

Стебницкий И.И. Обзор сведений о прежнем течении Аму-Дарьи в Каспийское море. // Изв. Кавк. отд. РГО. 1886. Т. 4. № 2. С. 56–94.

Хондкармян С.О. Трансгрессивные фазы развития Аральского бассейна в голоцене. // Колебания увлажненности Арало-Каспийского региона в голоцене. М.: Наука. 1977. С. 35–36.

Шульц В.Л. Реки Средней Азии. Л.: Гидрометеониздат. 1965. 286 с.

УДК 551.345:551.328.2:551.791:551.583.7

Ю.К. ВАСИЛЬЧУК, О.М. ПЕТРОВ, А.К. СЕРОВА

НЕКОТОРЫЕ ЗАМЕЧАНИЯ

О СТРАТИГРАФИЧЕСКОМ ЗНАЧЕНИИ ЗАЛЕЖИ ПЛАСТОВОГО ЛЬДА В КАЗАНЦЕВСКИХ ОТЛОЖЕНИЯХ ЦЕНТРАЛЬНОГО ГЫДАНА

Значение роли прямых индикаторов палеогеографической ситуации при решении задач реконструкции фашиальной и климатической обстановки в прошлом очевидно. Вероятно, прежде всего этим объясняется и возросшее в последнее время внимание к изучению ледовых льдов, являющихся достаточно яркими геологическими образованиями, во многих случаях облегчающими решение сложных задач по восстановлению генезиса и условий образования вмещающих их толщ. Однако нередко даже их собственный генезис становится предметом острой полемики, ввиду невозможности его однозначной трактовки. Одни и те же признаки пластического течения в толще льда трактуются в одном случае как свидетельство глетчерной природы залежи (Каплянская, Тарноградский, 1978; Соломатин и др., 1981; и др.), в другом – как указание на ее внутригрунтовое происхождение вследствие диагенеза сильноувлажненной грунтовой толщи при промерзании (Корейша, Хименков, Брыксина, 1983; и др.). Мы уже указывали (Трофимов, Васильчук, 1983) на то, что даже признание глетчерной природы льда – это еще не полное решение вопроса о палеофашиальной обстановке среды его захоронения, поскольку даже лед горно-долинного выводного ледника мог переноситься по морю и консервироваться в морских осадках у противоположных берегов на значительных расстояниях от районов своего происхождения. Вполне вероятно, что именно такой тип захоронения льда встречен В.И. Соломатиним с сотрудниками (1981) на севере Гыдана в существенно засоленных мерзлых толщах, нередко насыщенных фораминиферами (Баду, Трофимов, Васильчук, 1982). Надо еще отметить, что степень минерализации самих ледовых льдов практически во всех описанных местонахождениях залежей весьма невысока и редко превышает 0,01% (Анисимова, Крицук, 1983; Дубиков, 1983), что, если игнорировать остальные признаки, вполне согласуется с представлениями об их первично-глетчерной природе. В этом плане нам представляется весьма интересным рассмотреть находку залежи существенно более засоленного (в 10–15 раз больше) ледового льда в разрезе водораздельной казанцевской равнины (в ее сниженной части), описанной нами в среднем течении р. Танама, в 6 км северо-восточнее устья р. Сябуяха. В обнажении здесь сверху вниз вскрыты:

Глубина, м

Песок желтовато-серый, мелкозернистый, пылеватый, с прослоями ожелезнения, с редкими включениями окатанной древесины – плавника; в верхней части с небольшими линзами голоценовых торфяников. Криотекстура песка массивная и редкослоистая тонкошлифовая. 0,0–4

Суглинок темно-серый и коричневатого-серый, в верхней части легкий, ниже – средний и тяжелый, мелкооскольчатый, замещающийся по простиранию на глубине 16,7–19,5 м глиной темно-серой со стальным отливом, вмещающей гравий, гальку, мелкие валуны и целые створки раковин моллюсков. 4–19,5

На глубине 16,8 м в обнажении вскрыт пласт льда видимой мощностью более 2 м, шириной в основании более 3 м (рис. 1). Лед в основном прозрачный, но иногда в нем отмечаются зоны субгоризонтального простирания, насыщенные крупными пузырька-

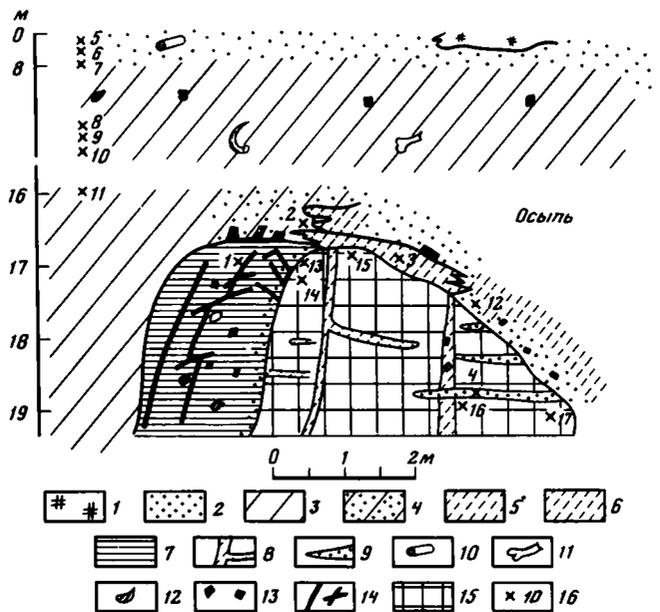


Рис. 1. Погребенный припайный лед в прибрежно-морских казанцевских отложениях склона долины р. Танама

1 — торф; 2 — песок; 3 — суглинок; 4 — суглинок опесчаненный; 5 — супесь опесчаненная; 6 — супесь; 7 — глина темно-серая с голубоватым отливом; 8 — супесчаные "дайки-штоки"; 9 — прослой песка во льду; 10 — плавник; 11 — костные остатки; 12 — раковины моллюсков; 13 — галька, валуны; 14 — толстые шпирьы льда; 15 — лед пласта; 16 — места отбора и номера образцов (соответствуют номерам в табл. 1 и 2)

ми воздушных включений, их размеры 0,2×0,5 см. На глубине 18,7 м во льду находится горизонтальный прослой коричневого песка мощностью 4 см, на контакте с которым лед также стекловатый, насыщенный газовыми включениями. В левой части пласта прослой песка пересекает субвертикальный шток, состоящий из супеси и песка с включениями крупной гальки диаметром до 3 см. Над горизонтальным прослоем песка отмечено еще два тонких песчаных слоя мощностью до 3 см. В правой (см. рис. 1) части пласта расположение минеральных включений также достаточно своеобразно, что отчетливо видно на рис. 1. Такая морфология ледяного тела свидетельствует о весьма активном воздействии на него скалывающих напряжений, скорее всего происходивших постгенетически.

Весьма информативны данные о солености льда (табл. 1). Разные части пласта характеризуются существенно различной минерализацией, причем важно то, что какой-либо отчетливой тенденции в изменении засоленности по разрезу наметить не удастся. В апикальной части пласта наблюдаются колебания в степени минерализации от 0,009 до 0,039%, в дистальной она колеблется от 0,004 до 0,015%. Это дает основание думать, что либо пласт льда долгое время находился в морской воде (или из нее образовался), если его генезис аллохтонный, либо в сложении пласта принимает участие лед, образовавшийся в результате внедрения воды из разных по степени минерализации водоносных горизонтов, если он внутригрунтовый — автохтонный. Считать это следствием дифференциации засоления по объему в процессе замерзания воды менее обоснованно, так как тогда в распределении минерализации во льду была бы более выражена какая-нибудь определенная тенденция. Монолитное в целом строение ледяного тела, как нам представляется, скорее свидетельствует о одновременном его образовании. Это могло быть захоронение плавучей льдины, законсервировавшейся в прибрежно-морских условиях. Можно предположить, что льдина перемещалась под действием волнения по

Таблица 1

Состав и содержание водорастворимых солей в пластовых льдах и во вмещающих их казанцевских отложениях на правом берегу р. Танама

№ на рис. 1	Литология	Глубина, м	Сухой остаток, %	HCO_3^-	Cl^-	SO_4^{2-}	Ca^{2+}	Mg^{2+}	$\text{Na}^+ + \text{K}^+$	pH
1.	Глина	17,0	0,508	0,049	0,103	0,137	0,004	0,002	0,141	7,7
2.	Песок	16,2	0,326	0,064	0,068	0,066	0,004	0,001	0,094	7,9
3.	Суглинок	15,7	0,204	0,061	0,020	0,023	0,004	0,001	0,046	8,5
4.	Песок	17,0	0,182	0,021	0,033	0,023	0,004	0,005	0,026	7,6
5.	Песок	2,0	0,184	0,018	0,045	0,026	0,005	0,002	0,038	6,6
6.	Песок	4,0	0,238	0,031	0,059	0,027	0,004	0,001	0,058	7,3
7.	Песок	7,8	0,804	0,043	0,182	0,305	0,014	0,012	0,242	7,2
8.	Суглинок	13,0	0,486	0,046	0,108	0,126	0,005	0,001	0,139	7,6
9.	Суглинок	14,0	0,580	0,043	0,132	0,161	0,004	0,003	0,169	7,5
10.	Суглинок	15,5	0,498	0,049	0,113	0,150	0,004	0,003	0,152	7,6
11.	Суглинок	16,0	0,542	0,055	0,119	0,152	0,003	0,001	0,166	7,7
12.	Песок	17,5	0,240	0,055	0,035	0,040	0,004	0,001	0,056	8,0
13.	Лед	17,0	0,009	0,001	0,002	0,002	0,001	0,001	0,002	5,8
14.	Лед	17,2	0,019	0,010	0,005	0,001	0,001	0,001	0,005	7,4
15.	Лед	16,3	0,039	—	0,004	0,018	0,001	0,001	0,006	3,2
16.	Лед	18,8	0,015	0,006	0,002	0,005	0,003	0,001	0,001	6,6
17.	Лед	19,0	0,004	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	4,5

пляжу, сложенному глинистыми породами, выпаживала грунт и толкала его перед собой. А у отвесного берега остановилась, в результате чего и сформировался субвертикальный глинистый пласт, расположенный в левой части обнажения на контакте с ледяным пластом. Достаточно высокая минерализация глины (более 0,5%) и перекрывающих пласт песков и супесей (0,1–0,3%) вполне согласуется с этим предположением. Вероятно, пласт был перекрыт сползшим со склона материалом. Впоследствии этот участок оказался под уровнем моря и здесь начали накапливаться еще более засоленные грунты – в интервале 0,0–16,0 м их минерализация достигает 0,6–0,8% (даже в песках), причем важную роль в солевом составе играют хлориды и сульфаты натрия. Ионы хлора в одном из образцов составляют 0,18%, а SO_4^{2-} – более 0,3%.

О возможности сохранения льда под образовавшимся здесь водоемом косвенно свидетельствуют и результаты спорово-пыльцевых анализов. Если в суглинках, непосредственно вмещающих пласт, явно преобладает пыльца древесных пород (скорее всего, не местного происхождения), достигая 55–60% общего числа зерен в спектре (рис. 2, табл. 2), то в вышележащих, перекрывающих пласт, более засоленных грунтах доминируют споры, а пыльца деревьев вообще малозаметна. Это свидетельствует о неблагоприятных условиях вегетационного периода во время накопления перекрывающих пласт отложений, что, вполне вероятно, могло сопровождаться суровостью геокриологической обстановки. Особенно примечателен факт увеличения содержания спор в песчаных перекрывающих грунтах тем, что вообще для песчаных отложений пляжа, судя по современным субфоссильным спектрам (Серова, 1982; Васильчук и др., 1983), как правило, присуще господство пыльцы древесных пород – даже в тундре.

Показательны результаты исследования малакофауны. Непосредственно в темносерой глине были найдены целые раковины и обломки *Ciliatocardium ciliatum* (Fabricius), *Nuculana pernula* (Muller), а также *Macoma* sp. *Neptunea* sp. В осыпи под обнажением найдены створки раковин *Astarte (Tridonta) borealis jenessae* Sachs, *Macoma calcarea* (Gmelin), *Leionucula tenuis* (Montagu), *Buccinum elatior* (Middendorff). В экологическом отношении все моллюски, за исключением вымершего подвида *A. (T.) borealis jenessae*

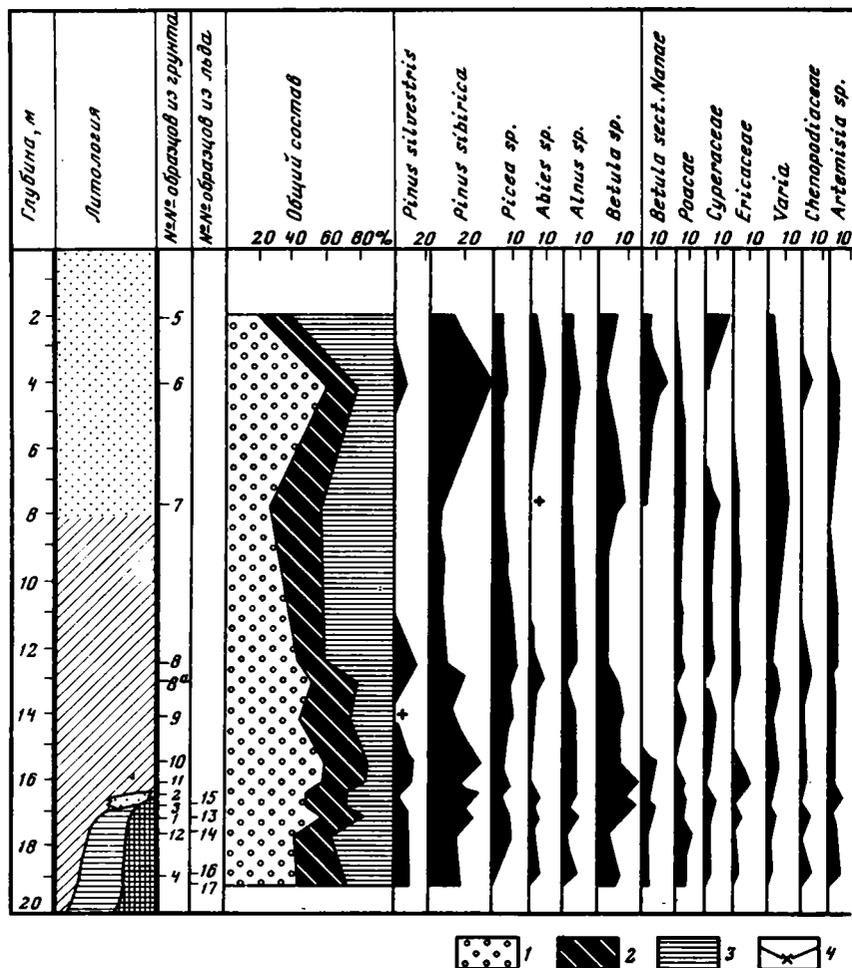
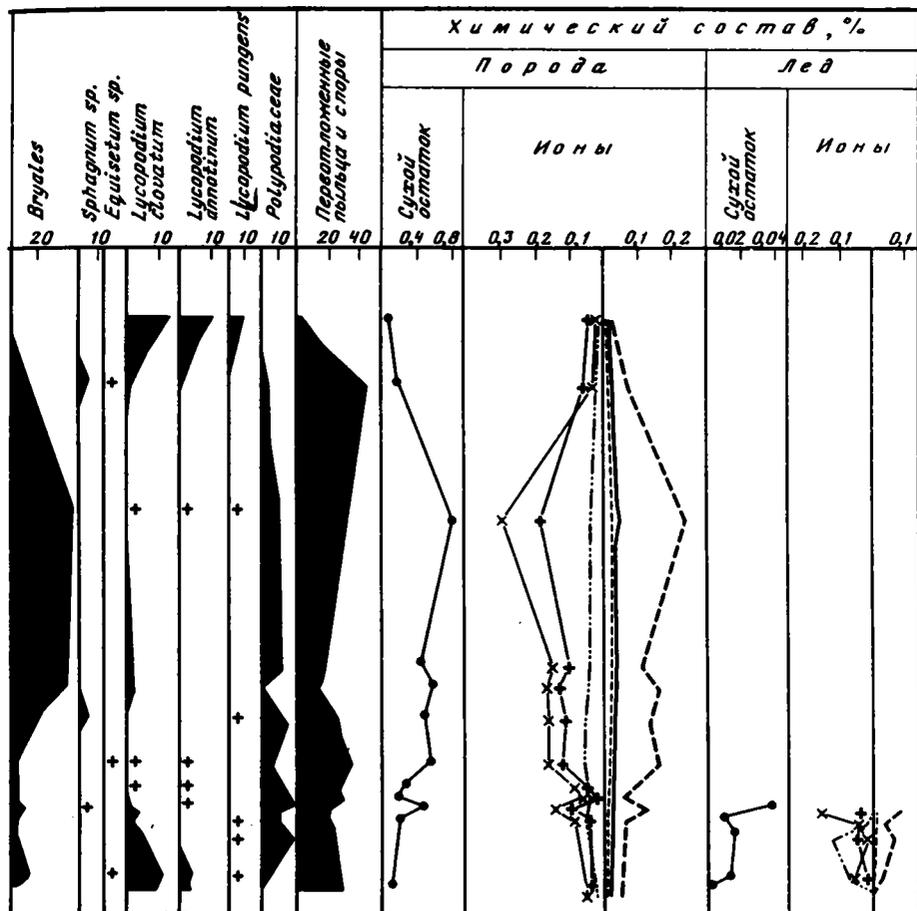


Рис. 2. Палинологическая и гидрохимическая диаграммы разреза казанцевских отложений с пластовыми льдами склона долины р. Танама

1 — пыльца деревьев; 2 — пыльца трав и кустарничков; 3 — споры (содержания пыльцы и спор каждого таксона дано в процентах от общего количества подсчитанных зерен); 4-9 — состав водорастворимых солей: 4 — сульфат-ион, 5 — хлор-ион, 6 — карбонат-ион, 7 — кальций-ион, 8 — магний-ион, 9 — ионы натрия + калия. Остальные условные обозначения см. рис. 1

Sachs, относятся к бореально-арктическим видам, живущим в арктических и бореальных морях, в водах нормальной морской солености, в том числе и в Карском море, и обитают на илистых или на песчаных грунтах. С.Л. Троицкий (1979) отмечает наличие *A. (T.) borealis jenssae* Sachs только в казанцевском комплексе малакофауны.

Приведенные материалы по исследованию текстурных особенностей пластовой залежи и аналитическому определению вещественного состава включений во льду и во вмещающих его грунтах позволяют думать, что в этом случае мы встретили погребенный в лагунно-морских условиях пласт льда, перекрывающийся синкриогенными прибрежно-морскими отложениями. Альтернативный вариант — внутригрунтовое эпигенетическое происхождение ледяной залежи — в силу указанных особенностей состава и строения льда нам кажется менее вероятным, хотя у нас и нет достаточных оснований для его полного исключения. Но при всех допущениях мы, вероятно, должны решительно отклонить версию о глетчерной природе этой ледяной залежи. В связи с этим весьма



уместно указать на определенное сходство структурно-текстурных особенностей этого пласта — наличие сколов, напоминающих структуры дробления, внедрение грунта по трещинам, свидетельствующее о глыбовом перемещении, и т.п. — с залежами Северного Гыдана, описанными в работе В.И. Соломатина и др. (1981). Это дает повод думать о недостаточности изучения морфологии льда и вмещающих толщ (даже весьма тщательного) для однозначного решения вопроса о способе консервации льда и обязательности привлечения комплекса данных по вещественному составу.

Полученные материалы, судя по всему, несут и достаточно важную информацию стратиграфического и палеогеографического порядка, позволяя более обоснованно судить не только об условиях образования отложений, но и о климате впоследствии. Если вывод об аллохтонности залежи справедлив, то можно говорить о весьма оуровых условиях казанцевского времени на протяжении всего периода формирования толщи. При этом очевидно, что преобладание пыльцы древесных пород нельзя интерпретировать как показатель мягкого климата, а можно лишь рассматривать как индикатор фациальной обстановки, указывающий на накопление сутлинков из нижней части разреза в условиях сравнительно открытого водоема, где основной фон создает пыльца, принесенная ветром из значительно удаленных районов. Подчеркнем, что сам факт сохранения залежи в течение столь длительного времени свидетельствует в пользу ста-

Таблица 2

Содержание пыльцы и спор в казанцевских отложениях склона долины р. Танама

№ образцов на рис. 1.	1	2	3	4	5	6	7	8	8 ^a	9	10	11	12
Глубина, м	17,0	16,5	16,7	18,7	2,0	4,0	7,8	12,5	13,0	14,0	15,5	16,0	17,5
Пыльца деревьев	63,9	49,2	52,5	45,1	25,0	64,6	28,8	49,4	55,2	46,6	62,7	59,0	42,3
Пыльца трав и кустарничков	15,2	20,6	19,8	19,6	14,2	8,8	27,3	10,6	11,7	18,6	19,0	22,4	15,8
Споры	20,9	20,6	27,0	35,3	61,5	26,6	43,9	40,0	33,1	34,7	18,3	18,6	41,9
<i>Pinus silvestris</i>	7,4	—	1,7	6,9	—	3,8	—	13,1	10,7	—	12,9	11,1	8,3
<i>Pinus sibirica</i>	24,5	24,6	20,6	17,3	7,0	37,9	9,4	16,0	20,4	14,4	26,4	16,8	16,0
<i>Picea</i> sp.	8,7	1,4	5,1	0,7	2,5	2,5	4,3	12,3	8,0	11,8	3,7	4,9	9,7
<i>Abies</i> sp.	1,2	2,7	5,1	2,1	—	2,5	—	2,2	5,4	1,7	2,5	0,9	—
<i>Alnus</i> sp.	6,7	4,1	2,8	12,5	1,8	6,3	2,8	2,9	—	5,9	4,3	4,9	—
<i>Betula</i> sp.	15,4	16,4	21,7	12,5	8,1	6,3	11,5	2,9	10,7	16,9	12,3	19,5	6,4
<i>Salix</i> sp.	—	—	—	—	5,6	1,2	0,7	—	—	—	0,6	0,9	1,9
<i>Betula</i> sect. <i>Nanae</i>	4,3	1,4	5,1	0,7	3,9	—	1,4	—	—	—	8,0	4,9	0,6
<i>Alnaster</i> sp.	—	—	—	—	0,4	—	—	—	—	—	—	—	—
Росaceae	1,2	3,4	3,4	4,9	—	2,5	2,9	0,7	—	4,2	—	1,3	5,1
Суперaceae	0,6	1,4	2,8	0,7	9,1	—	6,5	0,7	—	3,4	0,6	—	1,3
Ericaceae	5,5	2,7	2,2	2,1	—	—	0,7	2,9	3,6	—	3,1	7,1	0,6
Chenopodiaceae	0,6	—	—	1,4	—	2,5	—	1,4	0,9	—	1,8	0,4	—
Varia	1,8	2,8	2,9	4,9	0,8	3,7	9,9	3,5	4,5	4,9	1,8	3,8	1,8
<i>Artemisia</i> sp.	0,6	8,9	3,4	4,9	—	2,5	2,2	1,4	2,7	5,9	3,7	4,9	6,4
Bryales	0,6	7,5	3,4	—	—	13,9	30,2	24,0	24,1	12,8	0,6	2,7	7,7
<i>Sphagnum</i> sp.	—	—	0,6	—	—	1,2	—	—	—	0,8	—	—	—
Polypodiaceae	14,8	19,2	13,5	8,3	0,4	3,8	12,2	12,4	3,6	19,7	9,8	13,7	20,6
<i>Lycopodium</i> <i>clavatum</i>	4,9	2,1	6,2	19,3	26,0	2,5	0,7	3,6	5,4	1,7	1,8	1,8	9,7
<i>Lycopodium</i> <i>annotinum</i>	0,6	1,4	3,4	5,6	16,5	—	0,7	—	—	—	4,9	0,4	1,3
<i>Lycopodium</i> <i>rungens</i>	0,6	0,7	0,6	—	17,9	—	—	—	—	—	3,1	—	2,6
Переотложен- ные пыльца и споры	22,4	30,8	22,9	32,4	0,3	45,0	33,8	22,9	16,4	26,3	34,0	27,1	26,1
Общее число подсчитанных зерен	420	422	462	426	286	242	349	358	268	320	504	620	422

бильности геокриологической обстановки в этом районе на протяжении всего позднего плейстоцена и голоцена, он, во всяком случае, указывает на то, что мерзлые породы здесь никогда не оттаивали. Вероятно, палеорекострукции казанцевской эпохи, указывающие на мягкий климат этого этапа, основанные исключительно на палинологических данных, нуждаются в определенном пересмотре.

ЛИТЕРАТУРА

- Анисимова Н.П., Крицук Л.Н. Использование криохимических данных при изучении генезиса залежей подземного льда. // Проблемы геокриологии. М.: Наука, 1983. С. 230–239.
- Баду Ю.В., Трофимов В.Т., Васильчук Ю.К. Основные закономерности распространения и типы ледяных залежей подземного льда в северной части Западно-Сибирской плиты. // Пластовые льды криолитозоны. Якутск: ИМ СО АН СССР. 1982. С. 13–24.
- Васильчук Ю.К., Петрова Е.А., Серова А.К. Некоторые черты палеогеографии голоцена Ямала. // Бюл. Комис. по изуч. четвертич. периода. 1983. № 52. С. 73–89.

- Дубиков Г.И. Геохимические исследования пластовых льдов и мерзлых пород.//Вопросы региональной и инженерной геокриологии. М.: Стройиздат, 1983, с. 52–73.
- Каплянская Ф.А., Тарноградский В.Д. Реликтовые глетчерные льды и их роль в строении четвертичного покрова и рельефа области многолетней мерзлоты.//Тр. ВСЕГЕИ. Н.С.1978. Т. 297. С. 65–76.
- Корейша М.М., Хименков А.Н., Брыксина Г.С. Условия залегания и строение пластовых залежей подземного льда района оз. Ней-То (п-ов Ямал).//Вопросы региональной и инженерной геокриологии. М.: Стройиздат. 1983. С. 73–88.
- Серова А.К. Палинологическая характеристика поверхностных проб тундровой зоны Западной Сибири.//Тр. ЗапСибНИГНИ. Тюмень. 1982. Вып. 172. С. 86–90.
- Соломатин В.И., Крючков М.В., Хлап В.Г., Коклин В.Ф. К вопросу о генезисе пластовых льдов на севере Западной Сибири. М.: Изд-во МГУ. 1981. Вып. 8. С. 64–74.
- Троицкий С.Л. Морской плейстоцен сибирских равнин: Стратиграфия. Новосибирск: Наука. 1979. 292 с.
- Трофимов В.Т., Васильчук Ю.К. Синкриогенные повторно-жильные и пластовые льды в плейстоценовых отложениях севера Западной Сибири.//Бюл. МОИП. Отд. геол. 1983. Т. 58. Вып. 4. С. 113–121.

УДК 551.793/4:551.8:551.24 (571.5)

С.А. ЛАУХИН, В.А. ПАНЫЧЕВ, Н.О. РЫБАКОВА, Л.А. ОРЛОВА,
В.В. КОЛПАКОВ, Н.И. ЛАУХИНА

ПОСЛЕДНИЕ ЭТАПЫ ИСТОРИИ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ СЕВЕРНОЙ ВЕТВИ МОМО-СЕЛЕННЯХСКОГО РИФТА

В мировой рифтовой системе едва ли не самым слабоизученным звеном остается Момо-Селенняхский рифт (Милановский, 1976, Грачев, 1973; и др.). Это придает интерес результатам маршрутных исследований, проведенных нами по р. Селеннях, особенно палинологическим материалам и данным радиоуглеродного датирования, которые наряду с полевыми наблюдениями позволяют реконструировать некоторые детали палеогеографии и неотектоники северной ветви континентального Момо-Селенняхского рифта от среднего вюрма до среднего голоцена.

Полевые работы имели прикладной характер, и наблюдения, касающиеся голоценовых тектонических движений в рифте, сделаны лишь попутно. Поэтому мы не претендуем на полное и систематическое описание характера современных и позднелейстоценовых движений в Селенняхской ветви рифта. С другой стороны, молодые тектонические движения являются одной из важнейших характеристик современных рифтов; для Селенняхской ветви Момо-Селенняхского рифта следы их не публиковались. Поэтому даже такие отрывочные сведения, основанные на фрагментарных наблюдениях, могут представлять интерес.

Верхнее и отчасти среднее течение р. Селеннях до устья р. Соурдах приурочено к дну Момо-Селенняхской рифтовой долины. Между устьями рек Тирзехтээх и Ойсардах дно рифтовой долины Селеннях резко сужается. Крутые крылья грабен Момо-Селенняхской рифтовой системы с высокими тектоническими уступами – восточным склоном хребтов системы Черского и западным склоном хребтов Салтан-Тас и Андрей-Тас – сильно сближены. У их подножья формируются обширные увалы, сложенные колювием и моренами. В результате морфологически выраженное дно рифтовой долины Селеннях имеет ширину 5–10 км при ширине рифтовой впадины на этом участке, по данным А.Ф. Грачева (1977), 50–120 км.

В целом долина Селеннях террасирована довольно сложно. Однако большое число разновысотных уступов эрозионно-аккумулятивных террас наблюдается ниже устья р. Ойсардах при пересечении рифтового хребта там, где р. Селеннях меняет свое течение с субмеридианального на субширотное и покидает рифтовую долину. Вероятно, там число террасовых уровней существенно превышает количество цикловых террас за счет молодых дифференцированных поднятий. В месте же сужения выше р. Ойсардах