические валуны и моренные отложения в хр. Улу-арт, в вершине р. Абакана по рр. Чульче, Чулышману и Башкаусу и на горе Куадру. Ледники достигали длины от 20 до 140 км (Чулышманский) и спускались до 600-700 м. Плато между Чулышманом и Башкаусом, высотой в 1600-2000 м, было покрыто льдом; Чулышманский ледник на две трети заполнял долину; современное ущелье Башкауса в 20 м глубины врезано в дно ледникового трога; Чульчинский ледник спускался в долину Чулышмана; с горы Куадру, несущей многочисленные моренные озера, ледники спускались также на запад в долину р. Кадрин. Он подсчитал даже площади оледенения отдельных центров [Яковлев, 1909]. Позже он нашел еще конечные морены в устьях Башкауса и Чулышмана, на Бие, севернее Телецкого озера, и в бассейне р. Лебедь по рр. Клык и Байголу. Долину же оз. Телецкого он признал тектонической, а не выточенной ледником, как доказывал Г. Гранэ [Яковлев, 1916].

Г. Гранэ во время путешествий 1907, 1909, 1913-1915 гг. собрал много данных о прежнем оледенении, изложенных в нескольких статьях [Гранэ, 1914; 1915; 1916] в виде предварительных сообщений, за которыми окончательного труда до сих пор не последовало, если не считать статьи о формах рельефа Алтая, в которой рассмотрено влияние оледенения на их развитие [Гранэ, 1917]. Выводы этого гляциалиста приведем ниже. В 1914 г., во время поездки на Алтай для выяснения его тектоники, я попутно отмечал и следы оледенения, которые в центральном и юго-восточном Алтае очень многочисленны и резки; в долинах рр. Катуня, Аргута, Тополевки, Чеган-узуна и Чуи распространены морены, эрратические валуны, кары, висячие долины и пр.; в устье долины Иедыгема огромный бараний лоб и остатки основной морены высоко на склоне указывают мощность ледника; такие же остатки прислонены на правом склоне долины Аргута у устья Тополевки; в Чуйской степи валунные глины перекрывают остатки размывных озерных отложений, вероятно междуледниковых; обнаружены эпигенетические участки в низовьях р. Коксу и по р. Чуе между ст. Боро-тала и Чибит, где доледниковая долина этой реки была занята огромным ледником, спускавшимся с группы Биш-иирду Северо-Чуйских Альп; в Уймонской степи найдены озообразные холмы; в долине Аргута можно было констатировать по крайней мере две эпохи оледенения; с этими эпохами очевидно связано и образование террас, очень распространенных на Алтае. В противоположность центральному Алтаю следы оледенения в хр. Холзун оказались более слабыми и ледниковый покров был здесь менее обширен [Обручев, 1914].

В 1915 г. К.Г. Тюменцев наблюдал следы оледенения в центральном Алтае на обоих склонах Катунских Альп и отметил их многочисленность и разнообразие по рр. Мульте, Проездной, Большой Собачьей, Тихой, Озерной, Становой, Тургенсу, по

вершине Катуня, Белой Берели, Коксу, Аргуту, Иедыгему и в районе Рахмановских ключей; он нашел, что Катунский ледник имел не менее 300 м толщины и в верхнем течении переполнял долину Катуня и отделял три языка, переваливавшие через второстепенные водоразделы в долины рр. Язовой, Ускучевки и Белой Берели; последний язык присоединялся к Бухтарминскому леднику. Судя по двум вставленным друг в друга трогам оледенение было двукратное [Тюменцев, 1916].

Е. Никитина обнаружила в 1925 г. в верховьях р. Уймень, западнее оз. Телецкого, в истоках каждой речки следы оледенения в виде цирков, морен и озер; эти верховья расположены на северном склоне Куминских белков [Никитина]. Много данных о современном и прежнем оледенении Алтая собрали также братья Троновы [1916; 1925] в течение ряда лет; они обнаружили неизвестные ранее ледники, например, в верховьях р. Уймень, и один из них составил каталог ледников Алтая с указанием их положения, длины, площади, высоты языка и т.д. [Тронов, 1924; 1925]. Н.Н. Падуров недавно описал 19 ледников, отчасти неизвестных, северного склона Белухи и ее отрогов и следы оледенения до высоты 2000 м [Падуров, 1927].

Общие выводы Г. Гранэ о древнем оледенении Алтая вкратце следующие [Гранэ, 1915]: оледенение было троекратное, может быть даже четырехкратное; первое (из трех) было наиболее сильным; в эту эпоху Бийский и Катунский ледники оканчивались у слияния Бии с Катунью на высоте всего 170 м и имели 400-450 км длины; третий по величине Бухтарминский ледник имел более 250 км, оканчиваясь почти у устья Бухтармы; весь центральный и южный Алтай скрывались под фирнами и льдом; кроме того отдельные центры были на белках Семинских и Талицких на севере Алтая. Вторая эпоха была немного слабее; Бийский ледник кончался на высоте 250 м выше устья р. Лебедь, Катунский - в районе устья Наймы и Аи на высоте 275 м, Бухтарминский - на высоте около 1000 м между с. Котон-карагай и пос. Урыльским; длина двух первых сократилась на 50-70 км, третий имел только 100 км, снеговая линия находилась приблизительно на высоте от 1000 м на периферии до 2000 м в центре. Третья эпоха характеризовалась более сильным оледенением бассейна р. Бии сравнительно с бассейном Катуня; Бийский ледник кончался еще ниже оз. Телецкого на высоте 375 м, Катунский не доходил даже до Уймонской степи (т.е. кончался выше 1000 м), а Бухтарминский доходил до 1100 м близ пос. Урыльского. Уймонская и Чунская степи представляли озера, подпруженные ледниками второстепенной длины (относительно Чуйской степи этот вывод не согласуется с моими данными, согласно которым размытые озерные отложения в низовьях долины Чеган-узун перекрыты моренами, т.е. озеро существовало перед последней эпохой оледенения). Снеговая линия находилась на 200-300 м выше, чем во вторую эпоху, т.е. на высоте от 1300 до 2300 м. Белки Коргонские, Теректинские, Талицкие, Семинский и Холзун представляли самостоятельные центры с фирнами и долинными ледниками. Отметим еще определенный вывод Г. Гранэ, что котловина оз. Телецкого создана ледниковым переуглублением в 800-1000 м и расширением, а не тектоническими процессами [Гранэ, 1914, стр. 341], что опровергается данными С.А. Яковлева [1916].

В настоящее время по каталогу Б.В. Тронова в Русском Алтае (за исключением части хр. Сайлюгем, еще не изученной) насчитано 188 ледников и в южном Алтае (без группы Табын-богдо) - 100 ледников. Из 188 около 40 ледников долинных, оканчивающихся на высоте от 1950 до 2800 м; каровые и висячие кончаются на высоте 2400-2850 м, редко ниже. Наибольшая длина долинных 10 км, большинства 1-4 км [Тронов, 1924; 1925].

Высота снеговой линии по сводке Б.В. Тронова [1924] в настоящее время очень различна: она правильно поднимается к югу под влиянием теплого климата и к востоку благодаря увеличению сухости; так как на Алтае господствуют западные и юго-западные ветры, то горы, расположенные западнее, перехватывают значительную часть осадков и восточным горам достаются только остатки; этим объясняется сухость юго-восточного

угла Алтая - Чуйской степи и окружающих ее гор, похожих в этом отношении на прилегающую часть северо-западной Монголии. В хр. Ивановском северо-западного Алтая высота снеговой линии на северном склоне 2300 м, на южном ледников нет; в Катунском хребте на северном склоне линия повышается с запада на восток от 2600 до 2900 м, на южном высота та же (?); в Северно-Чуйском хребте на обоих склонах она повышается от 2600-2650 м на западе до 2900-3000 м на востоке; в Южно-Чуйском хребте наблюдается на северном склоне то же повышение от 2900 до 3150-3200 м; на южном склоне она приблизительно на 300 м выше.

Общую сводку данных о современном и древнем оледенении Алтая находим также в физиогеографии этой горной страны, составленной П Фикелером в 1925 г. [*Fickeler, 1925*], содержащей полный список литературы по 1925 г.

С востока и юга восточный Алтай окаймлен хр. Сайлюгем, отделяющим его от Урянхайского края и Монголии и примыкающим на севере под прямым углом к Западному Саяну; изученность Сайлюгема вообще очень слабая. Первые следы древнего оледенения в нем отметил П.Г. Игнатов в 1901 г. вокруг оз. Джувлу-куль в вершине р. Чулышман и на монгольском склоне вокруг оз. Кендыкты-куль; эрратические валуны вокруг первого озера видел уже П. Чихачев в 1842 г., но не мог объяснить их происхождения и нашел, что они не обладают характером эрратических [*Tchihatcheff, 1845*, стр. 88, 89]. Вершину ледника, спускавшегося через котловину озера в Чулышман, П.Г. Игнатов предполагал в Монголии, в хр. Менку-тайга к востоку от оз. Кендыкты-куль, покрытом вечным снегом; он думал, что оттуда принесены валуны гранита, изобилующие вокруг обоих озер. Хр. Шапшал к северу от Джувлу-куля поднимается до 3150 м абс. выс. и 750 м над озером [*Игнатов, 1902*, стр. 193-195]. В 1907 г. южную часть Сайлюгема пересек Г. Гранэ по пути с Чуйской степи в Монголию; на основании своих наблюдений, а также данных Г. Потанина, Орлова, Адрианова и Попова он пришел к выводу, что в ледниковый период этот хребет был занят ледниковым покровом, соединявшимся на западе и юге с ледяными полями Русского и Монгольского Алтая в общую область, над которой поднимались только самые крупные гребни и вершины; ледники оканчивались на краю Чуйской степи на высоте около 2000 м и на краю степи вокруг оз. Ачит-нур в Монголии на высоте около 2100 м [*Гранэ, 1910*, стр. 94-124]. Эти данные, очевидно, относятся к последней эпохе оледенения.

Южную часть меридионального Сайлюгема (хр. Чихачева) посещал также В.В. Сапожников несколько раз в 1905-1909 гг.; он указал абсолютную высоту его в 3400 м и выше и отметил большие морены и моренные озера в верховьях р. Юстыд бассейна р. Чуи, спускающиеся до 2236 м. На восточном склоне многочисленные следы оледенения попадают до высоты 1700 м в бассейне р. Боку-Мерин; до последней морены тянутся непрерывно на 12 км. В верховьях речек того же бассейна, текущих с южного склона снеговой группы Мёнку-хаиркан (Мёнку-тайга Игнатова), сплошные морены до 2200-2400 м; есть и небольшие ледники. На северном склоне они встречены по притоку р. Харги на 2100 м. Плато с оз. Джувлу-куль между этой группой и хр. Шапшал было занято большим ледником, питавшимся с обоих хребтов; здесь везде морены, а на Шапшале видны кары [*Сапожников, 1911*, стр. 305-307]. В последнее время широтную часть Сайлюгема изучала Л.И. Семихатова; в центральной и западной части она видела на северном склоне кары, каровые и моренные озера, боковые и конечные морены, трогги, эрратические валуны и т.п. Средняя высота гор около 3000 м, в центральной части 3500-3600 м; современная снеговая линия на высоте около 3100 м, поэтому только в центральной части могут быть небольшие ледники (еще не открытые), а в остальных только перелетки снега. Эта высота снеговой линии объясняется крайней сухостью климата - через Сайлюгем Монголия вторгается в Русский Алтай на Чуйскую степь; поэтому в восточной части хребта ясных следов оледенения почти нет, тем более, что она ниже остальных (2400-2800 м). Снеговая линия эпохи оледенения пролегла на высоте 2625-2880 м значительно выше, чем в соседнем Южном Алтае (2000-2300 м), судя по

древним карам, расположенным на двух уровнях с разницей высот в 150-300 м, что доказывает две эпохи оледенения. Нижние кары, особенно развитые, соответствуют более ранней максимальной эпохе; они больше верхних и более зрелы. В виду сравнительно небольшой высоты гор в Сайлюгеме преобладали висячие и каровые ледники, а также долинные 2-го порядка, но в некоторых долинах были ледники 1-го порядка, например, в долине Тархаты длиной в 40 км, Джумалы более 30 км, опускавшиеся до 2000 м. В долинах сохранилась форма трога, боковые притоки почти все текут в висячих долинах. В соседней южной части меридионального Сайлюгема (хр. Чихачева) в районе озер Богуты и Холбо-нор следы оледенения опять ясны, несмотря на небольшую высоту (до 2600 м): здесь есть морены, эрратические валуны, моренные озера (оба Холбо-Нор), и местность, по-видимому, покрывалась ледником, спускавшимся с севера, где в более высокой части хребта и теперь еще есть ледники [*Семихатова, 1928*, стр. 15-18, 24, 25]. Л.И. Семихатова напечатала новые данные о современном и древнем оледенении хр. Чихачева (Советская Азия, 1930, № 2-3).

С севера к Восточному Алтаю примыкает *Кузнецкий Алатау*, достигающий в высших точках до 2000 м абс. выс., в большинстве же гольцов от 1100 до 1800 м, и в настоящее время не несущий ледников, а только кое-где перелетки снега. Первые данные о следах оледенения сообщил И.П. Толмачев в 1900 г., открывший каровые озера в вершине р. Каннойгой, правого притока р. Казыр, впадающей в верховья р. Томи, на абсолютной высоте 1235 м в хр. Чазень, достигающем 1500-1600 м [*Толмачев, 1901*]. Немного позже он нашел и в других частях хребта кары, каровые и моренные озера, морены, скалы с полировкой и шрамами, трогообразные формы долин [*Толмачев, 1903*]. Морены достигают иногда 100 м высоты. Следы оледенения не встречаются выше 1600-1700 м и ниже 1000-1100 м; они более отчетливы на восточном склоне, чем на западном, где нередко замаскированы и где об оледенении можно догадываться по таким признакам, как необычайная ширина долин в верхней части и выполнение их здесь мощными наносами [*Толмачев, 1910*]. В общем отчете он впрочем отрицает сколько-нибудь сплошной ледниковый покров в Алатау и говорит только о возможности существования отдельных ледников или групп ледников; характерными чертами древних ледников Алатау, по его мнению, являются небольшие размеры сборной площади, короткие языки, спускавшиеся по долинам недалеко, и мощные накопления моренного материала [*Толмачев, 1909*]. Но этому выводу противоречит его указание, что следы древних ледников спускаются приблизительно до высоты 1000 м (низшие ледниковые озера В. Терси 1101 м и Кустейсу 1104 м). Отсутствие большого развития ледников при такой значительной депрессии снеговой линии он объясняет, согласно Воейкову, сухостью климата Сибири [*Толмачев, 1910*].

Между тем, при значительном количестве высот в 1300-1900 м и при высоте снеговой линии в эпоху максимального оледенения в 1000 м (судя по данным Г. Гранэ для периферии Алтая, расположенного южнее, эта цифра скорее больше, чем меньше действительной) оледенение Алатау должно было быть гораздо больше; эти горы и теперь еще, особенно на восточном склоне, получают зимой очень много снега. Отметим еще, что И.П. Толмачев различает в Алатау две эпохи оледенения - новейшую более слабую, оставившую ясные кары с их озерами и моренами, и более древнюю, создавшую трогообразные долины и морены ниже.

Детальные исследования Геологического комитета, производимые с перерывами с 1907 г. в золотоносных районах, пока не прибавили данных о прежнем оледенении Кузнецкого Алатау. В кратких отчетах исследователи большей частью совсем обходят этот вопрос, а полные отчеты за редкими исключениями еще не изданы. Я.С. Эдельштейн, изучавший в 1907 г. восточный склон Алатау в северной части бассейна Белого Юса, отметил каровые ниши с озерками и моренными валами на некоторых вершинах, но говорит, что определенных следов ясно выраженного оледенения здесь нет - ни эрратических валунов, ни морен, ни шлифованных скал и типичных профилей долин. Он

допускает, что в ледниковую эпоху, когда в центральных частях Алатау существовали долинные ледники, здесь на отдельных гольцах развились спорадические каровые [Эдельштейн, 1909]. Между тем в районе его исследования есть высоты от 1400 до 1770 м, принадлежащие главному водоразделу и, судя по данным И.П. Толмачева, они должны были превышать снеговую линию на 300-670 м, что достаточно для солидного оледенения с развитием долинных ледников.

А.Н. Чураков, посетивший в 1920 г. центральную часть Алатау, упомянул в кратком отчете, что ледниковые отложения выражены моренами, подпруживающими озера, расположенные на дне каровых ниш; в долине одного из истоков Большого Черного Юса он нашел конечную морену, судя по которой бывший здесь ледник достигал примерно 3 км длины. Он говорит презрительно о «небольшом» леднике, хотя в настоящее время в Алтае немногие ледники имеют большую длину [Чураков, 1921]. А.Я. Булытников, изучавший в 1927-1928 гг. Саралинский золоторудный район, гольцы которого достигают 1500-1600 м абс. выс., упоминает только о «косвенных» признаках оледенения на Сарале в виде кар, иногда ступенчатых [Булытников, 1928]. На карте, приложенной к его отчету, видны три ясные кара, шириной в 160, 280 и 560 м на северном склоне гольца в 1665 м в верховьях р. Средней Саралы; два из них содержат озера. Очевидно, что признаки оледенения не ограничиваются этими карами, но на них не обращено внимания. Этот недостаток мы встречаем до сих пор у многих геологов, работающих в Сибири, очевидно еще не освободившихся от влияния взглядов А.И. Воейкова и И.Д. Черского. Поэтому особенно приятно отметить только что появившуюся статью А.М. Кузьмина о ледниковом периоде в Кузнецко-Алтайской области, содержащую сводку наблюдений, сделанных им в течение нескольких лет по северной окраине Алтая и в прилегающей части Кузнецкого Алатау в бассейнах рр. Лебеди, Абакана и левых притоков верхней Томи. В этой статье приведены доказательства четырехкратного оледенения области, эпохи которого сопоставлены с установленными в Западной Европе эпохами гюнц, миндель, рисс и вюрм; выводы основаны на описании наносов, слагающих четыре террасы, а также доледниковых, развитых на водоразделах и подпруживающих озера; рассмотрены четыре ледниковые и три междуледниковые эпохи в их последовательном развитии в связи с процессами отложения и размыва, поднятий и опусканий области. Доказывается, что первое оледенение имело еще гренландский тип, так как развилось на мало расчлененной почти-равнине в связи с поднятием области; в первую между ледниковую эпоху эрозия врезала речные долины, так что вторая эпоха оледенения создала ледники скандинавского типа. Рассмотрен также генезис Телецкого озера, которое признается тектоническим, но очень молодым, созданным опусканием уже в послеледниковую эпоху, на границе сопряжений осей поднятия Алтая и Алатау. Можно, конечно, считать некоторые сопоставления автора преждевременными, выводы о многократных поднятиях и опусканиях области недостаточно доказанными и т.д., но во всяком случае его труд содержит много ценных данных и интересен как первая попытка установить синхронизацию эпох оледенения Сибири и Европы [Кузьмин, 1929].

К южному концу Кузнецкого Алатау и к северной части Восточного Алтая примыкает *Западный Саян*, который принято протягивать до верховий рр. Казыра, Кизыра и Уды, где его сменяет Восточный Саян. Данные о древнем оледенении Западного Саяна не обильны; из отчетов путешественников XIX в. - П. Чихачева, Л. Шварца, Адрианова, Д.А. Клеменца можно извлечь некоторые сведения о нахождении эрратических валунов, обилии озер в верховьях рек (очевидно каровых и моренных) и каров или цирков на гребнях и вершинах (судя по характеристике рельефа). Ошурков, проехавший в 1902 г. через западную часть, упоминает большие валунные гряды, расположенные рядами, часто в два яруса на склонах грив и в третьем ярусе на нынешних речных террасах и связывает последние с последним ледниковым периодом [Ошурков, 1906]. Определенные, хотя и краткие данные мы впервые находим у Я.С. Эдельштейна,

изучавшего в 1910 г. северный склон в районе рр. Большой Кебеж, Тайгиш и Шадат бассейна р. Амыла. В северных грядках, достигающих 1000-1200 м, он не нашел следов оледенения за исключением гольца Березовский Таскыл в 1648 м, на северо-восточном склоне которого имеется типичный кар с озерком; но в центральной части в хр. Ергаки (где отдельные вершины имеют 2000-2200 м), откуда текут Большая Оя, Большой Кебеж, Тайгиш и Буйба, доказательства оледенения разнообразны и обильны на обоих склонах и констатированы в целом ряде долин в виде цирков, обработанных льдом скал, «U»-образной формы долин, конечных и боковых морен и эрратических валунов. В верховьях Нижней и Средней Буйбы имеются три серии морен, указывающие три остановки при отступании. Гребень Ергаков изрезан множеством кар и цирков. Ледники были долинные; снеговая линия проходила на высоте 1600-1700 м, но самые крупные ледники едва достигали 5 км длины, спускаясь на 500-600 м ниже снеговой линии [*Эдельштейн, 1912*]. К сожалению, подробное описание этой поездки в Ергаки еще не опубликовано.

Немного раньше, в 1906 и 1907 гг., эту же часть Западного Саяна пересек в двух местах Г. Гранэ, но в своей книге о ледниковом периоде в Монголии сведений об оледенении Саяна не дает [*Гранэ, 1910*]. Д. Каррутерс в 1910 г. во время путешествия в Урянхай посетил оз. Чапса в верховьях одноименной речки, левого притока Систикема на южном склоне Ергаков, расположенное в скалистом цирке; его фотографии этого хребта показывают альпийские формы с карами и другое моренное озеро в группе Улу-тайга к югу от оз. Чапса [*Carruthers, 1913*, стр. 138, *Крашенинников, 1913*; *Юрганова, 1912*; *Пржевальский, 1878*; *Обручев, 1900*; *1901* и др.)].

В западной части Западного Саяна у прорыва Енисея с 1922 г. работал И.К. Баженов, в отчете которого довольно много данных о прежнем оледенении.

На левом берегу Енисея хр. Голый Таскыл (Итем), достигающий 1300-1500 м, являлся центром крупного оледенения; с него по р. Саятке и соседним в долину Енисея спускался огромный ледник, оканчиваясь на высоте около 300 м у выхода Енисея из гор близ дд. Означенной, Саянской и Летник, где оставил мощные (более 7 м) валунные отложения на обоих берегах (на левом до 5 км от реки) с валунами от 4 до 20 куб. м, в тонком глинисто-песчаном цементе; тут сохранился и моренный ландшафт. Валунный нанос перекрывает речной галечник и покрыт лёссом и дюнными песками. Меньшие ледники спускались с северного склона Таскыла в долину р. Уй. На правом берегу Енисея, но южнее, расположен хр. Бурус (Убрус), достигающий 2000-2100 м; он имеет острый гребень, изрезанный на северном склоне четырьмя большими карами с озерками и водопадами. Но спускались ли с этого хребта ледники на север по долинам рр. Голубой, Соболевой, Пойловки и Таловки, начинающихся в карах, исследователь не говорит [*Баженов, 1924*]. В главной цепи Саяна, пересекаемой Енисеем в Большом пороге, гольцы достигают той же высоты 2000-2100 м; северо-западный склон гребня изрезан многочисленными карами, в которых все лето лежит снег; на юго-восточном склоне кары редки и более широки, быстро переходят в долины с озерками; другие следы оледенения не упомянуты [*Баженов, 1926*]. Но в отчете 1926 г. подтверждено обилие кар в грядках этой цепи, превышающих 1950 м; кары расположены через каждые 2-3 км, достигают до 5 км длины, 400-600 м глубины и рассекают гребень на острые пики. Дно каров часто ступенчатое (до 5 ступеней) и содержит озера двух типов - глубокие и мелкие; они расположены на высоте 1850-2000 м. Из каров на юго-восточный склон вынесено огромное количество валунного материала (валуны до 5 м в диаметре), мощностью до 200 м, что может быть объяснено только работой ледников; но о размерах последних ничего не сказано [*Баженов, 1927*], так что приходится ждать общего отчета, в котором автор остановится, может быть, подробнее на следах оледенения.

Об оледенении западного конца Западного Саяна в месте стыка его с хр. Чихачева сообщил в 1909 г. С.А. Яковлев, нашедший очень свежие следы в вершине р. Абакана - сглаженные водоразделы, на них валуны гранита (принесенные с Саяна на сланцевые горы), срединные морены, шрамы и полировку. Из того же центра в Саяне ледник шел и

на юго-запад, судя по подпруженному моренами оз. Иты-куль и далее по долине р. Чульчи [Яковлев, 1909].

В общем из сказанного следует, что главная цепь Западного Саяна почти на всем протяжении подвергалась довольно сильному оледенению, снеговая линия (последней эпохи?) находилась на высоте 1600-1700 м, а так как вершины и гребни гор часто превышали ее на 300-400 м, то ледники могли развиваться до долинного типа. Севернее главной цепи имелись и самостоятельные центры в роде Голого Таскыла и Буруса, причем сильное оледенение первого, давшего начало леднику до 40 км длины (судя по его концу у выхода Енисея из гор), кажется удивительным в виду небольшой высоты 1300-1500 м; возможно, что этот ледник принадлежал не к последней, а к предпоследней более сильной эпохе. Подобные же самостоятельные центры должны были представлять гольцы Шаман-таскыл, Хан-сын и Крест-таскыл, расположенные между рр. Малым Абаканом и Аны (хр. Чукчут 40-верстной карты), судя по данным Д.А. Клеменца, который видел на них кары и горные озера и говорит, что на северном склоне Шамана и на обоих склонах Хан-сына лежат никогда не тающие снега [Клеменец, 1891]. Судя по составу и мощности наносов на Кызасских приисках у северного подножия Шамана (торфа до 11.2 м, пласта 2-4 м), ледники последнего спускались в верховья Б. Кызаса, достигая нескольких километров длины.

Восточный Саян в своей высокогорной части, протягивающейся от верховий рр. Маны и Кана на юго-восток до верховий р. Джиды, изучен в отношении следов оледенения (как и в геологическом вообще) очень мало, за исключением восточного конца; здесь в районе г. Мунку-сардык и верховий Иркуты и Оки уже Кропоткин, а затем Чекановский находили признаки прежнего развития ледников, как указано выше. Топограф Крыжин, прошедший по всему Восточному Саяну, упоминает о присутствии современных ледников (не считая Мунку-сардыка) и горных озер и характеризует его как высокое плоскогорье, большей частью поднятое выше 2000 м и местами достигающее 50 км ширины [Шварц, 1864]. В западной части в 1893 г. проехал Л.Н. Ижицкий по Майскому, Идарскому и Канскому Белогорьям и сообщил, что высоты их 1700-2000 м, на северных склонах некоторых гольцов снег лежит почти круглый год, но ледников, виденных Крыжиным, нет; следы оледенения он не указывает; но упоминаемые им огромные россыпи на гольцах, заваленность речных долин крупными валунами и озеро в верховьях р. Б. Пизо на высоте 1454 м можно считать признаками оледенения [Ижицкий, 1895]. Недавно Г. Стальнов, посетивший верховья Кызыра и Канское Белогорье в 1924 г., открыл долинный ледник в 3 км длины в хр. Фигуристом между Казыром и Кызыром и несколько висячих и каровых на Канском Белогорьи, обширные цирки с фирнами, многочисленные каровые озера, бараньи лбы, мощные нагромождения моренного материала, т.е. подтвердил сообщение Крыжина о существовании ледников и показал неполноту наблюдений Л.Н. Ижицкого, не заметившего ясные следы оледенения. Высота вершин, несущих ледники, по данным Г. Стальнова, 2700-3000 м, а высота снеговой линии 2000-2300 м [Стальнов, 1925].

В только что вышедшем отчете А.Я. Булынникова о Нижне-кызырском районе находим интересное сведение, что обильные галечники и валуны, окружающие Большие и Малые Мажарские озера, представляют, по-видимому, морену большого ледника, подпрудившую эти озера; в пользу этого говорит также сглаженный как бы полированный характер скал многочисленных островов этих озер, наличие эрратических валунов и пр. Озера этой интересной группы между Кызыром и Казыром, впервые исследованной, обилуют скалистыми берегами и островами и соединены друг с другом протоками, нередко порожистыми [Булынников, 1929]. Из этих данных следует, что с Восточного Саяна в месте стыка его с Западным, спускались огромные ледники по долинам Кызыра и Казыра, доходившие до озер, т.е. имевшие более 150 км длины. Можно думать, поэтому, что наблюдения Г. Стальнова касаются последней ледниковой эпохи, а в максимальную эпоху оледенение было гораздо значительнее. Эти данные подтверждены наблюдениями

Вологодина 1929 г. Из сообщения, сделанного им в Минералогическом обществе 18 февраля, привожу следующее: *«Мажарские озера, расположенные на абсолютной высоте 1000 м, моренные; гранитные острова на них представляют бараньи лбы со шрамами, частью покрытые валунной глиной как и берега; долины Казыра и его притоков троговые, но уже сильно размытые. В верховьях Казыра на высоте 12-18 м над дном долины есть полированные скалы с горизонтальными шрамами, а выше - бараньи лбы; там же встречены озерные отложения в виде ленточных глин с растительными остатками и слоистых глин с пресноводными гастроподами. Следы последнего оледенения очень ясны на больших высотах в виде трогов, морен, цирков с озерками, каров на высоте 1400-1600 м; в это время ледники имели 4-5 км длины, преобладали висячие и каровые; кары, обращенные на юг, сильно пострадали, обращенные на север, сохранились»*. В виду этого сообщения Молчанова о признаках оледенения около с. Балай у северного подножия предгорий Восточного Саяна, на расстоянии 20 км от первых высот, не кажется неправдоподобным. Здесь в бурых щебнистых глинах залегают валуны кварцита, добываемые для жерновов и для стекольного завода; они достигают иногда 10 куб. м и местами сгружены целыми кучами; на некоторых видна великолепная полировка, имеющая признаки ледниковой, в чем я имел возможность удостовериться по привезенному И.А. Молчановым образчику, находящемуся в Геологическом музее Академии Наук [Молчанов, 1927]. Поэтому приходится думать, что в эпоху максимального оледенения ледники Майского Белогорья спускались до Балай, т.е. имели более 100 км длины; это более вероятно, чем предположение, что источником валунов был южный конец Енисейского кряжа, на правом берегу р. Кана, достигающий всего 1000 м абс. выс. и отстоящий от Балай на 60 км к северу. Заметим еще, что в этой же щебнистой глине по соседству найдены кости мамонта, северного оленя и лошади Пржевальского, что указывает ее возраст.

Немного восточнее, в золотоносном районе Большой Бирюсы, следы оледенения до сих пор не были известны; их обнаружил И.А. Молчанов в 1927 и 1928 гг., из письма которого ко мне заимствую следующие данные: *«огромный ледник занимал долину верхнего течения р. Уды; почти все притоки ее также несут явные следы оледенения; цирки и кары в истоках, трого, висячие долины и моренные озера встречаются во многих местах. Большой ледник был в бассейне р. Гутар, притока Б. Бирюсы; устья его притоков Ужура и Мурхая забиты моренами на протяжении нескольких километров и реки вырыли себе эпигенетические долины. Большой ледник заполнял также долину р. Агула, бассейна р. Кана и большие Агульские озера оказались моренными. Ледники Уды, Гутара и Агула имели несколько десятков километров длины; ледник, занимавший верхнее течение Б. Бирюсы, достигал 18-20 км; даже севернее, в предгорьях Саяна, были висячие и каровые ледники, например в вершине Мокрого Мирючина»*. И.А. Молчанов поясняет, что в Саяне оледенение сильно замаскировано позднейшей речной эрозией, почему морены в долинах в большинстве случаев уже перемыты и их не всегда и не везде легко обнаружить. После последнего или (предпоследнего) сильного оледенения началось сильное переуглубление долин, и реки врезались не только в морены, но часто даже в коренное дно долины на глубину до 15 м. Поэтому остатки ледниковых отложений часто лежат на уровне но всегда ясно выраженных террас, на высоте 20-30 м и при маршруте по дну долины их легко не заметить; вот почему путешественники по Саяну до сих пор не видели этих следов. Формы рельефа хорошо улавливаются только с господствующих высот, откуда открываются более или менее обширные панорамы вдоль речных долин. К этим словам И.А. Молчанова я добавлю, что омоложение цикла эрозии в связи с юными поднятиями наблюдается во многих горных странах Сибири; если присоединить еще покров густой тайги часто скрывающий мелкие неровности рельефа (морены, бараньи лбы, эрратические валуны) и стесняющий кругозор исследователя, то станет понятным, почему до недавнего времени следы оледенения не замечались, в особенности, если путешественник, доверяя идеям А.И. Воейкова и И.Д. Черского, считал оледенение

Сибири невозможным и потому не старался находить его следы. Так было и со мной в первый год исследований в Охотском и Приморском хребтах и в Хамар-Дабане, и только работы в Олекминско-Витимской горной стране открыли мне глаза.

Восточная часть Восточного Саяна в районе верховий Иркутта, Китоя, Белой и Оки известна в отношении признаков ледникового периода гораздо лучше; здесь поднимается цепь семи острых вершин Мунку-Сардык, достигающих 3300-3455 м абс. выс. и несущих несколько небольших ледников на обоих склонах, которые посещались и изучались неоднократно. Кропоткин и Чекановский давно обнаружили следы оледенения, как указано выше, но Черский, посетивший в 1873 г. эту местность, в предварительном отчете не сообщил о них ни слова и только гораздо позже указал замеченные им в долинах рр. Саган-хара, Арахонголдой и Китойкин в бассейне р. Китоя и Оспы в бассейне р. Белой бараньи лбы с шлифованной поверхностью, которые он, очевидно, считал единственными бесспорными признаками ледникового периода, но не обратил внимания на многочисленные кары, моренные озера, трог и морены [Черский, 1882, стр. 57-61]. При изучении Торской и Тункинской котловины в 1875 г. он обнаружил у подножия Тункинских Альп и по долинам речек в их предгорьях до высоты 955 м над Тункой неслоистый нанос с остросереберными глыбами до 6 м в диаметре, обточенными валунами и галькой в неровнозернистом песке, при полном отсутствии сортировки; мощность наноса была более 20 м, судя по врезанным в него руслам. В отчете он признал его ледниковым [Черский, 1875, стр. 175, 176], но позже [Черский, 1882, стр. 56] усомнился в этом, так как нанос не содержит глыб со шрамами и полировкой. Не придавая значения этому отсутствию в виду того, что эти следы ледниковой деятельности легко исчезают при выветривании, мы можем принять, что ледники Тункинских Альп прежде спускались до устья долин в Тункинскую котловину.

Л.А. Ячевский, бывший в составе Саянской экспедиции Бобыря в 1887 г., описал ранее неизвестный ледник Миддендорфа в низовьях р. Цаган-гол, правого притока р. Тиссы бассейна р. Оки и упомянул виденные им издали ледники по Гуджертай-голу (приток Даган-гола) и на гольце Хара-Хардык между вершинами Тиссы и Сенцы. Нижний конец ледника Миддендорфа опускается до 2400 м. Он сообщил также о ясных следах оледенения (эвратические валуны с полировкой и шрамами, ледниковый щебень, моренные отложения, полированные скалы) на всем Нуху-Дабане, в долине р. Оки до высоты 1550 м, в долине р. Тиссы, в верховьях Хадаруса и Каштака, в долине Торонга на южном склоне Саяна на высоте 1700 и 1900 м и полагал, что нижний предел распространения ледников на северном склоне Саяна около 1500 м, на южном около 1700 м [Ячевский, 1888].

Много данных о современном и прежнем оледенении группы Мунку-Сардык собрали С.П. Перетолчин и Де Геннинг Михелис в 1896-1897 г.; первый изучал ее также в 1898 и 1900-1903 гг. и описал подробно; по его данным южный ледник оканчивается на высоте 3173 м, три северные, на 2737-2800 м. Снеговая линия на южном склоне проходит на высоте 3173 м, на северном - на 2936 м, так что все семь пиков превышают ее. Озеро Иль-чир, низшая точка на Нуху-Дабане, лежит на высоте 1965 м. Следы оледенения на южном склоне группы спускаются до озера Косокола, т.е. до 1638 м [Перетолчин, 1897; 1908; Де Геннинг Михелис, 1898].

Очень много данных о прежнем оледенении этого района Восточного Саяна собрал ботаник В.Л. Комаров в 1902 г. Он описал многочисленные озера, старые морены, цирки и кары, эвратические валуны, рассеянные повсюду, и пришел к выводу, что все пространство от северного берега оз. Косокола до горы Алибера в бассейне р. Белой и от Гарганского перевала до среднего течения р. Ихэ-угун, а может быть и до с. Тураи на Иркуте, некогда представляло почти сплошное оледенение. Нижние морены в долине Хоре (Ханги), впадающей в оз. Косокол, он отметил на высоте 1688 м, а морены в верховьях р. Ихэ-угун на высоте 2115 м [Комаров, 1905, стр. 137-147]. Обширные следы

оледенения в Тункинских и Китойских Альпах вскользь упоминает также А. Львов [*Львов и Кропачев, 1909*].

В 1914 и 1916 гг. тот же район верховий Иркуты и Оки изучал П.И. Преображенский, напечатавший сводку своих наблюдений только в 1927 г. [*Преображенский, 1925*]; он пришел к выводу о несомненном былом оледенении всего плато Нуху-дабан (около 600 км²) в верховьях Черного Иркуты, где имеются кары, моренные и каровые озера, боковые и конечные морены, эрратические валуны, флювиоглациальные отложения. С этого плато спускался большой ледник по долине р. Иркуты, оканчивавшийся в 6 км ниже с. Монды на высоте 1342 м, где он имел еще более 300 м мощности; длина его от выхода из оз. Ильчир была не более 60 км. Средняя высота плато 2100 м, разбросанных на нем высот 2340-2450 м, а окружающих его с юго-востока и севера альпийских вершин до 3200-3400 м. Менее определенно он высказался об оледенении верхнего течения р. Оки, хотя указал, что ледник р. Жохой спускался на 5 км в долину р. Оки (что определяет его длину приблизительно в 30 км); долина Жохоя резко переуглублена сравнительно с долинами ее притоков.

В общем мы имеем достаточно данных, чтобы принимать сильное оледенение высшей цепи всего Восточного Саяна от Мунку-сардык до Майского Белогорья, типа, по-видимому скандинавского, переходившего местами (в Тункинских и Китойских Альпах и других глубоко расчлененных цепях, напр., хр. Фигуристом) в альпийский; ледники достигали нескольких десятков километров длины и спускались как на север, до высоты 1300-1400 м, так и на юг до высоты 1600-1700 м. К сожалению, очень мало известно о распространении саянских ледников на юг в бассейн верхнего Енисея; обилие озер по рр. Хамсаре, Инсуку, Доракему, Бейкему как будто указывает, что ледники спускались с Восточного Саяна до этих озер, расположенных на высоте 1070-1100 м, т.е. достигали 100-120 км длины. Часть этих озер посетил ботаник И.М. Крылов в 1892 г., по описанию которого они лежат в холмистой местности, соединены извилистыми протоками, некоторые обилуют островками, берега озер часто также извилистые; он упоминает также валунные россыпи, а по берегам р. Аньяк-кем каменистые гривы, за которыми параллельно тянутся длинные и узкие озера, большею частью заросшие [*Крылов, 1903*]. Д. Каррутерс, бывший в 1909 г. в этой местности, говорит, что оз. Тоджи-куль по р. Доракему расположено в холмистой (rolling) местности, в которой присутствие прежних ледников хорошо видно по сохранившимся моренам; все, что он видел в области озер верхнего Енисея, склоняет его к выводу, что эти озера обязаны своим существованием меняющимся условиям, следовавшим за крупным оледенением [*Carruthers, 1913*, стр. 152, 153]. Следовательно, в развитии огромных ледников на южном склоне Восточного Саяна, ограничивающем с северо-востока область истоков р. Енисея, нельзя сомневаться. Это подтверждается и данными финляндской экспедиции Седерхольма 1917 г., которая видела в горах Унгеш южного склона р. Огарха-ула между Бей-кемом и Хакемом морены и кары [*Hausen, 1925*]. Член этой экспедиции Гаузен посетил в 1918-1920 гг. также верховья Иркуты, Тункинские и Китойские Альпы и пришел к выводу, что вся обширная страна Восточного Саяна была покрыта ледниковым чехлом, достигавшим размеров континентального ледника и выславшим языки вниз по долинам [*Hausen, 1925a, 1928*].

Конец Восточного Саяна к югу от долины р. Иркуты от с. Монды до р. Жемчуг до последних лет никем не был посещен кроме зоолога Полякова в 1868 г., и только в 1927 г. братья Ламакины выбрали его по моему совету для геоморфологических исследований. Они обнаружили и здесь ясные признаки древнего оледенения в виде цирков, каров, трогов, морен, эрратических валунов; с широкого водораздела на границе Монголии, достигающего 2400-2600 м, а в высших точках до 3000 м, ледники спускались на север в долины рр. Большого и Малого Зангиссанов, правых притоков р. Иркуты, оканчиваясь на высоте 1150-1200 м и достигая от 15 до 25 км длины; в них вливались ледники, спускавшиеся по долинам притоков этих рек. Оледенение имело три фазы, причем каждая последующая была меньше предшествующей; в виду плоских форм широких

водоразделов тип оледенения был скандинавский. Указанные цифры длины и окончания ледников относятся к первой фазе; во время второй, ледник Большого Зангиссана имел 5-8 км длины, а третья фаза ограничивалась висячими и каровыми ледниками; цирки и кары этой фазы находятся на высоте 2200-2300 м и только в долину Большого Зангиссана спускался небольшой ледник, а с высшего Зангатокольского гольца (3008 м) спускались ледники до 3 км длины [*Ламакины Н.В. и В.В., 1928*]. Но возможно, что указанные три фазы принадлежат последней эпохе оледенения, более слабой, как мы уже знаем по другим местностям Сибири и представлявшей, как известно, три фазы или субэпохи. Следы же предшествующей эпохи следовало искать в самых низовьях долин Зангиссанов или даже в долине р. Иркута.

К востоку от 102° в.д. по Гринвичу Восточный Саян носит уже название *Хамар-Дабана*, отделяющего мелкие притоки оз. Байкала от притоков р. Селенги. Ячевский, сделавший пересечение его от р. Сангине, бассейна р. Джиды, к вершине р. Снежной и затем переваливший через Шибинский голец (перевал 1870 м, вершины 2100-2200 м) к вершине р. Слюдянки, ничего не сообщает о следах оледенения, хотя о них упоминал уже Чекановский (правда в очень общих выражениях). Докторович-Гребницкий между тем указывает, что высокие гольцы Хамар-Дабана в западной его части, превышающей 2130 м, имеют альпийский тип и изобилуют карами [*Отчет..., 1920*]. Очевидно, и здесь было хотя бы небольшое оледенение, выяснение размеров которого - дело будущих специальных исследований. Восточнее, на перевале Кяхтинского купеческого тракта в верховьях р. Мишихи, где гольцов уже нет и плоские вершины, достигающие 1200-1300 м, сплошь покрыты кедровником, в 1895 г. я не встретил признаков оледенения. Пилипенко сообщил (Минеральное сырье, 1930, № 7-8) о грандиозных следах оледенения в Хамар-дабанае, обнаруженных им по рр. Слюдянке, Похабихе, Улунтую, Быстрой, и на гольцах в их верховьях: морены, кары, каровые озера, форма долин, ригели, бараньи лбы, эрратические валуны. Ледники спускались до низовья долин. Сильное оледенение западной части Хамар-Дабана по этим данным вне сомнения.

Гольцами западной части Хамар-Дабана очевидно заканчивается прежняя область оледенения Восточного Саяна и далее на восток южная окраина Сибири в пределах Западного Забайкалья, благодаря недостаточной высоте уже не носит следов ледникового периода, хотя немного южнее, в пределах Монголии высокий Кентей был центром оледенения, как мы увидим ниже. Только *в верховьях рр. Чикоя и Ингоды* горы поднимаются выше, примыкая к отрогам Кентея и здесь следы оледенения имеются: Н.Д. Емельянов сообщает о корытообразной форме небольших долин и переломах их дна в верховьях Чикоя; здесь голец Барун-Шебетуй поднимается до 2556 м, представляя высшую вершину южного Забайкалья [*Емельянов, 1914*]. В верховьях р. Ингоды голец Сохондо с абсолютной высотой 2505 м, по данным Л.Н. Прасолова, имеет на южном склоне обширный цирк с обрывистыми склонами (т.е. типичный кар) и озером, не менее 420 м длины; на западном склоне находится широкий кар без озера; вниз от озера тянутся боковые, донные и конечные морены на 2-3 км и среди них еще озерко на высоте 1940 м; долина р. Барун-Сохондо, идущая от кара с озером, немного напоминает ледниковый трог [*Прасолов, 1927*]. Очевидно в этой пограничной местности мы имеем небольшой самостоятельный центр оледенения, питавший в максимальную эпоху даже долинские ледники.

Еще восточнее, на восточной окраине Забайкалья, *в низовьях бассейна р. Аргуни* Крашенинников нашел по р. Орочи и на южных склонах системы пади Лугичи многочисленные очень правильные цирки на очень различных уровнях, занятые то тайгой, то влажными березняками и осинниками, то степью; они иногда переходят в корытообразные верховья долин, в дно которых каньоном врезана современная речка; размеры их колеблются от нескольких десятков до сотен метров и даже до 2 км; иногда они расположены высоко. При настоящих условиях эти формы неустойчивы, изменяются размывом. Исследователь считает возможным, что это ледниковые кары эпохи,

соответствующей обширному развитию озер в Забайкалье, когда соседний Большой Хинган мог стать холодильником и позволил развиваться здесь субальпийским формам [Крашенинников, 1912]. Но небольшая высота местности (ниже 1000 м?) при широте в 52° заставляет оставить ледниковый генезис этих форм под вопросом; во всяком случае, это могут быть признаки только максимальной эпохи оледенения, выразившейся в развитии каров и коротких ледников.

По совокупности наблюдений, сделанных до сих пор над признаками ледникового периода в Сибири, характер и распространение последнего в общих чертах следующие:

В *северном поясе* доказано обширное развитие следов оледенения от Урала до Таймырского края включительно и можно говорить с полной уверенностью о материковом типе ледникового покрова во всей этой части Сибири. Не вполне разъяснен вопрос, существовал ли самостоятельный центр оледенения в районе устья р. Таз и Гыданского полуострова или же ледниковые отложения, находимые к северу от средней Оби и к западу от нижнего Енисея, принадлежат частью Уральскому, частью Таймырскому ледникам. Но приблизительно широтное расположение холмов и гряд из песка с галькой и валунами от водораздела Аган – оз. Пяку-то до водораздела Вах - Таз говорит скорее в пользу существования самостоятельного Тазовского ледника, так как конечные морены Уральского и Таймырского ледников должны были бы иметь к северу от средней Оби направление близкое к меридиональному. Хотя местность в низовьях р. Таз и на Гыданском полуострове имеет меньшую абсолютную высоту, чем указанные водоразделы, т.е. уклон местности направлен на север, но это не было препятствием для накопления обширных площадей фирна на севере и движения ледника на юг, т.е. вверх по уклону, так как небольшая разница высот легко могла компенсироваться мощностью фирна, достаточной для необходимого напора. Эту мысль высказал И.А. Молчанов [1926, стр. 14] и ее можно подкрепить ссылкой на восточноканадский (Кьюновский) ледниковый покров, который, согласно А.П. Кольмэну, также имел центр в более низкой области, откуда растекался во все стороны и принес эрратические валуны на расстояние в 800 км, отложив их, например, на юге, в местности, которая была выше центра оледенения, минимум на 900 м, [Coleman, 1926, стр. 14-16]. Если в районе Тазовской губы и Гыданского полуострова накопились фирны в 400-500 м толщины, то это было более чем достаточно для того, чтобы создать уклон и движение ледника на юг, так как местность в этом направлении выше только на немного десятков метров. Поэтому в существовании Тазовского ледника едва ли можно сомневаться. Кроме того форма Обской, Тазовской и Енисейской губ наводит на мысль, что они представляют эстуарии, т.е. затопленные морем речные долины, откуда следует, что местность между Уралом и Таймырским краем прежде была выше, возможно на несколько десятков метров. Затопление, очевидно, произошло во время бореальной трансгрессии в последнюю междуледниковую эпоху, когда имело место опускание северного берега Сибири; следовавшее затем поднятие не вернуло страну к прежнему уровню. Если эти соображения правильны, то до предпоследней ледниковой эпохи с максимальным оледенением р. Таз представляла приток Оби, Гыданский полуостров соединялся с Ямалом и оба простирались дальше на север; в общем мы получим обширную и довольно возвышенную субполярную площадь для питания большого Тазовского ледника, может быть даже с естественным уклоном на юг. Если принять во внимание указание Н.Н. Урванцева, что для Таймырского бассейна направления ледниковых шрамов пересекаются в районе архипелага Норденшельда, откуда, следовательно, шло главное движение ледника, то приходится думать, что в эпоху максимального оледенения эти острова были соединены с материком, который простирался, вероятно, еще дальше на север, может быть смыкаясь с Северной Землей (покрытой ледниками еще теперь) и был значительно выше. Как известно, недавнее, в начале четвертичного периода, соединение с материком принимают с достаточным основанием и для Новосибирских о-вов (Толль, Воллосович), т.е. в максимальную ледниковую эпоху северный берег Сибири протягивался в трех местностях значительно

дальше на север и представлял обширные площади для накопления фирнов, расчлененные и большею частью исчезнувшие во время первой бореальной трансгрессии.

Менее ясен естественный вопрос, смыкались ли друг с другом ледниковые покровы Уральский, Тазовский и Таймырский, и если да, то где. Теоретически трудно себе представить, что они не смыкались, оставляя между своими концами два свободные коридора, по которым рр. Обь и Енисей стекали в Ледовитое море. Если бы не было Тазовского ледника, то свободное пространство между концами Уральского и Таймырского ледников, надвигавшихся один с запада, другой с востока, с более высоких мест, на низменность к северу от средней Оби, можно допустить; но при наличии Тазовского ледника эта возможность отпадает. Но в таком случае возникает вопрос, поднятый уже в 1902 г. Г.И. Танфильевым [1902], который предполагал, что Уральский ледник выдвигался очень далеко на восток и подпирал рр. Обь и Иртыш, разливавшиеся в озеро вдоль южного края льда; последнее имело сток на юг по Тургайскому проходу в Арало-Каспийский бассейн. Прежнее существование озера вдоль средней Оби подтверждено было позже открытием мощной толщи слоистых песков с редкими прослоями гальки и отдельными большими валунами по левым притокам Оби [Драницын, 1915]; галька и валуны могли попадать на дно озера или с айсбергов Тазовского ледника или с льдин при ледоходе рек, начинавшихся на Алтае. Недавно Молчанов, по-видимому не зная о гипотезе Г.И. Танфильева, также высказал мысль о соединении ледника, спускавшегося с Енисейского кряжа (который он считает покровным) с полярным (т.е. Тазовским) ледником и образование ими подпруды как для Оби, так и для Енисея; сток этого озера и он предполагает в Арало-Каспийский бассейн по Тургайскому проходу и приводит доказательства существования озера в виде озерно-речных отложений Западно-Сибирской низменности и террас вдоль Енисея, Оби и Иртыша [Молчанов, 1926, стр. 15-16].

В Тургайском проходе до сих пор не найдены ни отложения большой реки, ни признаки сильной речной эрозии, доказывающие прежний сток из озера на юг; этот сток соединенных вод Оби с Иртышем и Енисеем плюс талые воды огромных ледников Уральского, Тазовского и Таймырского должен был представлять чрезвычайно мощную реку. Но, не отвергая безусловно эту гипотезу в виду недостатка соответствующих исследований, нужно сказать, что озеро могло иметь сток или даже два стока на север, если в местах смычки Уральского ледника с Тазовским и последнего с Таймырским поверхность льда была ниже уровня воды в озере. Поверхностных морен в местах смычки не могло быть на Уральском и Таймырском ледниках ввиду большого расстояния от центров оледенения, а на Тазовском, в виду низменного и ровного рельефа его центра; вытаявших внутренних морен было немного, так что водам стока приходилось размывать главным образом лед, преодолевая его медленное надвигание, что кажется вполне возможным. Так или иначе, вопрос о месте стока бывшего озера требует специальных исследований.

Далее на восток мы встречаем местность между Таймырским краем и нижним течением р. Лены с бассейнами рр. Хатанги (частью), Анабары, Оленека и Вилюя, в которой следы оледенения найдены в виде исключения и частью подверглись сомнению, как указано выше. Но если на низменности вокруг Тазовской губы и на Гыданском полуострове, мало поднятой над уровнем моря, мог развиваться центр оледенения, то тем более такими центрами должны были служить хребты Чекановского и Прончищева в низовьях рр. Анабары и Оленека - Лены, расположенные на 2° севернее, а также водоразделы между Хатангой, Анабарой, Оленеком и Вилюем, хотя и находящиеся немного южнее (все-таки под 66-71°), но за то достигающие 600-900 м абс. выс. Поэтому мы имеем достаточное основание принять ледниковый покров и в этой местности, сплошной в северной ее части, широкими лентами по водоразделам и верховьям рек в южной. Нахождение его следов и определение границ явится задачей будущих исследований.

К востоку от р. Лены накопилось уже достаточно данных, чтобы предполагать сплошной ледниковый покров от Новосибирских островов и берегов Ледовитого моря на севере до низовья р. Алдана и берега Охотского моря на юге и Берингова пролива на востоке. Центрами оледенения здесь были Новосибирские острова на севере, внешняя дуга хр. Верхоянского - Колымского - Анадырского на юге, внутренняя дуга хр. Черского и многочисленные высоты в промежутке: ледники, спускавшиеся из этих центров, едва ли оставляли свободные от льда пространства в промежутках между своими концами. Ледник западных двух третей хр. Верхоянского, вероятно, спускался в долину р. Лены, и вопрос о подпруживании этой реки также приходится ставить на очередь; озерные отложения по берегам Лены в виде слоистых песков с галькой вниз от Нохтуйска и на Лено-Алданском плато как будто имеются. Но о возможном стоке этого озера на юг или восток думать не приходится; озеро могло стекать только на север через ледяную преграду.

В общем, весь север Сибири в максимальную эпоху ледникового периода был скрыт под ледниковым покровом материкового типа; его южная граница пролегла приблизительно: от Урала до Енисея вдоль 61° с.ш., от Енисея до Лены между 66° и 64° к востоку от Лены она сначала спускалась до 60° , а за хр. Становым, ледниковый покров которого сливался с северным, протягивалась вдоль 60° и южнее его до устья р. Ямы, затем поднимаясь до 62° к Гижиге и до $64-65^{\circ}$ в бассейне Анадыря и на Чукотском полуострове. Число оледенений в Уральском районе, Таймырском крае, на Новосибирских островах и Чукотском полуострове не менее двух, в хр. Верхоянском предполагают три; для остальных местностей этого пояса вопрос еще открыт.

Южнее этой предполагаемой границы ледникового покрова континентального типа (между 66° и 64°) могли существовать более или менее обширные площади неподвижных фирнов в местности между Нижней и Подкаменной Тунгусками (может быть даже с развитием небольших долинных ледников, спускавшихся с высших частей водоразделов, а также висячих и каровых на вершинах), затем вдоль среднего и нижнего течения р. Вилюя, на очень плоском водоразделе между Вилюем и Леной и на Ленско-Алданском плато. В таком случае и здесь южная граница области оледенения будет пролегать приблизительно вдоль 61° с.ш. На нашей карте ледниковый покров к востоку от р. Енисея показан доходящим до Подкаменной Тунгуски согласно данным Н.Н. Урванцева.

В среднем поясе от $60-61^{\circ}$ до $55-54^{\circ}$ мы имеем доказанные уже отдельные центры оледенения в Енисейском кряже, Олекминско-Витимской и Средне-Витимских горных странах, Северно-Байкальском нагорье, Баргузинской тайге и на Камчатке, предполагаемые с достаточной вероятностью в северной части Прибайкальских гор и Становом хребте и возможные в Алданском и Учурском районах. Сплошное оледенение этого пояса предполагать нельзя; западнее р. Енисея низменность была покрыта не льдом, а водой озера подпруженных рек; между Енисеем и Леной только Енисейский кряж определенно скрывался под льдами (полностью или частью, еще не выяснено), а об остальных высоких частях этого района ничего неизвестно; к востоку от Лены и до Охотского моря площадей, покрытых льдом было, пожалуй, не меньше, чем свободных от него, в особенности если Алданский и Учурский районы имели центры оледенения. Ледники имели частью материковый, частью скандинавский тип (в Алданском районе, судя по рельефу, если были ледники, то преимущественно альпийские). Число оледенений уже установлено в Олекминско-Витимской и Средне-Витимской горных странах не менее двух, причем последнее было значительно слабее первого.

В южном пограничном поясе Сибири установлены отдельные сравнительно небольшие центры оледенения в Тарбагатае и Сауре, далее же от Иртыша на западе до южного берега оз. Байкала на востоке - почти сплошное оледенение горных цепей Алтая и Саяна, с ледниками, в зависимости от рельефа, местами материкового, местами скандинавского или альпийского типа; эта то расширявшаяся, то суживающаяся оледенелая область высылала на север длинный язык в Кузнецком Алатау, а на юг

переходила широкими языками в Монголию, охватывая Монгольский Алтай и Хангай, как увидим ниже. На востоке отдельный небольшой центр располагался в верховьях рр. Чикоя и Ингоды и второй, проблематический, в низовьях р. Аргуни. Число оледенений для Алтая и Восточного Саяна установлено не менее двух, но для первого уже выдвигается мнение о троекратном или четырехкратном оледенении, эпохи которого сопоставляются с западноевропейскими оледенениями.

Сравнение выше намеченного оледенения Сибири с оледенением восточной Европы показывает, что первое, несмотря на свою грандиозность, все-таки было слабее последнего; два большие языка финно-скандинавского ледника, как известно, в максимальную эпоху доходили до Киева, Полтавы переднего Дона, т.е. до 49-50°, тогда как в Сибири мы смогли установить распространение сплошных ледников только до 60-61°, хотя возвышенностей, могущих служить центром оледенения к востоку от Енисея было достаточно. Эту меньшую степень развития ледникового покрова в Сибири по сравнению с Европой приходится скорее всего объяснить большей континентальностью климата, не препятствовавшей оледенению, как полагал Воейков, но несколько ограничившей его размеры. Сибирь и в ледниковый период, очевидно, получала меньшее количество атмосферных осадков благодаря своему отдалению от Атлантического океана с его Гольфстримом; холодное Ледовитое море на севере, сухие степи и пустыни Центральной Азии на юге, и Тихий океан с его муссонами на востоке, не могли компенсировать это отдаление.

К южному поясу Сибири непосредственно примыкает северный пояс Центральной Азии, обнимающий Джунгарию и Монгольскую республику (Внешнюю Монголию), в которых следы древнего оледенения также установлены во всех горных странах и хребтах.

Начиная с запада мы находим, отчасти еще в пределах нашего Союза, *Джунгарский Алатау*, который и в настоящее время несет более или менее крупные ледники в высшей части двух своих цепей, известные из описаний путешественников Семенова, Мушкетова, Регеля, Закржевского, Сапожникова, Фридрихсена, Казанского и др. Средняя высота гребня обеих цепей достигает от 3000 до 4000 м, а отдельные вершины и группы поднимаются до 4300-4500 м; современная снеговая линия проходит на высоте 3200-3400 м, ледники спускаются до 2900-3100 м. Следы древнего оледенения в виде трогаобразной формы долин, эрратических валунов, старых морен, каров отмечены во многих местах; известны также каровые и моренные озера. Такие озера в верховьях р. Кассан (Хоргос) отметил уже Регель в 1878 г.

В.В. Сапожников нашел старые морены на высотах от 1918 до 2845 м; на р. Коре нижние морены лежат на высоте 1928 м, верхние на границе леса - 2677 м [*Сапожников, 1906*]. Судя по этим данным, ледник в этой долине имел около 23 км длины. На карте Фридрихсена и в его описании следы оледенения отмечены во многих местах [*Friedrichsen, 1904*]. А. Булгаков в 1909 г. изучил Кара-Сырыкский ледник в верховьях р. Ак-су и определил его длину в 2.5 км, конец языка па абсолютной высоте 3040 м и начало фирна на высоте 3405 м. Ниже ледника долина имела ясные признаки прежнего оледенения (трог, шлифованная мостовая из камней, озера), а в верховьях боковой долины на абсолютной высоте 2850 м был найден мертвый ледник в 120 м длины, покрытый плотной глиной, поросшей травой, и ниже его два моренные озера [*Булгаков, 1915*]. Закржевский уже в 1893 г. указал огромное поле эрратических валунов на высоких террасах р. Сарканд при выходе ее из ущелья на равнину: валуны подстилаются валунной глиной. В таком случае длина ледников этой долины достигала 50 км [*Закржевский, 1893*]. П.А. Казанский проследил древние ледниковые отложения в виде остатков конечных морен, валунных скоплений, нередко со штриховкой и шлифовкой, по долинам Кору и Чеси до выхода этих рек из высоких гор, т.е. до высоты 1200-1300 м. В долине Кок-су, по его наблюдениям, валунные отложения изобилуют выше пос. Царицынского, следовательно, длина ледника этой реки имела более 100 км. В долине Каратала

неслоистые валунные глины хорошо развиты выше гор Лаба, где они слагают холмистую местность на абсолютной высоте около 1000 м. Сомнительные моренные отложения он видел по Караталу ниже гор Лаба и по р. Кок-Су близ р. Кызыл-Булак на высоте всего 800 м [*Казанский, 1912*]. По этим данным выходит, что оледенение Джунгарского Алатау в максимальную эпоху было гораздо больше, чем полагали Сапожников и Фридрихсен и весь хребет выше 1800 м был окутан снегами, а ледники скандинавского типа выходили из долин до самого подножия.

Подтверждение этого вывода находим в только что вышедшем труде Н.Н. Горностаева, изучавшего в 1927 г. четвертичные отложения северного подножия Алатау: он подробно описывает их, приурочивая их образование к ледниковым, междуледниковым и послеледниковой эпохам в связи с поднятиями глыб этого ступенчатого горста и находит, что в Алатау имели место по крайней мере два оледенения, которые во всяком случае были последними и могут быть сопоставлены с западноевропейскими эпохами рисс и вюрм. В первую из них (Текелийскую) ледники спускались на северном склоне до Сарканда и Абакумовского пикета на высоте 755 и 623 м, т.е. имели длину 50 и 60 км, этой эпохе очевидно соответствуют и крайние «сомнительные» морены западного склона по Караталу и Кок-Су на высоте около 800 м, отмеченные П.А. Казанским. Ледники последней эпохи (Чинжилийской) так далеко уже не заходили. Между прочим Н.Н. Горностаев подтверждает ледниковое происхождение валунных отложений у выхода р. Сарканд на равнину, открытых Закржевским и опровергает объяснение их А.К. Мейстером, который и в этом случае видел в них только «мореноподобные» образования и считал их отложениями бурных потоков [*Мейстер, 1909*]. Отметим еще, что и на южном склоне Джунгарского Алатау две эпохи оледенения обнаружил Н.Г. Кассин в 1916 г. [*Кассин, 1927*].

Продолжением Джунгарского Алатау к востоку от глубокого разрыва - грабена Джунгарских ворот - являются *хр. Барлык* и *Майли-Джаир*. В первом высшая часть, называемая Кер-Тау и достигающая 3200-3300 м абс. выс., являлась центром оледенения, с которого длинные ледники спускались на запад, север и восток в долины рр. Кепели, Бурган, Чурчут и Тасты и короткие по очень крутому южному склону в ур. Кызыл-Чилик и Уш-Кара-Сай до высоты 2100-2500 м; здесь я обнаружил в 1909 г. конечные морены на трех горизонтах, соответствующих трем остановкам отступавшего ледника. В долине р. Тасты, огибающей Кер-Тау с юга, юго-востока, востока, северо-востока и севера, я нашел еще морены короткого бокового ледника, спускавшегося с г. Саркамыр до 1770 м. Дно кара в вершине р. Уш-Кара-Сай находится на высоте 2780 м. В хр. Майли, лежащем на продолжении южной цепи Джунгарского Алатау, высший уступ, достигающий на значительном протяжении 2200-2500 м, а также западный конец хр. Джаир, очевидно также подвергались хотя бы скромному оледенению, следы которого пока еще не найдены. Хр. Уркашар, состоящий из нескольких широких ступеней с абсолютной высотой 2100-2500 м, в разных местах имеет следы оледенения в виде валунных глин, курчавых скал, моренного ландшафта, например, в долине р. Кызыл-Су на высоте 1780 м, в виде эрратических валунов на перевале Кен-Сай (2110 м) и ниже по одноименному ущелью, в трогообразной долине р. Кадерге с остатками морен на высоте 1860-1900 м, цирка и морен в ее верховьях (2000 м) и в вершине р. Уш-Текче. Великолепные следы в виде морен, полей валунов, эпигенетического ущелья найдены в группе Бото-Майнак юго-западного угла Уркашара на высоте 1400-1500 м; ледник спускался здесь до высоты 980 м, а восточнее, из ущелий южного склона южной ступени этого хребта ледники выходили в широкую долину между ним и Джаиром, оканчиваясь на высоте 970-1050 м. Соседний к северу хр. Коджур, а также хр. Семистай, составляющий узкое восточное продолжение части Уркашара, тоже подвергались оледенению: первый достигает 2600 м, во втором остатки морен найдены на высоте 1740-1800 м в долине к югу от перевала Емыген-Асу (1950 м). В максимальную эпоху оледенения всех этих хребтов приближалось к

скандинавскому типу, а в последнюю эпоху было значительно скромнее [*Обручев, 1912-1914*].

К южному Алтаю примыкает в пределах Монголии *хр. Монгольский Алтай*, началом которого является группа Табын-Богдо на самой границе к югу от плато Укок в верховьях рр. Бухтармы, Калгутты, Канаса и Кобдо, несущая и теперь обширные ледники; отсюда хребет тянется на ВЮВ, образуя сначала водораздел между бассейнами рр. Кобдо и Черного Иртыша с оз. Улюнгур, далее же водоразделы между бессточной долиной озер у подножия Хангая и пустыней Гоби. В.В. Сапожников, исследовавший в 1905-1909 гг. Монгольский Алтай до меридиана г. Кобдо, открыл в нем много современных ледников и отмечал также следы древнего оледенения. В группе Табын-Богдо высоты достигают 4000-4500 м, поднимаясь на 2000-2500 м над плато Укок (2000 м); в самой цепи Монгольского Алтая средняя высота 3500 м, высшие точки достигают 4000 м, перевалы 3000 м и ниже; юго-западные отроги на расстоянии 100-120 км от водораздела оканчиваются на высоте 500-600 м невысокими гривами Джунгарской степи; северо-восточный более короткий склон кончается у первой цепи долин на высоте 2000-2200 м, за которой тянется вторая линия высот, понижающихся отрогами на северо-восток до 1200-1800 м. В виду такого распределения высот Иртышский склон хребта прорезан глубокими лесистыми долинами, а Кобдосский переходит в пустынные каменистые нагорья. Следы оледенения хорошо и обильно выражены карами, бараньими лбами, эрратическими валунами, моренами и моренными озерами часто значительной величины. На Кобдосском склоне самые нижние морены найдены на высоте 1896 м по р. Сак-Сай (правый приток р. Кобдо); Саксайский ледник достигал 80-90 км, Цаган-Гольский 70 км и имел в верхней части мощность в 500 м; большинство следов оледенения лежит выше 1275-2400 м. На Иртышском склоне отдельные ледники спускались до 1370-1400 м и достигали 60 км (долины р. Кран), большинство же кончалось на 2000-2200 м. Следы оледенения имеются во многих долинах, в верховьях которых современных ледников нет. Многочисленные озера Кобдосского склона все моренные, несколько меньше моренных озер есть и на южном склоне. Современные ледники наиболее многочисленны в группе Табын-Богдо, где самый длинный ледник Потанина (р. Цаган-Гол) имеет около 20 км и кончается на высоте 2700 м; всего ниже, до 2400 м, спускается ледник Пржевальского. В самом Монгольском Алтае теперь имеется только два центра оледенения, Мус-Тау и Бзау-Куль с несколькими ледниками в 3-5 км [*Сапожников, 1911*].

Многочисленные следы оледенения в западной части Монгольского Алтая наблюдал и Гранэ в 1906 и 1909 гг. в виде каров, каровых и моренных озер, курчавых скал, бараньих лбов, эрратических валунов, трогов, боковых и конечных морен; он пришел к выводу, что ледники в максимальную эпоху спускались до высоты 1300-2400 м и достигали наибольшей мощности в несколько сот метров в верховьях долин современной части хребта; самые крупные имели более 100 км длины (Кобдосский 140 км): обширные фирновые поля и ледники в несколько десятков километров длины существовали и в более южных частях хребта. В эпохи оледенения речные долины и озерные впадины страны были гораздо богаче водой, чем теперь [*Grane, 1910*, стр. 40-93]. Граница льдов в северной части была приблизительно на 500-900 м, в восточной части на 1100-1200 м, а на южном склоне минимум на 1400 м ниже современной.

В средней части Монгольского Алтая между меридианами Кобдо и Улясутая высоты и современное оледенение уже меньше; северная цепь Алтаин-Нуру достигает на перевалах 2634 м (Борджун) и 2750 м (Олан-Даба). Постоянным снегом покрыты горы Батыр-Хаирхан и Мунку-Цасату-Богдо; в южной цепи между оз. Хулму-Нор и перевалом Тамгн-Даба видно пять снежных вершин; последние снега имеются в горах Улан-Хаирхан и Джанчу (под 97.5° в.д. Гр.). Для этой части хребта мы имеем только наблюдения Г.Н. Потанина, видевшего громадные скопления валунов в низовьях долины р. Барлык и глыбы гранита и зеленых сланцев в долине Цицерин-Гола еще восточнее [*Потанин, 1881*]. В хр. Батыр-Хаирхан М.Ф. Нейбург в 1926 г. наблюдала мощные старые

морены, троговую форму долин и обширные цирки, доказывающие существование настоящих ледников долинного типа. Высшая вершина этого хребта г. Цасту имеет 3525 м и в настоящее время несет только снежники [Нейбург, 1926]. А.Н. Казнаков также отметил обилие глыб гранита в устьях ущелий между рр. Барлык и Биджен, иногда огромной величины [Казнаков, 1899-1901]. Можно думать, что они видели эрратические валуны или остатки размытых морен, в таком случае ледники достигали 20-25 км длины.

В восточной части Монгольского Алтая в настоящее время известны две вечно-снеговые вершины Ихэ-Богдо и Бага-Богдо (3600 м). Относительно их прежнего оледенения имеется наблюдение американской экспедиции, которая нашла, что верховья главных долин на г. Ихэ-Богдо представляют цирки; циркообразны также верховья некоторых долин на более низком хр. Арца-Богдо, так что можно предполагать небольшое древнее оледенение этих гор [Berkey & Morris, 1927].

В общем очевидно, что в Монгольском Алтае размеры древнего оледенения резко убывали с запада на восток; только западная часть до меридиана Кобдо питала крупные ледники; в средней части можно предполагать долинные ледники в 20-25 км, а в восточной, вероятно, только висячие и каровые в высших группах. Тут сказывалось влияние пустыни, которая окаймляет с обеих сторон среднюю и восточную части этого длинного хребта.

К северу от Монгольского Алтая наибольшей высоты достигают хребты *Хар-Кере* и *Хан-Хухей*; первый протягивается от хр. Сайлюгем на юго-восток почти до оз. Хара-Усу и р. Кобдо, второй примыкает к нему к югу от оз. Убса и тянется на ВЮВ до Хангая. В первом есть снеговые вершины Мунку-Хаирхан, Тюргюн, Хара-Кере и Алтын-Кукэ, и Г. Гранэ сообщает [Grane, 1910], что снеговая линия повышается от 3000 м в Сайлюгеме до 3500-3600 м в Алтын-Кукэ; абсолютные высоты этого хребта несколько больше 3500-3600 м. Ледник г. Хара-Кере кончается на высоте 3290 м по данным Потанина. Д. Каррутерс, посетивший ледники группы Тюргюн, определил высоту конца ледника в 2927 м, на 300 м ниже снеговой линии; высшая вершина достигает 4000 м, многие - 3750 м; он дал подробную карту этой группы [Carruthers, 1913, стр. 283, 284 и Carruthers, 1914]. В хр. Хан-Хухей только одна снеговая вершина Баин-Хаирхан (3500 м?), но в восточной части его, вероятно, не мало вершин выше 3000 м. На основании своих наблюдений и данных Потанина Г. Гранэ пришел к выводу, что в обоих хребтах в ледниковый период вероятно существовали обширные фирны, питавшие многочисленные долинные ледники, спускавшиеся в окружающие степи [Grane, 1910, стр. 126-158].

Севернее хр. Хан-Хухей, за впадиной оз. Убса и долиной р. Тес, расположен *хр. Танну-Ола*, отделяющий Монголию от Танну-Тувинской республики (Урянхайский край). Хотя этот хребет посещали многие путешественники, в том числе и Г. Гранэ, но о следах оледенения на нем сообщает только Х. Гаузен, который видел их в немногих местах, именно несколько каров в верховьях р. Элегест на северном склоне и конечную морену на южной стороне одноименного перевала (около 2000 м). Он полагает, что более заметные следы окажутся в восточной части хребта, к югу от оз. Тери-нор [Hausen, 1927, стр. 205], но Фосли, член той же экспедиции Седергольма, посетивший этот район, говорит только о новом врезании рек в связи с новейшими поднятиями и омоложением эрозии, о развитии высоких террас и грубого галечника, но следов оледенения не упоминает [Hausen, 1925, стр. 165]. Баклунд, также член этой экспедиции, видел следы оледенения в горах Унгеш на южном склоне хр. Огарха-Ула севернее р. Ха-Кем, т.е. внутри Урянхайского края, именно эрратические валуны и трогообразные долины, отметил полное отсутствие морен и объясняет формирование этих долин, созданных в доледниковое время, главным образом течением почвы (soli-fluction), облегченным присутствием ископаемого льда [Hausen, 1925, стр. 156].

О прежнем оледенении обширной горной страны *Хангай*, примыкающей с юга к восточной части хр. Танну-Ола и к восточному концу Восточного Саяна (от оз. Косогол) известно немного. По характеристике Клеменца в Хангае нет перевалов ниже 2100 м, а

некоторые, как Бомботу, Цаган-Дабан, достигают 3000 м; вершины редко поднимаются более 300 м над перевалами и только одна, Отхон-Хаирхан, в 80 км на восток от Улясутая несет на юго-восточном склоне небольшой ледник [*Voyages...*, 1899, стр. 317, 318]. Кроме него на эту гору поднималась К.В. Юрганова, и из ее дневника можно вывести, что на горе есть морены, каровые или моренные озера [*Юрганова, 1912*]. Высота горы, по Певцову, около 4200 м. Г. Гранэ, изучавший в 1909 г. следы оледенения, пришел к выводу, что в ледниковый период Хангай был покрыт обширными фирновыми полями, дававшими начало длинным ледникам; главная цепь Хангая, протянутая от конца хр. Хан-Хухей на 600 км на ВЮВ до верховий р. Орхон, вся была под снегом и льдами; с ее средней части ледники спускались до 2100-2600 м, на северном склоне ниже, чем на южном. Эти выводы он подтверждает указанием каров, цирков, конечных морен, эрратических валунов и пр., а также признаками обильного прежнего орошения, обусловленного оледенением и таянием ледников [*Grane, 1910*, стр. 159-216]. В последнее время Н.В. Павлов наблюдал обширные следы оледенения в части Хангая вокруг вершин р. Орхон, где гольцы достигают 2700-3000 м абс. выс.; он видел поля валунов с озерами, боковые и конечные морены, эрратические валуны, цирк с озером на высоте 2775 м и считает, что с гольцов Субур-Хаирхан, Боро и Цаган-Урго спускались обширные ледники; нижние моренные гряды он отметил на высоте 1830 м [*Павлов, 1925*]. Эти данные очевидно относятся к последней ледниковой эпохе. Американская экспедиция видела в восточном конце главного водораздела Хангая к северу от ставки Сайнноина на р. Онгиин многочисленные молодые цирки, которые относит к последнему оледенению; высоту гор в этом месте она оценивает около 3000 м и полагает, что первое оледенение было значительно сильнее и захватило долины на 600-900 м ниже этих цирков: признаками его являются неясные (сглаженные) цирки и поля валунов (размытые морены) в долинах [*Berkey & Morris, 1927*, стр. 130 и 384, табл. XIV и фиг. 149]. В общем можно считать достаточно вероятным обширное оледенение Хангая в первую ледниковую эпоху (скандинавского типа) и небольшое (висячие и каровые ледники, кое-где короткие долинные), в последнюю.

Понижаясь благодаря глубокой эрозии к востоку, в районе среднего течения р. Селенги и ее притоков Эгин-Гола, Орхона и Толы, Хангай за последней рекой опять поднимается в виде *хр. Кентей*, примыкающего с юга к Западному Забайкалью. Следы оледенения в Кентее были обнаружены в 1914-1915 гг. экспедицией М.А. Усова и И.А. Молчанова. Высшая часть хребта, главный водораздел между бассейнами Толы, Керулена и Онона с одной, Чикоя с другой стороны, представляет группы гольцов, высотой 2500-2600 до 2800 м; ледников нет, но поля снега кое-где держатся все лето. Следы оледенения в виде цирков и каров, боковых и конечных морен, эрратических валунов, бараньих лбов, нескольких моренных озер, формы долин весьма обильны и ясны. Исследователи пришли к выводу, что оледенение не было сплошным, фирновые области были приурочены к некоторым группам гольцов, представляя отдельные центры, с которых в разные стороны спускались ледники, достигавшие 10-16 км длины и более 100 м мощности. В эпоху максимального оледенения они кончались на высоте 1760-1790 м, эта эпоха не была особенно продолжительной, судя по размерам конечных морен. Затем, после сокращения ледников более чем вдвое, было продолжительное стационарное состояние, во время которого образовались большие конечные морены на высоте 1950-1980 м, обусловившие подпруды озер, существующих до сих пор. После отступления этих ледников кое-где еще сохранились висячие и каровые. Вопрос о числе оледенений остается пока открытым; если и были две эпохи наступания, то без большого перерыва, отступали же ледники постепенно, судя по небольшой разнице в сохранности морен обеих фаз [*Усов, 1915; Молчанов, 1918* (в последней статье И.А. Молчанова много планов и снимков морен и озер)].

Судя по свежести морен приходится думать, что все описанные следы относятся к последней ледниковой эпохе, следы же предпоследней, более сильной, может быть не

были замечены исследователями. В этом отношении некоторые указания дает Г. Гранэ, который нашел неясные следы оледенения в виде неслоистых щебневых отложений в долине р. Толы ниже Урги (высота около 1090 м), покрытых лёссом с двумя горизонтами погребенной почвы и подобные же щебневые наносы возле Урги и в других долинах района. Эти щебневые отложения он считает образованиями наиболее древнего оледенения, что, конечно, требует более серьезных доказательств [*Grane, 1910*, стр. 183-203]. Но нужно упомянуть, что и американская экспедиция в горах Хангпн-Даба в 22 милях (35 км) к юго-западу от Урги отметила кароподобные выемки в верховьях многих долин р. Болкук-Гол на северо-западном склоне и считает их карами более древней эпохи оледенения. Эти образования находятся на высоте 1800-2100 м и эту высоту можно принять для снеговой линии максимальной эпохи оледенения [*Berkey & Morris, 1927*, стр. 85, 86 и 383 и фиг. 29 и 30]).

В общем для Кентея можно принять двукратное оледенение, причем первое из них было значительно сильнее и распространялось на большую площадь, например, на долину р. Толы до г. Урги; но следы его сильно сглажены и требуют особенно тщательного изучения. Вторая эпоха ограничилась оледенением высших гор в виде самостоятельных центров, причем во время отступления ледников имела место одна продолжительная остановка; следы ее очень свежи. В случае такого сильного оледенения Кентея в предпоследнюю эпоху, распространение его на соседние к северу вершины в верховьях рр. Чикоя и Ингоды, достигающие той же высоты 2400-2600 м, становится вероятным и следы его на уровне ниже вышеуказанных со временем должны быть найдены.

Переходим теперь к следующему к югу поясу. **Восточный Тянь-Шань** в пределах Центральной Азии к востоку от меридиана г. Кульджи и в настоящее время несет многочисленные ледники. Об его современном и древнем оледенении всего больше данных собрал Г. Мерцбахер, изучавший в 1907 и 1908 гг. разные части этой горной системы, кончая группой Богдо-Ола на востоке; о последней опубликован уже полный отчет [*Merzbacher, 1916*], тогда как о главной части системы между гг. Кульджей и Урумчи имеются только предварительные отчеты, в которых оледенению уделено мало места [*Merzbacher, 1910; 1908*]. И в настоящее время обе окраинные цепи, северная и южная, достигающие 5000-6000 м абс. выс. и более, несут многочисленные ледники; в южной, Халык-Тау, в верховьях рр. Агиас и Коксу, притоках р. Текес, есть ледники в 12-20 км длины, и Г. Мерцбахер нашел, что нигде в Тянь-Шане нет гор подобных смелых очертаний, подобного великолепия оледенения; ледниковый покров непрерывен от подножия до острого гребня. Северная цепь Ирен-Хабирга несет на всем протяжении фирновый покров, но благодаря недостаточно глубокому расчленению питает, хотя и многочисленные ледники, но главным образом каровые и висячие и только небольшие долинные. Следы былого оледенения изобильны и грандиозны; местами реки врезаны ущельями в мощные моренные отложения; высокие междугорные долины были сплошь покрыты льдом; старые морены найдены даже в 5 км к северу от подножия северной цепи. Последней ледниковой эпохе предшествовал озерный период, ранее которого были по крайней мере, две эпохи оледенения. Так, в долине Мус-Тамас над хорошо сохранившейся старой мореной лежит слоистый конгломерат (нагельфлю), на нем вторая морена, также покрытая конгломератом, на котором уже залегает морена последней эпохи. В долине р. Саксан-Теке, притока Агиаса, старая укрепшая морена отшлифована льдом позднейшей эпохи. В долине р. Агпас молодая морена надвинута на старую, причем промежуточные песчано-глинистые осадки подверглись сложной дислокации. Подобных примеров, доказывающих резкие колебания климата, немало. Даже долины южного склона цепи, обращенного к Таримскому бассейну с его огромной песчаной пустыней, обилуют моренными отложениями, местами выходящими за подножие гор [*Merzbacher, 1909; 1910; 1913*]. Гораздо более сильное прежнее оледенение Восточного Тянь-Шаня подтверждает геолог К. Леухс, участвовавший в экспедиции Г. Мерцбахера в 1907 г. [*Leuchs, 1912*, стр. 72].

К востоку от глубокого разрыва, по которому пролегает дорога из Турфана и Кашгарии в г. Урумчи, Восточный Тянь-Шань состоит уже только из одной цепи, несущей современные ледники на западном и восточном концах. На западе группа Богдо-Ола достигает 6300-6500 м абс. выс. и, несмотря на свое положение между двумя пустынями - Джунгарской и Таримской - и сильное расчленение, имеет довольно многочисленные ледники: на северном склоне висячие, каровые и небольшие долинные, спускающиеся до 3150-3300 м, на южном склоне также два более длинные ледника; один из них кончается на высоте 3620 м, другой, длиной в 11 км, на высоте 3000 м; общая площадь оледенения в 70.7 км² составляет небольшую часть площади всей группы 1207.8 км². Прежнее оледенение было несравненно больше: вся группа скрывалась под льдом, судя по распространению морен, прослеженных до высоты 1725 м на южном и 940 м на северном склоне. О большой мощности ледников того времени можно судить по высоте висячих долин над главными. Современная снеговая линия лежит на высоте 3652 м на северном и 3937 м на южном склоне, так что древние ледники спускались на северном склоне на 2712 м, а на южном на 2212 м ниже ее - величины, не уступающие соответствующим в Альпах. Характер ледникового покрова был иной, чем в Европе; после эпохи максимального оледенения, когда вся группа скрылась под фирном и льдом и морены отлагались на вышеуказанной высоте (или даже еще ниже), следовали стадии отступления, прерывавшиеся стадиями более слабого наступания; последних Г. Мерцбахер насчитывает две [Merzbacher, 1916, стр. 80-94 и 212-229]. Но если принять во внимание неясные, сильно размытые остатки, которые могут представлять более древние конечные морены, находящиеся на еще более низких высотах, то можно предположить, что вышесказанное касается только последней ледниковой эпохи (вюрм Европы), представлявшей, как известно, три стадии отступления (бюль, гшниц и даун), которой предшествовала эпоха более сильного оледенения (рисс). Следы последней, благодаря орографическим условиям местности, сделались слишком неясными и требуют особенно тщательного изучения. Отметим еще, что моренный тип большого озера северного склона Богдо-Олы указан впервые Г.Е. Грум-Гржимайло, определившим его высоту в 1955 м; снеговую линию на северном склоне он определил на высоте 3682 м [Грум-Гржимайло, 1896; 1899; 1907, стр. 168, 169, 509].

Восточный конец Восточного Тянь-Шаня имеет только небольшое современное оледенение на меридиане г. Хами на трех вершинах хр. Баркульского, достигающих 3500-3720 м, и в хр. Карлук-Таг, где гребень и вершины, достигающие по данным Каррутерса 3970-4410 м (по Штейну до 3900-3920 м), на протяжении 24 км покрыты вечным снегом и дают начало небольшим очень крутым ледникам в 0.8-1.6 км на южном и до 3 км на северном склоне. Следы прежнего оледенения в виде ясных мощных морен отмечены этим путешественником на расстоянии до 10 км ниже конца современных ледников [Carruthers, 1914, стр. 508, 509, 522, 621-624], но, вероятно, менее ясные следы могут быть найдены и ниже.

Мощная цепь Куэн-Луны, протягивающаяся на тысячи километров от Памира вглубь Собственного Китая почти до Тихого океана и отделяющая Центральную Азию от Тибета, и в настоящее время в западной и средней части несет сильное оледенение, но о прежнем оледенении его известно немного. Мы ограничимся данными, касающимися Западного Куэн-Луны и Нань-Шаня, примыкающих непосредственно к пустыням Центральной Азии.

В Западном Куэн-Луне первые сведения о высоте снеговой линии собрал Шлагинтвейт в 1856 г., а некоторые данные о древнем оледенении сообщил К.И. Богданович в 1890 г., недооценивший ни современного, ни древнего оледенений. Он нашел, что несмотря на непрерывность снегового покрова на северном склоне число ледников и размеры их очень невелики и объяснял это орографическими условиями - отсутствием больших фирновых бассейнов и крутым падением долин и сухостью климата и полагал, что в ледниковую эпоху развитие ледников мало отличалось от современного и

выражалось главным образом в виде каровых ледников [*Богданович, 1892*, стр. 49-54]. Позже Новицкий сообщил дополнительные данные о современных ледниках, а А. Штейн, обнаружив более сильное оледенение сравнительно с сведениями К.И. Богдановича, открыл много новых ледников, в том числе достигавшие 15 км длины [*Stein, 1912; 1923*].

Сведения о ледниках Западного Куэн-Луня можно найти также в отчетах Пржевальского, Певцова, Громбчевского и других путешественников; великолепные снимки гор и ледников дает А. Штейн [*Stein, 1912*], на некоторых видно полное перекрытие ледниковых языков моренным материалом; в тексте упоминаются и старые морены, покрытые лёссом, значительно ниже современных, в бассейне р. Юрунг-Каш. Вероятно и в позднейшем труде «Serindia», который я не мог достать, есть данные о других частях Западного Куэн-Луня.

Специальное исследование в части Западного Куэн-Луня, в бассейнах рр. Килиянга, Каракаша и Юрункаша, произвел Г. Соболевский в 1913 г., рисующий следующую картину: современная снеговая линия находится на северном склоне на высоте 4900 м, на южном на 5160-5200 м при средней высоте гор в северной цепи в 5300 м, в южной от 5500 до 6300-6500 м. Современные ледники спускаются в северной цепи до 4060-4740 м, в южной до 4270-4500 м, в обеих на северном склоне. Несмотря на достаточно большое поднятие гор над снеговой линией, ледники вообще невелики, имеют малые фирновые бассейны и представляют большей частью висячие или каровые; даже ледник верховий р. Нас, достигающий 15 км, стекает прямо с хребта, почти не имея снеговых полей; почти все ледники имеют один нерасчлененный верхний конец, боковые же притоки остаются теперь в стороне в виде каровых ледников. Это объясняется узостью, крутизной и малой расчлененностью гребня и отсутствием продольных долин выше снеговой линии в связи с сухостью климата. Теми же условиями объясняется обилие моренного материала - языки ледников совершенно скрыты под моренами, покрытыми даже лёссом и травой. Древнее оледенение вследствие сильнейшего выветривания скал, уничтожающего полировку, шрамы, бараньи лбы и создающего обилие осыпей, маскирующих трог, распознается только по моренам, которые имеют своеобразный характер: они часто покрыты лёссом, сглаживающим их поверхность. Иногда более молодые морены лежат на лёссе, скрывающем древние. Последние встречены на высоте от 3000 до 4050 м, в среднем 3600 м; предполагая, что в то время снеговая линия была также на 500-550 м выше конца ледников, как и теперь, получим высоту ее в среднем 4100-4150 м для северного и приблизительно 4500 м для южного склона. Но тип древнего оледенения, хотя оно значительно превышало современное, был тот же в зависимости от орографических условий; ледники были длиннее, занимали много долин и каров, ныне бесснежных, но мощность их была невелика, а моренные отложения столь же обильны, судя по развитию флювиогляциальных наносов. По окончании ледникового периода ледники сильно сократились, повидимому больше современного состояния, но затем опять наступили, судя по налеганию молодых морен на древние [*Соболевский, 1918*]. Заметим еще, что в условиях, подобных куэн-лунским, т.е. при отсутствии больших фирновых бассейнов, питание ледников происходит главным образом посредством лавин, падающих с крутых склонов гор непосредственно на ледник; это наблюдал Г. Мерцбахер в Восточном Тянь-Шане, и новейшие путешественники в Каракоруме и Гималаях. На меридиане нижнего Тарима Куэн-Луень отклоняется от Таримской пустыни на ВЮВ, окаймляя с юга Цайдам; на окраине пустыни остается хр. Алтын-Таг, протягивающийся на восток до соединения с Нань-Шанем на меридиане г. Са-Чжоу (Дун-Хуан). Он почти не исследован; Н.М. Пржевальский во время второго путешествия прошел 300 км вдоль северного подножия и склона этого хребта (на восток от меридиана нижнего Тарима) и указывает его вероятную высоту 3900-4200 м, но ничего не сообщает об оледенении [*Пржевальский, 1878*]. Во время третьего путешествия он открыл снеговую группу Анембар-Ула на восточном конце хребта, но отнес ее к системе Нань-Шаня: он ее не исследовал и о высоте ничего не сообщает [*Пржевальский, 1883*].

В.И. Роборовский в 1894 г. объехал вокруг этой группы, не углубившись в нее; перевал Шины-Хутул к западу от нее достигает 3620 м, перевал Тангын-Хутул к востоку - 3660 м; высота гребня между первым и снеговой частью отмечена на его карте «не выше 4800 м» [Роборовский, 1900]. К.И. Богданович, пересекший Алтын-Таг на меридиане Лоб-Нора, видел ледник на северном склоне южной цепи Юсуп-Алык-Таг и определил его конец засечкой на высоте 4200-4500 м [Богданович, 1892, стр. 53]. Г.Р. Литтльдэль прошел в 1893 г. по северному подножию Алтын-Тага от Лоб-Нора до Са-Чжоу и указал высоту хребта от 3600 до 4500 м; на его карте снеговые вершины отмечены только под 92° в.д., но он упоминает их еще в урочище Нанамбаль, очевидно соответствующем Анембар [Littledale, 1894]. В 1907 г. вдоль северного склона прошел один из индийских топографов экспедиции А. Штейна; последний говорит только в общих словах о снеговой цепи Алтын-Тага, которую видел с севера на пути с Лоб-Нора в Са-Чжоу, но на его подробных картах гребень и снеговые вершины не нанесены, показаны только высоты на пути топографа в 3000-3300 м и определенные засечками вершины в 4350-4626 м, по-видимому западного конца Анембар-Ула [Stein, 1923, лист 36]. Возможно, что в новом труде А. Штейна «Serindia» имеется больше сведений об Алтын-Таге. Судя по этим данным оледенение Алтын-Тага, состоящего из одной высокой цепи (за исключением восточного и западного концов, где имеются по две цепи) и ограниченного с севера песчаной, с юга глинистой пустыней, незначительно, и обширное древнее оледенение в нем сомнительно.

Горная система **Нань-Шаня**, ограничивающая окна пустыни Бей-Шаня и Ала-Шаня от г. Са-Чжоу до Желтой реки, известна гораздо лучше благодаря исследованиям нескольких путешественников, начиная с Н.М. Пржевальского и кончая А. Штейном. Современное оледенение ее значительно, особенно в западной половине, к западу от меридиана 99°, где система состоит из семи, частью сложных горных цепей, тогда как восточнее этого меридиана их насчитывают только четыре (и там, и тут не считая промежуточные гряды, более низкие и короткие). Через всю северную половину системы тянутся хребты: 1) Рихтгофена (Ци-Лян-Шань); 2) Толай-Шань Северно-Тэтунгский, и 3) Да-Сюэ-Шань, Александра III и Южно-Тэтунгский. В западной половине к югу от них следуют: 4) Зюеса с группой Шаголин-Намдзил, 5) Гумбольдта, 6) Риттера (самый короткий) и 7) Мушкетова. В восточной половине имеется: 8) Южно-Кукунорский (в восточном конце Ама-Сургу). Данные об абсолютной высоте, снеговом покрове, современных ледниках и следах древнего оледенения (рассеянные в сочинениях Грум-Гржимайло, 1896; 1899; 1907; Stein, 1912; 1923; Littledale, 1894; Пржевальский, 1878; 1883; Роборовский, 1900; Потанин, 1893; Козлов, 1899; 1905; Обручев, 1900; 1901) рисуют вкратце следующую картину: в сложном хр. Рихтгофена высота перевалов в западном конце 2800-3640 м, в высшей части до прорыва р. Хый-Хе 4200-4400 м, в восточной от 3600 до 2700 м; высота гребня и вершин в западном конце 4000-4500 м, в высшей части 4800-5600 м, в восточной 4200 до 3500 м; высота снеговой линии на северном склоне в высшей части 4200 м, современные ледники кончаются на южном склоне на высоте 4400 м, конечные морены найдены на высоте 3400-3750 м. В хр. Толай-Шань - Сев. Тэтунгском перевалы в высшей части 4100-4500 м, вершины 5000-5700 м, в восточной части перевалы от 3800 до 4200 м, вершины 4000-4500 м, конец ледников в высшей части 4230-4530 м, старые морены 3600-3900 м. В хр. Да-Сюэ-Шань - Александра III - Южн. Тэтунгском перевалы в высшей части 3900-4700 м, снеговая линия северного склона 4500 м, вершины до 5700 м, конец двух ледников северного склона 4260 м, старые морены 4050 м; в восточной части перевалы 3400-4150 м, вершины 4500-5000 м. В хр. Зюсса перевалы 4380-4600 м, вершины 5500-6200 м, старые морены 3900-1000 м. В хр. Гумбольдта перевалы 4000-4600 м, вершины 4600-5700 м, снеговая линия северного склона 4400 м, южного 4700 м, длина ледников 2-3 км. В хр. Риттера перевалы 3800-4800 м, вся широкая и плоская восточная часть покрыта ледниковым покровом в 20 x 40 км, моренный ландшафт с озерами на высоте 3900 м у восточного подножия, у южного 4130 м. В хр. Мушкетова перевалы 4200-4700 м, современное оледенение только

в трех местах, конец одного ледника на северном склоне около 4530 м. В хр. Южно-Кукунорском перевалы 3700-4060 м, вершины 4000-4500 м, современного оледенения почти нет. Вообще в западной половине Нань-Шаня хребты, исключая хр. Мушкетова, на протяжении целых километров, местами до 10-20 км, поднимаются выше снеговой линии, хотя современные ледники в зависимости от условий рельефа в большинстве случаев небольшие - каровые, висячие и короткие долинные, исключая хр. Риттера и группу Шаголин-Намдзил, где они длиннее; в восточной половине только отдельные вершины и небольшие группы поднимаются над снеговой линией и современное оледенение конечно гораздо слабее, чем на западе. Понятно, что и в ледниковый период оледенение западной половины было значительно сильнее, чем в восточной; судя по разнице абсолютных высот конца современных ледников и конечных старых морен (определенной высоты днища старых кар еще нет), депрессию снеговой линии в западной половине Нань-Шаня в ледниковый период можно принять примерно в 1000-1200 м. Ледники тогда достигали значительно больших размеров, нередко в 10-20 км, спускаясь далеко по поперечным долинам, местами до подножия хребтов; верховья долин рр. Толай-Хэ и Сулей-Хэ были заполнены льдом; ледник восточной части хр. Риттера занимал площадь в 100 км длины и 70 км ширины и имел, как и теперь еще, скандинавский тип, тогда как остальные были альпийскими.

В общем в Центральной Азии в максимальную эпоху ледникового периода наибольшая степень оледенения естественно имела место в северном поясе, пограничном с Сибирью, где в западной части Монгольского Алтая, в Хангае, Кентее, хр. Хара-Кере и Хан-Хухей, в Джунгарском Алатау и соседних к востоку хребтах Пограничной Джунгарии фирновые поля и ледники занимали большие площади и имели скандинавский тип с переходами в материковый (в Хан-Гае). В среднем поясе Восточный Тянь-Шань также представлял огромные ледники частью скандинавского, а в группе Богдо-Ола только альпийского типа; подобные же ледники, но меньших размеров, имелись в Карлык-Таге, в средней и восточной частях Монгольского Алтая, далеко выдвинутых в пустыню. В южном поясе западный Куэн-Лунь, Алтын-Таг и Нань-Шань, обладая оледенением, значительно превышавшим современное, несли ледники альпийского типа, за редкими исключениями. Таким образом и в ледниковый период хорошо отражалась географическая широта, абсолютная высота снеговой линии повышалась с севера на юг, а тип оледенения изменялся, от скандинавского, - с переходом в материковый на севере, и до альпийского, - на юге. Обширные впадины Центральной Азии с севера, запада и юга были сплошь окаймлены снегами и льдами, высылавшими вглубь пустыни еще два длинные отпрыска Монгольского Алтая и Восточного Тянь-Шаня; естественным последствием такого окаймления и фиксации осадков на горах в виде снега и льда должна была быть гораздо большая сухость климата Центральной Азии в ледниковый период сравнительно с современным, также достаточно сухим. Число эпох оледенения можно принять не менее двух, причем первая была максимальной, а вторая, судя по наблюдениям Мерцбахера на Богдо-Ола, представляла три субэпохи с продолжительными остановками сокращавшихся ледников.

Об оледенении горных цепей восточной части среднего по широте пояса Азии - Большого и Малого Хингана, Ильхури-Алина, Сихота-Алина и хребтов Манчжурии и Кореи определенных сведений как будто нет. Их близость к Тихому океану и области муссонов, вероятно препятствовала развитию значительного оледенения; но существование отдельных ледников на высших горах можно предполагать, а также на наиболее северных и самых отдаленных от моря - северной части Большого Хингана, Ильхури-Алина, хр. Тукурингра и Буреинском; на Ниманских приисках западного склона последнего среди наносов встречается ископаемый лед фирнового строения. Образцы этого льда, присланные зимой по почте в Иркутское горное управление, я имел возможность исследовать в 1896 или 1897 г.; фотографический снимок льда сохранился, но данные о местоположении и условиях залегания затерялись.

Интересный и важный вопрос о депрессии снеговой линии во время ледникового периода в настоящее время еще не может быть решен с достаточной точностью ввиду скудости наличных данных не только об абсолютной высоте дна старых кар, но даже о высоте современной снеговой линии; кроме того в иных случаях неизвестно, к какой эпохе оледенения относятся наблюдения высоты конца ледников; исследователь говорит о встреченных им конечных моренах, но вопрос, нет ли морен еще ниже по долине, менее ясных и потому незамеченных, остается открытым. Например, большое сомнение вызывает цифра в 1000-1100 м для конечных морен в Баргузинской тайге по сравнению с цифрой 360 м для соседней к северу Средне-Витимской горной страны, и нужно полагать, что первая цифра относится к последней ледниковой эпохе, а 360 м к предпоследней. Из имеющихся данных можно вывести предположительно величину депрессии: для хр. Черского в северном поясе 2700-2800 м, для Камчатки в среднем поясе 800-1000 м, для Русского Алтая (принимая цифры Г. Гранэ о высоте снеговой линии в предпоследнюю эпоху в 2000 м для периферии и 1000 м для центра) 600-1200 м, для Сайлюгема 200-500 м, для Южного Алтая 1600 м, для Саура 1550 м и для Восточного Саяна 1500 м. В Центральной Азии получим: для Хангая и Кентея около 1000 м, для западной части Монгольского Алтая 1100 м для северного и 1400 м для южного склона, для Джунгарского Алатау 1200 м, для Барлыка-Уркашара 1200 м, для Богдо-Олы в Восточном Тянь-шане 1100-1200 м, для Куэн-Луны 700-800 м и для Нань-Шаня 800-1000 м.

Среди этих цифр поражает огромная депрессия в хр. Черского, но она правдоподобна, так как сравнение современного оледенения (совершенно ничтожного несмотря на субполярное положение и высоту, превышающую 3000 м с огромными размерами древнего оледенения) указывает на очень большую депрессию. Сомнительна малая величина депрессии в Сайлюгеме; она очевидно относится к последней, а не к максимальной эпохе. Маловероятна депрессия в 1550 м в Сауре по сравнению с депрессией в 1200 м в соседних Барлыке и Уркашаре, которая ближе к действительной. Вообще для южной Сибири и прилегающей северной части Центральной Азии депрессия в 1000-1200 м кажется правдоподобной, а для южной окраины Центральной Азии 700-1000 м вероятно также близки к действительности. Эти цифры хорошо совпадают с данными о депрессии в других странах северного полушария, которые приводит Ф. Клуते в своей новой сводке [*Klute, 1928*].

Относительно приложенной карты необходимо заметить, что в ней поместилась только северная часть Центральной Азии, а мелкий масштаб карты позволил нанести границы ледниковых покровов только очень грубо. Сравнение ее с подобной картой, составленной мною в 1925 г., показывает, что с тех пор сведения о следах ледникового периода в северном поясе Сибири настолько умножились, что позволили покрыть его почти везде до 61° сплошным покровом, тогда как в то время я решился только соединить уральский ледник с таймырским кривой линией от Самарова до Дудина, показать под вопросом отдельную площадь в верховьях Котуя - Хатанги, протянуть оледенение гусеницей по Верхоянско-Колымско-Анадырской дуге и внутри ее показать только две площади в хр. Улахан-Чистай и Алазейском. В среднем поясе теперь прибавилась площадь Енисейского кряжа, а в южном изменений почти нет; в соседней части Центральной Азии пришлось расширить границы оледенения в Джунгарском Алатау и в Хангае.

Настоящий очерк показывает, какой обширный материал уже накопился по вопросу о признаках ледникового периода в Северной и Центральной Азии. Разросшийся объем очерка уже не позволил касаться остальных тесно связанных вопросов - о роли оледенения в развитии рельефа и речной сети, о характере ледниковых и межледниковых отложений, их флоре и фауне, их отношении к бореальным трансгрессиям и к лёссам и т.п. Сводные очерки на эти темы нужно поставить теперь на очередь, чтобы собрать имеющиеся обильные рассеянные и затерянные в литературе наблюдения. Но сначала нужно было доказать, что в Северной и Центральной Азии, в которой отсутствие

ледникового периода считалось бесспорным, оледенение было, и весьма значительное; нужно было наметить примерные его границы и возможную кратность. Эта задача и выполнена настоящим очерком. Значение же факта обширного оледенения этого материка для всей истории четвертичного периода не только Азии, но и всего земного шара, я думаю, понятно всем. Нельзя больше смотреть на Северную Азию, как на обширную территорию, которая, в противоположность Европе и Северной Америке, не имела ледниковых и межледниковых эпох и поэтому развивалась в четвертичный период иначе, чем остальные материки северного полушария.

ЛИТЕРАТУРА

Баженов И.К. Отчет о геологических исследованиях в районе Маинского медного месторождения. Известия Сиб. Отд. Геол. ком., IV, вып. 1, 1924, стр. 4-5 и 20-23.

Баженов И.К. Предварительный отчет о геологических исследованиях 1925 г. в юго-западных Саянах. Известия Сиб. Отд. Геол. ком., VI, вып. 1, 1926, стр. 35.

Баженов И.К. Предварительный отчет о геологических последованиях 1926 г. в юго-западных Саянах. Известия Сиб. Отд. Геол. ком., VII, вып. 1, 1927, стр. 3-5.

Богданович К.И. Геологические исследования в Восточн. Туркестане. Тр. Тибетской эксп. 1889-1890 гг., ч. II, СПб., изд. Р.Г.О., 1892.

Богданович К. Очерки Чукотского полуострова. СПб., 1901, стр. 137, 149-151.

Булгаков А. Ледники Джунгарского Алатау бассейна р. Ак-су в Копальском уезде. Известия Р.Г.О., 51, 1915, вып. 1, стр. 27-34.

Булытников А.Я. Саралинский золоторудный район. Известия Сиб. отд. Геол. ком., VII, вып. 3, стр. 3, Томск, 1928.

Булытников А.Я. Геологические исследования в Нижне-Казырском районе Минусинского округа в 1926 г. Известия Сиб. отд. Геол. ком., IX, вып. 2, стр. 5, 1929.

Войков А.И. Климатические условия ледниковых явлений прошедших и настоящих. Зап. Мин. общ., 2 сер., XVI, 1881, стр. 72, 73, 90.

Волосович К. О геологических исследованиях на Новосибирских островах. Известия Академии Наук, XVI, 1902, № 5.

Волосович К. Мамонт острова Б. Ляховского. Записки Минералогического общества, 50, 1915, стр. 305-339.

Волосович К. Раскопки Санга-юраховского мамонта. Известия Академии Наук, 1903.

Высоцкий Н.К. Очерк третичных и послетретичных образований Западной Сибири. Геол. иссл. и разв. работы по линии Сиб. ж. д., вып. V, стр. 82-84.

Герасимов А.П. Геологические исследования в бассейнах рр. Вачи и Кадали в 1900 г. Геологические исследования в золотоносной области Сибири, Ленский район, вып. I, стр. 16-22.

Герасимов А.П. Геологические исследования в бассейнах рр. Кадали и Энгажимо в 1901 г. Там же, вып. II, стр. 73.

Герасимов А.П. Геологические исследования в Ленском горном округе в 1902 г. Геологические исследования в золотоносной области Сибири, Ленский район, вып. III, стр. 13, 34, 35

Герасимов А.П. Геологические исследования в Ленском горном округе в 1903 г. Геологические исследования в золотоносной области Сибири, Ленский район, вып. IV, стр. 13-16 и 25-28.

Герасимов А.П. Описание листов II-6, III-6 и I-6/7 геологической карты. Геологические исследования в золотоносной области Сибири, Ленский район, 1904, 1907, 1910.

Горностаев Н.Н. Четвертичные отложения у северных подножий Джунгарского Алатау. Известия Зап.-Сиб. отд. Геологического комитета, IX, вып. I, 1929, 86 стр.

- Городков Б.Н., Неуструев С.С.* Почвенные районы Уральской области. «Урал», техн.-экон. сборн., Екатеринбург, 1923.
- Городков Б.Н.* Западно-Сибирская экспедиция Российской Академии Наук и Русского географического общества. «Природа», 1924, № 7-12.
- Гранэ Г.* О значении ледникового периода для морфологии северо-восточного Алтая. Записки Зап.-Сиб. отд. Р.Г.О., 38, 1916, стр. 1-22.
- Гранэ Г.* О ледниковом периоде в Русском Алтае. Известия Зап.-Сиб. отд. Р.Г.О., III, в. 1-2, 1915, стр. 1-57.
- Гревингк К.* Геогностическая часть путешествия Л. Шварца по Минусинскому округу Восточной Сибири. Тр. Сиб. эксп. Р.Г.О., Мат. отд., прил. 1, 1864, стр. 151-175.
- Григорьев А.А.* Геология, рельеф и почвы северо-западной части Ленско-Алданского плато и Верхоянского хребта по данным экспедиции 1925 г. Мат. ком. Акад. Наук по изуч. Якутской АССР, вып. 4, 1926, стр. 112, 116 и 158.
- Григорьев А.А.* Геоморфологический очерк Якутии. «Якутия». Сборник статей под ред. П. В. Виттенбурга, 1927, изд. Акад. Наук, стр. 48.
- Грум-Гржимайло Г.Е.* Описание путешествия в Западный Китай, 3 тома, изд. Р.Г.О., 1896, 1899 и 1907.
- Гыданская комплексная экспедиция. Отч. о деят. Акад. Наук за 1928 г., ч. II, стр. 126-127.
- Де Геннинг-Михелис Е.* В северной Монголии. Известия Вост.-Сиб. отд. Р.Г.О., 1898, 29, № 3, стр. 151-190.
- Дмитриев-Садовников Г.* Река Полууй. Известия Г.Г.О., 52, 1916, вып. 6, стр. 493-497.
- Драницын Д.А.* Материалы по почвоведению и геологии западной части Нарымского края. Тр. почв.-бот. иссл. колониз. районов Аз.- России, ч. 1, вып. 1, 1915.
- Драницын Д.А.* Вторичные подзолы и перемещение подзолистой зоны на севере Обь-Иртышского водораздела. Изв. Докуч. Почв. ком., 1914, № 2.
- Дунин-Горкавич А.А.* Тобольский север, т. II, СПб., изд. Деп. землед., 1910.
- Дунин-Горкавич А.А.* Географический очерк Тобольского севера. Известия Р.Г.О., 40, 1904, вып. 1-2, стр. 78-130.
- Емельянов Н.Д.* Верхнечикойский район Забайкальской области. Предварительный отчет об орган. и исполн. работ по иссл. почв Аз. России. 1913 г. СПб., 1914, стр. 57-58.
- Житков Б.М.* Полуостров Ямал. Записки Р.Г.О. по общ. геогр., XXIX, 1913.
- Зайцев А.М.* К геологии южной золотоносной системы Енисейского горного округа. Вестн. золотопр., Томск, 1892.
- Закржевский Р.* Краткий очерк северного склона Джунгарского Алатау. Записки Зап.-Сиб. отд. Р.Г.О., XV, вып. I, стр. 10.
- Игнатов П.Г.* Исследование Телецкого озера на Алтае летом 1901 г. Известия Р.Г.О., 38, 1902, вып. 2, стр. 178, 190, 193-195, 198, 201, 202.
- Ижицкий Л.Н.* Геологические работы в Красноярском и Канском округах Енисейской губ. в 1893 г. Горный журнал, 1895, № 4, стр. 60-66, 71.
- Казанский П.А.* Предварительный отчет о геологических исследованиях между г. Копалом и р. Или в 1911 г. Известия Геологического Комитета, 1912, № 7, стр. 480, 481.
- Казанский П.А.* Предварительный отчет о геологических исследованиях вдоль северного побережья Охотского моря в 1912 г. Известия Геологического комитета, 1913, № 7, стр. 691 и 702.
- Казанский П.А.* Исследования по выяснению золотоносности Охотского района. Известия Геологического комитета, 1918, № 1, стр. 217.
- Казнаков А.И.* Мои пути по Монголии и Каму. Монголия и Кам. Тр. Эксп. Р.Г.О., 1899-1901, II, вып. 1, стр. 23, 24.

Кассин Н.Г. Гидрогеологическое исследование в области южных склонов Джунгарского Алатау в 1916 г. Матер, по гидрогеологии, вып. 6-7. Упр. Водн. Хоз. на межнап. сист. Ср. Азии и Казахстана. 1927.

Клеменц Д.А. Краткий предварительный отчет об экскурсиях в системе Абакана в 1883 г. Записки Зап.-Сиб. отд. Р.Г.О., XI, 1891. стр. 15-19.

Козлов П.К. Отчет помощника начальника экспедиции. Тр. Эксп. Р.Г.О. по Центр. Азии, совершенной в 1893-1895 гг., ч. II, СПб., 1899, стр. 132-223.

Козлов П.К. Монголия и Кам. Тр. Эксп. Р.Г.О. в 1899-1901 гг., т. I, СПб., 1905, стр. 623-663.

Козьмин М.Н. О ледниковых явлениях в Олекминско-Витимской стране. Известия Вост.-Сиб. отд. Р.Г.О., XXI, 1890, вып. I, стр. 1-33.

Козьмин М.Н. Следы каменного века в долине р. М. Патом. Известия Вост.-Сиб. отд. Р.Г.О., XXIX, 1898, вып. I, стр. 70-78.

Комаров В.Л. Поездка в Тункинский край и на озеро Косогол в 1902 г. Известия Р.Г.О., 41, 1905, вып. 1, стр. 23-154.

Комаров В.Л. Камчатская экспедиция Ф. П. Рябушинского. Ботанический отдел, вып. I, стр. 407-408, Москва, 1912.

Конради С.А., Кель Н.Г. Геологический отдел Камчатской экспедиции 1908-1911 гг. Известия Р.Г.О., 57, 1925, вып. I, стр. 22.

Котульский В.К. Маршрутные исследования в Ленском горном округе в 1908 г. Геологические исследования в золотоносной области Сибири, Ленский район, вып. V, 1910, стр. 35 и вып. VI, 1910, стр. 10 (указывает отсутствие следов оледенения, кроме каров с озерами, в исследованной им северной части страны).

Котульский В.К. Геологические исследования в Баргузинском округе. Геологические исследования в золотоносной области Сибири, Ленский район, вып. VII, 1910, стр. 83, 84; вып. VIII, 1912, стр. 41, 42, 46-48, 51; вып. IX, 1913, стр. 35, 37, 38, 40, 45, 57; вып. XI. 1915, стр. 20-24, 54, 59.

Крашенинников. К характеристике ландшафтов Восточного Забайкалья. Землеведение, 1913, кн. I-II, стр. 72-78, с 3 рис.

Кропоткин П.А. Поездка в Окинский караул. Зап. Сиб. отд. Р. Г. О., кн. IX-X, отд. 1, 1867, стр. 1-94.

Кропоткин П.А. Отчет об Олекминско-Витимской экспедиции. Зап. Р.Г.О. по общ. геогр., III, 1873, стр. 220-291.

Кропоткин П.А. Исследования о ледниковом периоде. Записки Р.Г.О. по общ. геогр. VII, 1876.

Крылов И.М. Путевые заметки об Урянхайской земле. Записки Р.Г.О. по общ. геогр., 34, № 2, 1903, стр. 81-102.

Кузьмин А.М. Материалы к расчленению ледникового периода в Кузнецко-Алтайской области. Изв. Зап.-Сиб. отд. Геол. ком., VIII, вып. 2, стр. 62, Томск, 1929.

Ламакин Н.В., Ламакин В.В. Географические исследования в Восточных Саянах в 1927 г. Тр. Геогр. Н.-Иссл. Инст. при физ.-мат. фак. I Моск. Гос. Унив., Москва, 1928, 62 стр.

Лопатин И.А. [Дневник Туруханской экспедиции 1866 г.](#) Записки Р.Г.О. по общ. геогр., 1897. XXVIII, № 2, стр. 82-83.

Львов А., Кропачев Г. Краткий отчет о результатах исследований Аршана. Известия Вост.-Сиб. отд. Р.Г.О., 40, 1909, стр. 77, прим.

Макиеров Я.А. О ледниковых отложениях при впадении Иртыша в Обь. Тр. СПб. Общ. ест., XXI, вып. I, 1891.

Матисен Ф. Донесение командира яхты «Заря». Известия Академии Наук, 1904, № 2.

Мейстер А.К. Геологическое описание маршрута Семипалатинск - Верный. Труды Геол. ком., н. с., вып. 51, 1909, стр. 55 и 74-75.

Мейстер А.К. Горные породы и условия золотоносности южной части Енисейского округа. Геологические исследования в золотоносной области Сибири, Енисейский район, вып. IX. СПб., 1910.

Мейстер А.К. Геологические исследования по восточной окраине Ленского золотоносного района в 1907-1908 гг. Геологические исследования в золотоносной области Сибири, Ленский район, вып. V, 1910, стр. 86, 87.

Мейстер А.К. Средне-Витимская горная страна. Геологические исследования в золотоносной области Сибири, Ленский район, вып. VII, 1910, стр. 18-19.

Мейстер А.К. Предварительный отчет о геологических исследованиях в бассейнах рр. Мамакана, Б. и М. Кункудери и В. Ангары. Геологические исследования в золотоносной области Сибири, Ленский район, вып. IX, 1913, стр. 4-19.

Мейстер А.К. Восточная окраина Ленского золотоносного района. Геологические исследования в золотоносной области Сибири, Ленский район, вып. X, 1914, стр. 21-33.

Мейстер А.К. К вопросу о происхождении рельефа в Олекминско-Витимской горной стране. Геологический вестник, III, стр. 98-101.

Миддендорф А. Путешествие на север и восток Сибири, ч. I, СПб., 1860, стр. 253, 254, 278, 279.

Миткевич-Волчасский Е. Отчет о геологических исследованиях месторождения медных руд по р. Намаме Забайкальской области. Геологические исследования в золотоносной области Сибири, Ленский район, вып. IX, 1913, стр. 84.

Михаэлис Е.П. Следы древних ледниковых явлений на Тарбагатае и в Сауру. Известия Р.Г.О., X, 1874, стр. 122-126.

Михаэлис Е.П. An ice period in the Altai mountains. Nature, vol. 35, 1886, № 894, p. 149 (по-русски: Землевед., 1914, кн. IV, стр. 91-92 и Зап. Семипал. подотд. Р.Г.О., VIII, 1914, 3 стр.).

Молчанов И.А. Материалы к вопросу о древнем оледенении северо-восточной Монголии. Известия Р.Г.О., 54, 1918, вып. 1, стр. 57-100.

Молчанов И.А. Следы древнего оледенения в Енисейском крае. Известия Сиб. отд. Геол. Ком., V, вып. 5, стр. 1-22, 1926.

Молчанов И.А. Признаки древнего оледенения около с. Балей Красноярского окр. Бюлл. Моск. общ. исп. прир., н. с., Отд. геол., V, вып. 2, стр. 171-181, 1927.

Нейбург М.Ф. Геологическое исследование в районе хр. Батыр-Хаирхан в 1926 г. Мат. Ком. по иссл. Монг. и Танну-Тув. Нар. Респ., Бур.-Монг. АССР, вып. 7, стр. 6 и 25

Нехорошев В.П. Кендерлыкское каменноугольное месторождение. Матер. общ. и прикл. геол., вып. 79, 1928, стр. 24.

Никитин Д.В. Геологические исследования в верхней части бассейна р. Чары. Известия Геологического комитета, 1918, № 1, стр. 196-211.

Никитина Е. Альпийские болота левых притоков Уйменя, притока Бип. Известия Томского университета, вып. 1, стр. 42.

Обручев В.А. Геологическое исследование Олекминско-Витимской горной страны и ее золотоносных россыпей. Известия Вост.-Сиб. отд. Р.Г.О., XXII, 1891, вып. 2-3, стр. 1-74 и XXIII, 1892, вып. 3, стр. 1-27.

Обручев В.А. Центральная Азия, Северный Китай и Нань-Шань. СПб., изд. Р.Г.О., 1900, 1901, т. I, гл. X-XII, т. II, гл. XVI-XX.

Обручев В.А. Бассейн реки Бодайбо. Геологические исследования в золотоносной области Сибири, Ленский район, вып. II, 1903, стр. 23-35.

Обручев В.А. Алтайские этюды. I. Заметки о следах древнего оледенения в Русском Алтае. Землеведение, 1914, кн. IV.

Обручев В.А. Описание листов IV-1 и 2, V-1 и 2, IV-3 и V-3 геологической карты. Геологические исследования в золотоносной области Сибири, Ленский район, 1907, 1910 и 1914 (описание листов IV-4 и V-4, VI-1 и 2 совместно с А.П. Герасимовым, там же, 1929).

- Обручев В.А.* Пограничная Джунгария, т. I, вып. 1-3, Томск, 1912-1914, стр. 62, 64-68, 71, 586, 587, 631, 636, 638, 645-648, 662, 663, 665, 675, 685, 740-746.
- Обручев В.А.* Ледники или грязевые потоки в Олекминско-Витимской горной стране. Геологический вестник, II, 1916, № 5-6, стр. 247-265.
- Обручев В.А.* Олекминско-Витимский золотоносный район (общая сводка данных по району). Библ. Горн. журн., № 1, Москва, 1923, стр. 33-39.
- Обручев В.А.* К оледенению Средне-Витимской горной страны. Геологический вестник, VI, 1928, № 4-6, стр. 42-45.
- Обручев С.В.* Экспедиция на р. Индигирку и в хр. Кех-Тас и Верхоянский в 1926 г. Вестник Геологического комитета, 1927, № 4, стр. 1-6.
- Обручев С.В.* Работы Колымского геоморфологического отряда по 1 июня 1929 г. Известия Академии Наук, 1929, № 8, стр. 749-756.
- Обручев С.В.* Геоморфологическое исследование р. Колымы в 1929 г. Известия Академии Наук, 1930, № 6.
- Отчет об исследованиях Докторовича-Гребницкого в Хамар-дабане в 1919 г. Известия Геологического комитета, 1920, № 2, стр. 129.
- Ошурков В.А.* Отчет о поездке 1902 г. в Западные Саяны и западную часть хр. Танну-ола. Зап. Красноярск. подотд. Р.Г.О., I, вып. 1. 1906, стр. 32-33.
- Павлов Н.В.* Хангай и Северная Гоби. Предв. отчет. Известия Р.Г.О., 57, 1925, вып. 1, стр. 123-129.
- Павловский Е.В.* О следах оледенения в Средне-Витимской горной стране. Геологический вестник, VI, 1928, № 4-6, стр. 41-42.
- Павловский Е.В.* К геоморфологии долины р. Лены и нижнего течения р. Витима. Геологический вестник, VII, 1929, № 1-3.
- Падуров Н.Н.* Геологические исследования в Катунских Альпах летом 1926 г. Известия Геологического комитета, 1927, № 4, стр. 340-345.
- Перетолчин С.П.* Восхождение на Мунку-Сардык летом 1896 г. Известия Вост.-Сиб. отд. Р.Г.О., 1897, 28, № 4.
- Перетолчин С.П.* Ледники хр. Мунку-Сардык. Известия Томского технологического института. 1908, 47 стр.
- Пилипенко П.П.* К вопросу о ледниковом периоде на Алтае. Еж. геол. и мин. Росс., 1914, XII, вып. 1-2, стр. 1-7.
- Пилипенко П.П.* Минералогия западного Алтая. Известия Томского университета, 42, 1915, стр. 238-239.
- Полевой П.И.* Анадырский край. I. Главнейшие результаты Анадырской экспедиции. Труды Геологического комитета, н. с., вып. 140, 1915, стр. 78-82.
- Потанин Г.Н.* Очерки северо-западной Монголии. СПб., изд. Р.Г.О., 1881, вып. 1, стр. 118 и 223.
- Потанин Г.Н.* Тангутско-Тибетская окраина Китая и Центральная Монголия. Путешествие 1884-1886 гг., т. I, СПб., изд. Р.Г.О., 1893.
- Прасолов Л.И.* О почвах западной и южной частей Зайсанского уезда. Предв. отч. об орган. и исполн. раб. по иссл. почв Аз. России в 1914 г., ст. VIII, Пгр., 1916, стр. 150, 151.
- Прасолов Л.И.* Южное Забайкалье. Почвенно-географический очерк. Матер. Особ. ком. по иссл. союзн. и автономн. республик при Акад. Наук, вып. 12, 1927, стр. 205-210.
- Преображенский П.И.* Бассейны рр. Тахтыги и Анангры. Геологические исследования в золотоносной области Сибири, Ленский район, вып. III, 1905, стр. 48, 56.
- Преображенский П.И.* Геол. иссл. в Ленском горн. окр. в 1903 г. Геологические исследования в золотоносной области Сибири, Ленский район, вып. IV, 1907, стр. 51.
- Преображенский П.И.* Северная и западная окраины Патомского нагорья. Геологические исследования в золотоносной области Сибири, Ленский район, вып. V, 1910, стр. 4.

Преображенский П.И. Маршруты в юго-западной части Северно-Байкальского нагорья. Геологические исследования в золотоносной области Сибири, Ленский район, вып. IX, 1913, стр. 116, 121.

Преображенский П.И. Следы древнего оледенения в верховьях рр. Иркута и Оки. Известия Геологического комитета, 45, 1926, № 8, стр. 839-849.

Пржевальский Н.М. От Кульджи за Тянь-Шань и на Лоб-нор, СПб., изд. Р.Г.О., 1878, стр. 34-37.

Пржевальский Н.М. Из Зайсана через Хами в Тибет и на верховья Желтой реки, СПб., изд. Р.Г.О., 1883, стр. 111, 112, 133.

Резниченко В. Ледниковая группа Мус-Тау. Известия Р.Г.О., 46, в. 1-5, 1910, стр. 53-101.

Резниченко В. Южный Алтай и его оледенение, Известия Р.Г.О., 50, 1914, в. 1-2, стр. 1-68.

Роборовский В.И. Труды экспедиции Р.Г.О. по Центральной Азии, совершенной в 1893-1895 гг., ч. I. СПб., 1900, стр. 173-194.

Сапожников В.В. Новые ледники Чуйских белков. Известия Р.Г.О., 35, 1899, стр. 516.

Сапожников В.В. Катунь и ее истоки. Известия Томского университета, 1901, стр. 191.

Сапожников В.В. Предварительный отчет об ученой командировке в Саур и Джунгарский Алатау в 1904 г. Известия Томского университета, 1905, стр. 3.

Сапожников В.В. Очерки Семиречья. II. Джунгарский Алатау. Известия Томского университета, 1906.

Сапожников В.В. Монгольский Алтай в истоках Иртыша и Кобдо. Известия Томского университета, 58, 1911, стр. 269-307 (древнее оледенение стр. 298-307).

Свицальский Н.И. Геологические исследования в Баргузинском округе в 1912 г. Геологические исследования в золотоносной области Сибири, Ленский район, вып. XI, 1915, стр. 93-95 и 118.

Севастьянов Д.П. Об оледенении крайнего северо-востока Сибири. Дн. XII съезда естеств. и врач., 1911 г., Москва, 1912, стр. 491-492.

Севастьянов Д.П. Краткий предварительный отчет о поездке в Колымский край. Известия Академии Наук, XIX, 1903, прот.

Седельников А.Н. Поездка к оз. Зайсану и в горы Мус-тау. Записки Зап.-Сиб. Отд. Р.Г.О., XXXI, 1904, стр. 22-25, 28-31, 34, 35, 38.

Седельников А.Н. Предварительный отчет о поездке в юго-западные Алтай и в долину р. Теректы в горах Саур. Записки Семипал. подотд. Р.Г.О., вып. IV, 1908, стр. 2, 8, 9.

Седельников А.Н. Озеро Зайсан. Записки Зап.-Сиб. отд. Р.Г.О., 25, 1909.

Семихатова Л.И. Сайлюгем. Географический очерк. Тр. Общ. изуч. Урала, Сиб. и Дальн. Вост., I, вып. 2, Москва, 1928, стр. 1-39.

Скворцов Е.Ф. Ленско-Колымская экспедиция 1909 г. Известия Р.Г.О., 50, 1914, стр. 401-428.

Соболев Н.А. Русский Алтай (из путешествия в 1895 г.) Землеведение, 1896, кн. 3-4, стр. 51-110.

Соболевский Г. К современному и древнему оледенению в Западном Куэн-Луэ. Известия Р.Г.О., 54, 1918, вып. 1, стр. 27-56.

Соколов Н.А. Сообщение в Отделе физической географии. Известия Р.Г.О., 1887, вып. I, прот., стр. 90-91.

Стальной Г. К вопросу о современных Саянских ледниках. Вестник Геологического комитета, 1925, № 24, стр. 6-8.

Струве К., Потанин Г. Путешествие на оз. Зайсан и в речную область Черного Иртыша. Записки Р.Г.О. по общ. геогр., I, 1867, стр. 418.

- Танфильев Г.И.* Бараба и Кулундинская степь в пределах Алтайского окр. Труды Геол. части Кабинета, V, вып. 1, 1902, стр. 162-164.
- Тетяев М.М.* Северо-западное Прибайкалье; Бассейн р. Тыи. Труды Геологического комитета, н.с., вып. 108, 1915, стр. 46.
- Тетяев М.М.* Северо-западное Прибайкалье; Область с. Горемыки. Труды Геологического комитета, н.с., вып. 126, 1916, стр. 9, 10, 82, 93-102.
- Толль Э.В.* Экспедиция Академии Наук на Новосибирские острова и побережье Ледовитого океана. Известия Р.Г.О., 30, 1894, вып. 4, стр. 447.
- Толль Э.В.* Ископаемые ледники и их отношение к трупам мамонта. Записки Р.Г.О. по общ. геогр., XXXII, 1897, № 1.
- Толмачев И.П.* Почвенный лед с р. Березовки. Научн. Рез. эксп. Акад. Наук на р. Березовку, т. I, 1903.
- Толмачев И.П.* По Чукотскому побережью Ледовитого океана. СПб., 1911, стр. 89.
- Толмачев И.П.* Объяснительная записка к географической и геологической карте Хатангской экспедиции. Известия Р.Г.О., 48, 1912, вып. 6, стр. 12-13.
- Толмачев И.П.* К вопросу о ледниковом периоде в Сибири. Труды СПб. Общ. ест., 30, вып. 1, № 1, стр. 1-6.
- Толмачев И.П.* Геологическая поездка в Кузнецкий Алатау летом 1902 г. Известия Р.Г.О., 39, 1903, вып. 4.
- Толмачев И.П.* Геологическое описание восточной половины 15 и юго-западной четверти 16 листа VIII ряда 10 верстн. карты Томской губ. Труды Геол. части Кабинета, VII, 1909, стр. 667-673.
- Толмачев И.П.* О следах ледникового периода в Кузнецком Алатау. Труды СПб. общ. ест., 33, вып. 1, № 6, прот., стр. 200-202.
- Тронов Б., Тронов М.* Восхождение на Белуху. Землеведение, 1915, кн. IV, стр. 84-98.
- Тронов Б., Тронов М.* По истокам Аргута. Землеведение, 1916, кн. I-II, стр. 13-30.
- Тронов Б., Тронов М.* Поездка в восточный Алтай летом 1924 г. Известия Р.Г.О., 57, 1925, вып. 1, стр. 61-62.
- Тронов Б.В.* Каталог ледников Алтая. Известия Р.Г.О., 57, 1925, вып. 2, стр. 107-159.
- Тронов Б.В.* Современное оледенение Алтая. Известия Р.Г.О., 56, 1924, вып. 2, стр. 37-71.
- Тюменцев К.Г.* Путешествие по Алтаю в 1915 г. Землеведение, 1916, кн. III-IV, стр. 187-190.
- Урванцев Н.Н.* Норильский каменноугольный район. Изв. Сиб. отд. Геол. ком., II, вып. 1, 1921, стр. 32-35.
- Урванцев Н.Н.* Следы четвертичного оледенения Центральной части севера Сибири. Геол. вестник, VI, 1928, № 1-3, стр. 47-49.
- Урванцев Н.Н.* Маршрутные исследования по р. Хантайке летом 1928 г. Известия Геологического комитета, 1929, № 8, стр. 39-70, с 3 табл.
- Усов М.А.* Орография и геология Кентейского хребта в Монголии. Известия Геологического комитета, 1915, № 8, стр. 889-997.
- Федоров Е.С.* Заметка о нахождении меловых и валунных отложений в приуральской части Северной Сибири. Известия Геологического комитета, 1887, стр. 239-250.
- Чекановский А.Л.* Геологические исследования в Иркутской губ. Записки Сиб. отд. Р.Г.О., кн. XI, 1874, стр. 398.
- Черский И.Д.* Еловский отрог как связь между Тункинскими Альпами и Саяном, Известия Сиб. отд. Р.Г.О., 1875, VI, № 4, стр. 137-183.
- Черский И.Д.* К вопросу о следах древних ледников в Восточной Сибири. Изв. Вост.-Сиб. Отд. Р.Г.О., XII, 1882, № 4-5.

Черский И.Д. Предварительный отчетов исследованиях в области рр. Колымы, Индигирки и Яны. Записки Академии Наук, т. 73, кн. 1, прил. № 5, 1893, стр. 26-27.

Чураков А.Н. Геологическая съемка в центральной части Кузнецкого Алатау. Известия Геологического комитета, 1921, № 7, стр. 319.

Чурин В.П. Южный склон Русского Тарбагатай от р. Кара-кетат до р. Урджар. Известия Геологического комитета, 1916, № 3, стр. 416.

Шварц Л. Путешествие прапорщика Крыжина в 1858 г. Труды Сиб. эксп. Р.Г.О., Матем. отд., СПб., 1864, стр. 77-97.

Щуровский Г. Геологическое путешествие по Алтаю. Москва, 1846, стр. 381, 382.

Эдельштейн Я.С. Геологический очерк Западно-Сибирской равнины. Изв. Зап.-Сиб. отд. Р.Г.О., т. V, 1925-26 г., стр. 1-75.

Эдельштейн Я.С. Предварительный отчет о геологических исследованиях в Ачинском золотоносном округе в 1907 г. Геологические исследования в золотоносной области Сибири, Енисейский район, вып. VII, 1909, стр. 10-12.

Эдельштейн Я.С. Геологические исследования в юго-восточной части Минусинского уезда в 1910 г. Геологические исследования в золотоносной области Сибири, Енисейский район, вып. XII, 1912, стр. 51-54.

Юрганова К.В. От Улалы до Отхан-Хапрхана. Тр. Томск. общ. изуч. Сибири, II, вып. 2, 1912.

Яковлев С.А. Геологическое описание северозападной четверти 15 листа X ряда 10 верстн. карты Томской губ. Труды Геол. части Кабинета, VIII, вып. I, 1907.

Яковлев С.А. К вопросу о ледниковом периоде на Алтае. Труды СПб. общ. ест., 40, 1909, вып I, № 1, прот. 21-36.

Яковлев С.А. О происхождении Телецкого озера. Известия Р.Г.О., 52, 1916, вып. 6, стр. 446, прим.

Янишевский М.Э. Отчет о геологических исследованиях в восточной части Семипалатинской области в 1913 г. Известия Геологического комитета, 33, 1914, № 5, стр. 457-464.

Ячевский Л.А. Краткий предварительный отчет о геологической части экспедиции Н.П. Бобыря. Известия Вост.-Сиб. отд. Р.Г.О., 1888, XIX, № 1, стр. 1-17.

Berkey C.P., Morris F.K. Geology of Mongolia. A reconnaissance report, based on the investigations of the years 1922-1923. Centr. As. Exp., Nat. Hist, of Centr. Asia, II, New-York, 1927, pp. 267, 268, 311.

Bialoveski A. Ice period on the Altai range. Nature, 1887, vol. 35, № 909, p. 513 (по-русски: Землеведение, 1914, кн. IV, стр. 93).

Bogdanowitsch K. Geologische Skizze von Kamtschatka. Pet. Mitt., 1904, H. 5, S. 123.

Carruthers D. Unknown Mongolia. A record of travel and explorations on the Russo-Chinese Borderlands, 2 vols., London, 1913.

Carruthers D. Further information on the Turgun or Kundulen mountains in NW Mongolia etc. Geogr. Journ., 1914, October, pp. 382-385.

Coleman A.P. Ice ages recent and ancient. New York, 1926.

Cotta B. Der Altai, sein geologischer Bau unci seine Erzlagerstätten. Leipzig, 1871, S. 74.

Dawson. [Geological notes on some of the coasts and islands of Bering sea and vicinity.](#) Bull. Geol. Soc. America, 1893. V, p. 141.

Donner K. Bei den Samojedem in Sibirien. Stuttgart, 1926, SS. 156, 157, 165, 168, 171.

Erman A. Reise um die Erde durch Nordasien und die beiden Oceane. 1. Abt., Bd. II, Berlin, 1838, SS. 361, 366, 380.

Eskola P. [Beobachtungen über die Glazialbildungen in der Gegend der Wasserscheide zwischen dem Bargusin und der Oberen Angara in Transbaikalien.](#) C.R. de la Soc. Geol. de Finlande, 1929, № 1, pp. 1-21, m. 12 Fig.

- Fickeler P.* Der Altai, eine Physiogeographie. Pet. Mitt., Ergänzungsheft № 187, Gotha, 1925, SS. 111-130.
- Friedrichsen M.* Forschungsreise in den zentralen Tienschan und Dsungarischen Alatau im Sommer 1902. Mitt. Geogr. Ges., Hamburg, XX, 1904, S. 218.
- Grane G.* Morphologische Forschungen im östlichen Altai. Ztsclvr. d. Ges. f. Erdk., Berlin, 1914, № 5.
- Grane G.* Les formes du relief de l'Altai Russe et leurs genese, Helsingfors, 1917, p. 125.
- Grane G.* Beiträge zur Kenntnis der Eiszeit in der NW Mongolei etc., Helsingfors, 1910. (кроме того он напечатал три статьи на финском языке, на которые в работе ссылается; я не привожу их заглавий, так как они мне, как и большинству читателей, недоступны. Публикуя статьи на подобных мало распространенных языках, авторы не должны быть в претензии на то, что их данные приходится игнорировать).
- Hausen H.* The Upper Jenissei drainage area (Territory of Uriankhai). Acta geographica, I, № 1, Helsingfors, 1925.
- Hausen H.* Einige Züge der Oberflächengeologie der sibirisch-mongolischen Grenzgebiete zwischen Altai und Transbaikalien. Ztschr. d. Ges. f. Erdkunde, Berlin, 1928, № 7/8, SS. 289-295.
- Hausen H.* Outline of the physiographical development of the northern part of the Sino-Siberian continental area. C.R. de la XIII Sess. Du Congr. Geol. Intern., f. 2, p. 1120. Liege, 1925.
- Klute F.* Die Bedeutung der Depression der Schneegrenze für eiszeitliche Probleme. Ztsclir. f. Gletsch., XVI, H. 1/2, 1928.
- Leuchs K.* Geologische Untersuchungen im Chalvk-tau, Temurlyktau, Dsungarischen Alatau. Abh. K. Bayr. Akad. d. Wiss., mat.-nat. Kl., 25, Abh. 8, München, 1912.
- Littledale G.B.* A journey across Central Asia. Geogr. Journ., 1894, 7, pp. 454-458.
- Merzbacher G.* Die Gebirgsgruppe Bogdo-Ola im östlichen Tian-Schan. Abh. K. Bayr. Akad. d. Wiss., mat.-nat. Kl., 27, Abh. 5. München, 1916.
- Merzbacher G.* Von meiner neuen Tian-Schan Expedition. Ztschr. d. Ges. f. Erdkunde, Berlin, 1910, № 4-5.
- Merzbacher G.* Die Physiographie des Tian-schan. Geogr. Ztschr., 19, 1913, H. 1, S. 9.
- Merzbacher G.* Meine neue Tian-Schan Expedition. Pet. Mitt., 1908, SS. 94-97; 1909, SS. 34-40.
- Muir.* Report of the cruise of the U.S. rev. st. «Corvin» in the Arctic ocean, 1881, p. 143.
- Obruchev S.V.* Ztschr. f. Gletscherkunde, XV, 1927, H. 3.
- Pohle R.* Beiträge zur Kenntnis der Westsibirischen Tiefebene. Ztschr. d. Ges. f. Erdkunde, Berlin, 1918, № 1/2; 1919, № 9/10.
- Reinhard A.L.* Über die eiszeitliche Vergletscherung Kamtschatkas. Ztschr. d. Ges. f. Erdkunde, Berlin. 1915. № 3. SS. 180-183.
- Salomon W.* Grundzüge der Geologie, II, 2, 1926, S. 456.
- Schaffer F. X.* Lelirbuch tier Geologie, II, 1924, S. 544.
- Schmidt F.* Wissenschaftliche Resultate der zur Aufsuchung eines angekündigten Mammothkadavers von der K. Akademie der Wissenschaften an den unteren Jenissei ausgesandten Expedition. Mem. Ac. Sc. de St. Pet., VII ser. XVIII, 1872, № 1.
- Stein A.* Bums of desert Cathay. London, 1912, 2 vol.
- Stein A.* Maps of Chinese Turkistan and Kansu. Dehra-Dun, 1923.
- Toll E.* Russische Polarexpedition. Pet. Mitt., 1902, S. 86. (Также в Изв. Акад. Наук, XV, 1901, № 4, стр. 354).
- Tolmatcheff P.* Voyage scientifique dans l'Altai oriental etc. Paris, 1845.
- Voyages de Dmitri Klementz en Mongolie occidentale de 1883 a 1897. Bull. Soc. Geogr. de Paris, 1899, 3 trimestre, pp. 308-329.

Ссылка на статью:



Обручев В.А. Признаки ледникового периода в северной и центральной Азии //
Бюллетень комиссии по изучению четвертичного периода. 1931. № 3. С. 43-120.