

на которых происходит наиболее значимое изменение по глубине и физическим свойствам. Мы считаем, что именно к этим участкам приурочены наиболее значимые изменения гидрогеологических условий, что позволяет уточнить положение точек для бурения гидрогеологических скважин. Дополнительным критерием явилась резкая смена типа кривых (характера спада) ЗМПП при переходе через зону предполагаемого тектонического нарушения.

Напомним, что на других участках профилей также фиксируются предполагаемые нарушения на различных глубинах, однако изменения там заметно меньше и, следовательно, гидрогеологическое значение их заметно ниже. Мы прокоррелировали эти участки по профилям в плане и вынесли эту линию на схему расположения геофизических профилей (рис. 1).

Таким образом, наиболее значимые результаты акваториальных и наземных геофизических исследований сводятся к следующему:

— По результатам донных и наземных ВЭЗ выделены подрусловые талики, глубина которых составляет 10–15 м, а ширина от 50–100 м до 300–400 м. Особо отметим, что ни по одному ручью сквозные талики не зафиксированы. Таким образом, поверхностные и подмерзлотные воды гидравлически не связаны.

— По результатам акваториальной термометрии и резистивиметрии установлено, что по всем ручьям на исследованной территории происходит переток вниз, в подрусловые талики.

— По результатам наземной электроразведки ЗМПП выделено тектоническое нарушение, имеющее наиболее высокое гидрогеологическое значение на участке исследований.

— Результаты наземной и акваториальной геофизики использованы при уточнении положения точек для бурения гидрогеологических скважин и составлении геофильтрационной схемы, как основы для геофильтрационного моделирования.

© Коллектив авторов, 2020

Козак Сергей Залманович
Агеев Владимир Викторович // ageevvv@yandex.ru
Шабанов Александр Владимирович // saratov@hydec.ru
Богомолова Любовь Семеновна // info@hydec.ru

УДК 551.1/4(551.32)

Крапивнер Р.Б. (ЗАО «ГИДЭК»)

КРИЗИС ГЕОЛОГИЧЕСКОГО КАРТИРОВАНИЯ ОБЛАСТЕЙ ПОСТУЛИРУЕМЫХ ПЛЕЙСТОЦЕНОВЫХ ОЛЕДЕНЕНИЙ

Государственное геологическое картирование четвертичных отложений северных равнин отображает лишь изменения во времени географической среды, связанные с чередованием ледниковых и межледниковых эпох на

*фоне незыблемой земной коры. Принципы составления таких карт базируются на артефактах, обусловленных ошибочным пониманием баланса сил, управляющих движением ледников. Гравитационная природа этих сил и реология глетчерного льда определяют невозможность воздействия ледника на свое ложе с возникновением гляциотектонических дислокаций, ледниковых отторженцев, напорных морен и т.д. Кратко анализируются физические основы теории тектонического происхождения приповерхностных дислокаций осадочного чехла, принимаемых за проявления гляциотектоники. Они не являются бескорневыми и отображают неотектоническое, в том числе современное напряженное состояние пород осадочного чехла в зонах их развития. Геологическое картирование таких зон на уровне современной геологической науки позволяет определять характер этого напряженного состояния, который должен учитываться при гидрогеологических и инженерно-геологических изысканиях, а также при геологоразведочных работах на углеводороды. **Ключевые слова:** геологическая карта, четвертичные отложения, ледниковая теория, неотектоника, напряжения, деформации, гляциология.*

Krapivner R.B. (HYDEC)

THE CRISIS OF GEOLOGICAL MAPPING OF POSTULATED PLEISTOCENE GLACIATIONS AREAS

*The state geological mapping of the quaternary deposits of the northern plains reflects changes in the time of the geographical environment associated with the alternation of glacial and interglacial eras against the background of the unshakable crust of the earth. The principles for compiling such maps are based on artifacts due to an erroneous understanding of the balance of forces that control the movement of glaciers. The gravitational nature of these forces and the rheology of glacier ice determines the impossibility of the glacier acting on its place with the appearance of glaciotectonic dislocations, glacial rejects, pressure moraines, etc. A brief analysis is made of the physical foundations of the theory of the tectonic origin of near-surface sedimentary cover dislocations, taken for the manifestations of glaciotectonics. These dislocations are not rootless and reflect the neotectonic, including modern, stressed state of sedimentary cover rocks in the zones of their development. Geological mapping of such zones at the level of modern geological science allows us to determine the nature of this stress state, which should be taken into account in hydrogeological and geological-engineering surveys, as well as in geological exploration for hydrocarbons. **Keywords:** geological map, Quaternary deposits, glacial theory, neotectonics, stresses, deformations, glaciology.*

Задачами государственного картирования четвертичных отложений северных равнин считается климато-стратиграфическое расчленение разреза на ледниковые и межледниковые таксоны с изучением их вещественного состава и распространения по площади на базе (по умолчанию) постулата о незыблемости земной коры. Карты, составленные по такому принципу, отображают лишь изменения во времени гео-

графической обстановки, связанные с чередованием во времени ледниковых и межледниковых эпох. Они не содержат информации о роли новейшей тектоники и в связи с этим, о физическом состоянии недр глубже по разрезу, что весьма важно для гидрогеологических и инженерно-геологических изысканий — основных потребителей этой продукции. А между тем, теория материковых оледенений находится в глубоком кризисе, обусловленным в значительной степени морскими исследованиями в северной части Атлантического и Тихого океанов. В соответствии с ними оледенения на сопредельной суше начались ~ 2,6, а по мнению некоторых авторов 6–7 млн лет назад [12], тогда как возраст ледниковых отложений России не выходит за рамки палеомагнитного хрона Брюнес (0,78 млн лет). Это противоречие невозможно разрешить при сохранении существующей парадигмы. Оно обусловлено ярусностью эрозионно-аккумулятивного рельефа низменных равнин, обрамляющих Арктический океан, которая пересекает границы материковых оледенений. Связанные с ней вложенные комплексы служат причиной того, что возраст отложений, формирующих рельеф, возрастает не только сверху вниз по разрезу, как предполагает покровное залегание ледниковых морен, но и от нижних ярусов рельефа к верхним, что приводит к искусственному омоложению отложений последних. Ключевой является проблема генезиса диамиктонов северных равнин — плохо сортированных песчано-алеврито-глинистых отложений с эрратическим и местным грубообломочным материалом. Многолетние инженерно-геологические исследования на Баренцевском шельфе показали, что в составе осадков верхнего седиментологического комплекса распространены диамиктоновые илы, отличающиеся от нижележащего диамиктона лишь физическим состоянием. С помощью статистического анализа между объемной плотностью и показателем консистенции было установлено, что в процессе гравитационной консолидации диамиктоновый ил становится диамиктоном так же, как глинистый ил глиной [12]. Априорное признание ледникового происхождения диамиктонов только на основании их внешнего облика в последние десятилетия оспаривается некоторыми зарубежными специалистами, а в России такой подход никогда не был общепризнанным [12]. Дискуссия по проблеме обострилась в 1950–1970-е годы в связи с поисками и освоением месторождений углеводородов Печорской и севера Западно-Сибирской низменностей и вновь несколько активизировалась в последние десятилетия.

Сложившаяся ситуация обусловлена тем, что основные положения ледниковой теории обоснованы на феноменологическом уровне задолго до становления гляциологии как науки, а неотектоники и тектонофизики, как разделов геотектоники. Различные аспекты этого кризиса вытекают из одного базового постулата. В соответствии с ним равнинные ледниковые щиты распространяются за пределы области питания из-за климатически обусловленной выпуклой формы их по-

перечного сечения, продуцирующей горизонтальные градиенты вертикального гравитационного давления льда на ложе [2, 14]. Это утверждение справедливо только, если движение плейстоценового ледника сдерживается вертикальной стеной, высота которой превышает мощность ледникового покрова. Поскольку на северных равнинах такие «стены» отсутствуют, а глетчерный лед начинает двигаться просто потому, что не выдерживает собственного веса [15], его гравитационное расползание должно преодолеть лишь сопротивление трения и адгезии на границе ледник/ложе. Базальное сдвиговое напряжение (τ_b), вызываемое этим сопротивлением, иногда называют продольным (longitudinal stress), но оно отнюдь не является горизонтальной компонентой веса ледника и в соответствии с измерениями незначительно по величине, редко превышая 0,1–0,2 МПа [13]. Сопротивление движению горных ледников сбалансировано компонентой силы их веса, наклоненной к горизонту под углом α , равным наклону поверхности (и ложа) ледника. На равнинах ледники создают уклоны своей поверхности, необходимые для преодоления сопротивления движению, в процессе гравитационного расползания. Именно поэтому, а не из-за климатических условий, ледниковые щиты имеют выпуклую в поперечном разрезе форму [18].

Ошибочное понимание баланса сил, управляющих движением ледников, породило представления о ледниковом напоре («бульдозерный эффект»), гляциотектонике, ледниковых отторженцах, краевых формах рельефа и т.п. Считается, что подобные процессы осуществляются главным образом в краевой зоне ледника, однако в этой зоне он обладает весьма незначительной энергией, т.к. основная ее часть израсходована на преодоление базального сопротивления движению из области питания. Способность ледника выполнять механическую работу на своей окраине определяется его мощностью на этой окраине, а отнюдь не разницей между ней и мощностью льда в области питания. Учитывая реологические свойства глетчерного льда можно утверждать, что приписываемая ледникам способность выполнять работу по воздействию на свое ложе с образованием различных продуктов так называемого ледникового морфолитогенеза, противоречит основным положениям гляциологии и механики сплошных сред [12]. С наибольшей очевидностью это относится к гляциотектонической концепции генезиса приповерхностных деформационных структур, которая постулирует отсутствие какой-либо генетической связи между ними и структурами более глубоких горизонтов геологического разреза. Выделяются два главных морфо-кинематических типа гляциотектонических структур: складчато-чешуйчатые и инъективные дислокации [14]. Ниже будут обоснованы принципы тектонической интерпретации их генезиса.

В строении складчато-чешуйчатых дислокаций главную роль играют пояса разрывных нарушений, морфологически сходных с надвигами или шарьяжами. Некоторые аллохтонные блоки, потерявшие

связь со своими корнями, принимаются за ледниковые отторженцы. Интенсивность нарушений затухает с глубиной. Обычно считается, что мощность дислоцированного комплекса не превышает 150–200 м. Для объяснения причины значительного латерального сжатия столь тонкого горизонта осадочного чехла и была привлечена идея ледникового напора. Вместе с тем, большинство «гляциотектонических» структур пространственно приурочено к зонам известных главным образом по геофизическим данным разломов фундамента. Это обстоятельство признано столь широко, что стало одним из аспектов гляциотектонической концепции, хотя конкретный механизм связи тектоники фундамента с деятельностью ледников разными исследователями понимается по-разному. Современный уровень структурной геологии позволяет предложить физически обоснованную модель рассматриваемого феномена [4].

Наиболее распространенной геодинамической обстановкой в континентальной земной коре в соответствии с измерениями ее напряженного состояния является одноосное субгоризонтальное сжатие. Поэтому на платформенных равнинах все крутые (70° и круче) разломы должны представлять собой сдвиги [16], обладающие в зависимости от их плановой ориентировки компонентой взбросового или сбросового смещения крыльев, что подтверждено наблюдениями. По крайней мере некоторые из них проявляют современную тектоническую активность: например, субмеридиональный Криворожский разлом, вдоль которого с помощью повторной триангуляции установлено правостороннее сдвиговое смещение крыльев. Субгоризонтальный тектонический крип крыльев крутого сдвигового разлома фундамента служит энергетическим источником возникновения в перекрывающих слоях деформаций и напряжений разного порядка. Линейные объемы пород осадочного чехла, включающие разнообразные по кинематике вторичные струк-

туры, связанные с этим процессом, называют зонами скалывания, сдвиговыми зонами или областями динамического влияния разломов (ОДВР). За гляциотектонические дислокации обычно принимаются сопряженные диагональные и поперечные по отношению к простиранию главного разлома вторичные разрывные нарушения (так называемые сдвиги Риделя или просто ридели), образующие «каркас» ОДВР. Они выстраиваются в эшелонированный ряд сопряженных под углом 55–65° сколовых разрывов, ось которого параллельна простиранию главного разлома (рис. 1).

Ориентировка риделей в плане обычно объясняется критерием прочности Кулона–Мора. В соответствии с ним разломы скалывания возникают не в плоскости максимальных касательных напряжений, которые наклонены под углом 45° к направлению одноосного сжатия, а под углом скалывания $\theta = 45^\circ - \varphi/2$, где φ — угол внутреннего трения. Подобным образом ориентирован и главный разлом в фундаменте. Сдвиговое перемещение его крыльев инициирует зарождение в основании перекрывающих слоев чехла деформации простого пластического сдвига в горизонтальной плоскости и, следовательно, локальной системы максимальных касательных напряжений, параллельных и перпендикулярных простиранию главного разлома, а также ориентированного под углом 45° к ним направления одноосного горизонтального сжатия σ_3^1 в чехле. По мере того, как амплитуда горизонтального сдвига вдоль главного разлома увеличивается, локальные напряжения растут и распространяются вверх по разрезу чехла. В конце концов это приводит к возникновению под углом скалывания к направлению σ_3^1 вторичных разрывов (риделей). Диагональные ридели (R) синтетические, т.е. обладают таким же знаком смещения крыльев, что и разлом в фундаменте, тогда как поперечные (R') — антитетические. Поскольку на глубине эти вторичные разрывы сливаются с разломом фундамента, в поперечном сечении они наклонены по направлению к главному разлому, т.е. на разных крыльях в противоположные стороны, чем объясняется пропеллерообразная форма их сместителей (рис. 2) и клинообразное сужение ОДВР вниз по разрезу (рис. 1). При этом направление падения сместителей вторичных сколовых разрывов всегда составляет острый угол с направлением горизонтального смещения соответствующего крыла главного разлома. В заключительную стадию развития ОДВР разлом достигает поверхности, а ридели становятся его оперяющими разрывами.

Многие особенности приповерхностных неотектонических структур объясняются формой вторичных разрывных нарушений ОДВР в поперечном разрезе. Было установлено, что жесткий штамп с горизонтальной верхней и вертикальными боковыми гранями продуцирует в деформируемой над ним покровной толще крутые взбросы, выполаживающиеся вблизи поверхности в сторону опущенного блока, приобретая сходство с надвигами (рис. 3). При наличии взбросовой компоненты смещения крыльев крутого разлома фундамента приповерхностное выполаживание син-

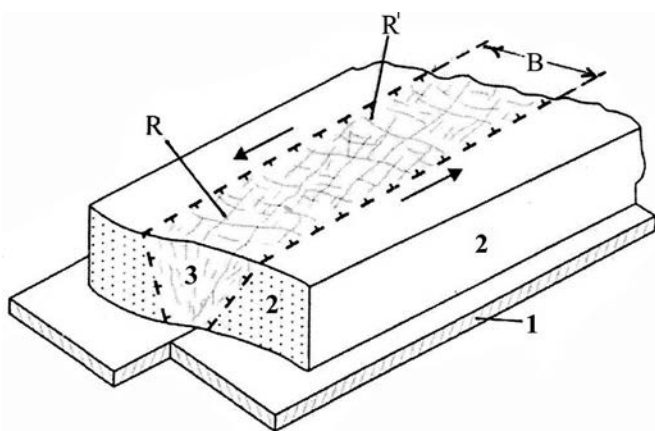


Рис. 1. Диагональные (R) и поперечные (R') ридели области динамического влияния разлома фундамента в осадочном чехле: 1 — фундамент; 2 — осадочный чехол; 3 — область динамического влияния разлома (ОДВР); 4 — ширина ОДВР на поверхности. Плановая ориентировка риделей по отношению к трассе разлома указывает на то, что он является левосторонним сдвигом

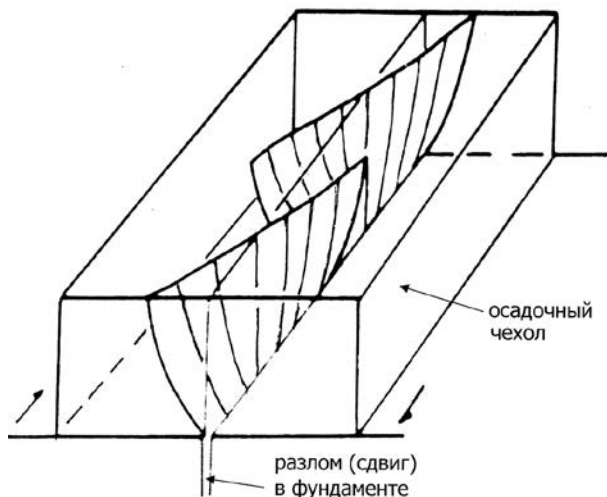


Рис. 2. Диагональные сдвиги Риделя, не имеющие взбросовой компоненты смещения в трехмерном измерении [17]: Простираение риделей по отношению к трассе разлома указывает на правостороннее сдвиговое смещение его крыльев, обозначенное стрелками

тетических вторичных разрывов ОДВР характерно и для сдвиговых зон. В экспериментах выпуклая вверх форма сместителей вторичных разрывов возникала и в обстановке простого горизонтального сдвига при всестороннем давлении ниже 10 МПа, что в разрезе нелигифицированных отложений соответствует глубине ~ 450 м. Вдоль таких нарушений фиксировалось косое смещение как комбинация взброса и сдвига [4]. Наиболее полно это явление изучено на примере разлома Сан-Андреас и Каневских дислокаций. Последние считаются классическим примером проявления напорной гляциотектоники, но представляют собой вторичные структуры области динамического влияния неотектонически активного Днепровского пояса разломов [7]. В деформационных структурах с участием четвертичных отложений приповерхностное выполаживание риделей со взбросовой компонентой смещения крыльев зафиксировано на Баренцевском шельфе [10], о. Колгуев [11], п-ове Камчатский Мыс [6], в зоне так называемых Мало-Атлымских дислокаций на р. Обь [8] и предполагается по литературным данным для широко известных Сещинских (бассейн р. Десна) и Вышневолоцко-Новоторжских «гляциодислокаций» [4]. В ряде случаев было установлено, что напряженное состояние четвертичных отложений сохранилось до настоящего времени (п-ов Камчатский мыс, Баренцевоморский шельф, Мало-Атлымские дислокации, западное побережье Камчатки). На современную активность процессов, породивших широко известные «гляциотектонические» дислокации, экспонированные в обнажениях «Мархида», «Вастьянский Конь» и «Хонгурей» указывает изменение продольного уклона межженного уреза воды в русле р. Печора [12]. «Каркас» Вастьянских дислокаций, судя по опубликованным данным, образует выположенные у поверхности диагональные взбросо-сдвиги области динамического влияния разлома в фундаменте. В соответствии с

кинематикой и ориентировкой этих риделей главный разлом является правосторонним взбросо-сдвигом, подобно Береговому разлому о. Колгуев, имеющему такое же (северо-западное) простираение [11].

Инъективные дислокации (складки нагнетания) образуются за счет активной роли материала, который реагирует на напряжения, не превышающие его длительной прочности, деформацией установившейся ползучести с образованием зон выжимания и нагнетания, над которыми вышележащие слои деформируются пассивно. Среди различных гипотез их происхождения широко признаны две главные: изостатического всплывания пород активного слоя из-за инверсии плотностей или его раздавливания в процессе тектонической, либо экзотектонической деформации. Первая гипотеза привлекается для объяснения природы соляного и глиняного диапиризма, вторая используется при выяснении причин развития приповерхностной складчатости нагнетания. В рамках гляциотектонической концепции их происхождение связывается с выжиманием податливого материала ледникового ложа перед фронтом ледника, либо в полости различного масштаба и происхождения внутри него.

Складки нагнетания в осадочном чехле развиваются на глубинах от нескольких километров до первых

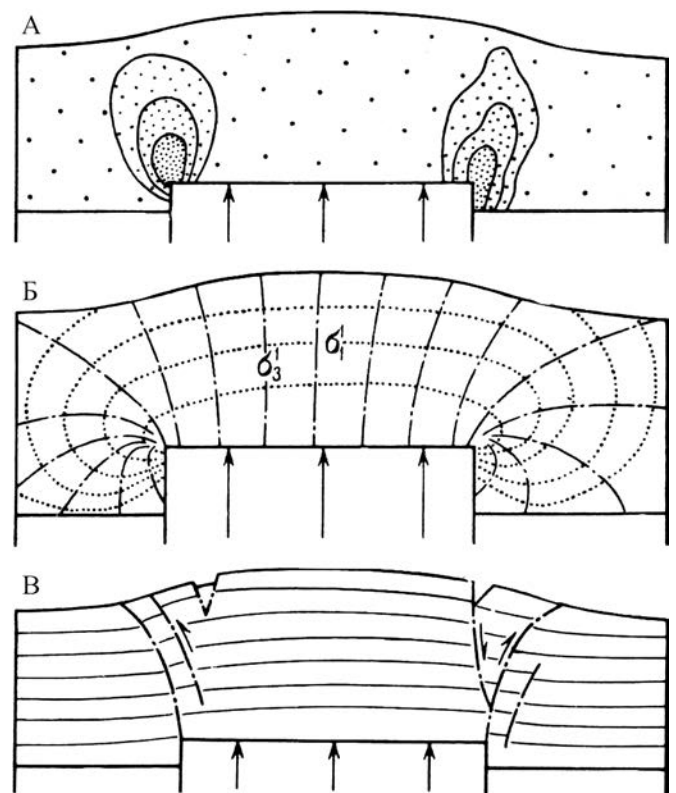


Рис. 3. Выположивание крутых разрывных нарушений в приповерхностной части осадочного чехла: А — морфология и кинематика разрывов, образующихся в слоистом комплексе над боковыми гранями жесткого прямоугольного штампа [19]; Б, В — распределение напряжений в слоистом комплексе над прямоугольным штампом [1]: Б — распределение напряжений по величине, В — траектории главных сжимающих (σ_3) и растягивающих (σ_1) напряжений

десятков метров, причем формирующий их активный слой на разных глубинах слагают разные породы: каменная соль, глины, находящиеся на заключительной стадии консолидации, опоковидные песчаники, опоковидные глины, опоки, глинистый пясчий мел, бурый уголь, диамиктон, многолетнемерзлые пески и пр. [5, 6]. Независимо от того, на какой глубине происходит процесс нагнетания, и какими породами представлен активный слой, образующаяся в результате структура имеет трехчленное строение: 1) интенсивно нарушенный активный слой с дисгармоничными мелкими дислокациями компрессионного течения — пластического или катакластического; 2) горизонтально или пологозалегающие слои субстрата активного слоя; 3) пассивно деформирующийся над активным слоем в складки поперечного изгиба покровный комплекс. Слои последнего из-за их латерального растяжения могут в конце концов протыкаться ядром нагнетания с образованием диапировой структуры. Из этого следует, что соляной, глиняный и приповерхностный диапиризм отображает разные проявления единого по физическому механизму процесса. Активную роль в нем играют породы, выделяющиеся из состава деформируемой осадочной толщи оптимальным сочетанием двух фундаментальных свойств: вязкости и упругости, которые выражаются, соответственно коэффициентом динамической вязкости (η) и модулем упругости (E), зависящим от прочности твердого тела. Первое из них определяет способность породы течь при данном уровне напряжений и длительности их действия, что неизбежно должно сопровождаться оттоком материала активного слоя из одних участков на другие, второе — позволяет этому материалу преодолевать сопротивление вышележащих пластов их деформированию над ядрами нагнетания, без чего течение в среде, лишенной свободного пространства, невозможно. Процессы вязкого латерального перераспределения материала в осадочном комплексе при длительном воздействии на него слабых напряжений происходят в том слое, материал которого отличается наименьшим значением периода релаксации напряжений ($T = \eta / E$), а не вязкости и плотности (или

прочности) по отдельности, как обычно считается. Так, разница между вязкостью опок и вмещающих отложений, по-видимому, меньше, чем между их упругими свойствами, благодаря чему опоки и сохраняют наименьшее по сравнению с терригенным материалом других слоев разреза значение T . Это объясняется особенностями литологии рассматриваемых отложений, которая позволяет им накапливать большую пластическую деформацию путем катакластического течения в процессе установившейся ползучести [6]. Релаксация напряжений заключается в последовательном уменьшении упругой и компенсационном возрастании вязкой компонент деформации при постоянстве ее суммарной величины, но может происходить и при очень медленном накоплении деформации, когда за время, соизмеримое с периодом релаксации T , ее прирост пренебрежимо мал. В соответствии с концепцией реидной тектоники деформационное поведение пород считается вязким при времени накопления деформации $t \geq T \cdot 10^3$. Поэтому в осадочном комплексе, который длительно испытывает воздействие слабых напряжений, в слое с наименьшим значением параметра T начинается вязкое перераспределение материала (течение), тогда как другие слои еще уплотняются или испытывают незначительную упругую деформацию.

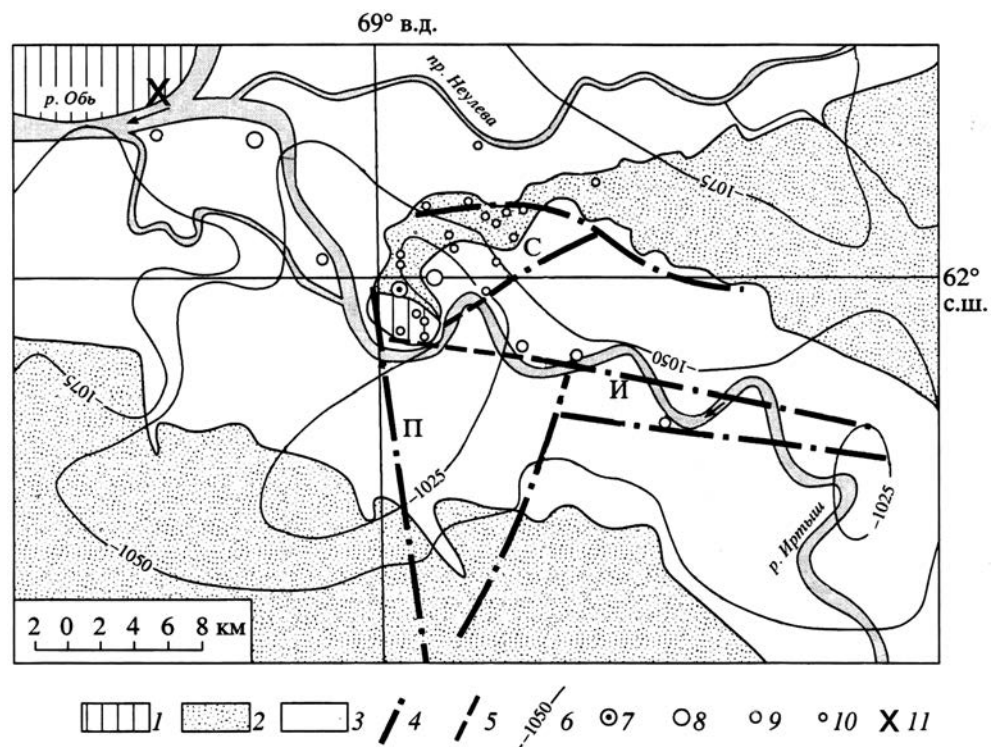


Рис. 4. Структурно-геоморфологическая позиция приповерхностных признаков диапировых структур на правобережье р. Обь против устья р. Иртыш и на его правом берегу в 20 км от устья [9 с изменениями и дополнениями]: 1 — водораздельное плато на правом берегу р. Обь и его эрозионный останец на правом берегу р. Иртыш; 2 — низкие надпойменные террасы; 3 — поймы; 4 — разломы, по данным сейсморазведки смещающие поверхность промежуточного структурного этажа; 5 — то же с учетом наблюдений в обнажениях Самаровского останца; 6 — изогипсы (м) по опорному отражающему горизонту Г (кровля сеномана); 7–10 — скважины: 7 — опорная Хантыманийская, 8 — разведочные, вскрывшие поверхность промежуточного структурного этажа, 9 — структурно-поисковые, остановленные в верхнелюлинворской подсвите (нижний эоцен), 10 — картировочные и гидрогеологические, остановленные в тавдинской свите (верхний эоцен); 11 — выход сеном-датских опоковидных песчаников

Иллюстрацией изложенного могут служить распространенные на севере Западной Сибири складчатые дислокации амплитудой от первых сотен метров до 0,7–0,9 км, в которых участвуют послесеноманские (включая четвертичные) отложения, тогда как самый верхний из регионально развитых опорный отражающий горизонт «Г» (кровля сеномана) залегает субгоризонтально. Роль активного слоя в них играют породы с цементационными структурными связями, образованными органогенным кремнеземом: сенондатские опоковидные песчаники, палеоценовые опоковидные глины с прослоями опок и опоки. При глубоким (560–900 м) залегании этого слоя приповерхностные проявления структур нагнетания занимают ограниченную площадь и представлены фрагментами одной или нескольких диапировых шляп, признаками латерального расползания которых служат структуры растяжения (трещины отрыва и сбросы) в перекрывающих четвертичных отложениях. Подобные образования обнаружены, например, на правом берегу р. Обь против устья Иртыша и в 20 км выше по его течению в районе с. Самарово. В первом случае срезанное с обеих сторон эрозией пластообразное тело опоковидных песчаников верхнего мела имеет мощность 6–8 м и протяженность 80–100 м, во втором — палеоценовый аллохтон занимает большую часть площади Самаровского эрозионного останца (рис. 4). Обычно экзотические выходы дочетвертичных пород принимаются за ледниковые отторженцы. Ближайший район приповерхностного залегания слоев, откуда ледник мог (если бы это было физически возможно) перенести самаровский «отторженец» объемом ~ 0,1 км³, расположен в 350–400 км северо-западнее, а Усть-Иртышский еще дальше. Аллохтоны на обоих участках перекрывают границу субаэрального седиментационного перерыва внутри плиоцен-четвертичных отложений и отличаются раздробленностью на микро- и макроуровнях. Опоковидные песчаники (в шлифах диагностируемые как песчаные опоки) поэтому в обнажении представляют собой «разборный камень». Диапировая природа аллохтона района с. Самарово доказывается также тем, что он при мощности от 4–5 до 29 м является беспорядочной смесью отложений датского, зеландского и танетского возраста, суммарная мощность которых в нормальном залегании достигает почти 200 м [9].

При залегании пород активного слоя на глубинах от 100–150 до 250–300 м зоны развития складчатости нагнетания располагаются между антиклинальными поднятиями его субстрата и проявлены на поверхности протяженными поясами развития параллельно-грядового рельефа. В области распространения многолетней мерзлоты подобный рельеф пересекает террасы и поймы рек, что зафиксировано, например, в бассейне р. Табьяха (рис. 5). В разрезе большинства гряд с поверхности или под маломощным (обычно менее 10 м) покровом четвертичных песков вскрываются эоценовые диатомовые глины и диатомиты, кровля которых в межгрядовых понижениях погружается на

значительную глубину. Они экспонированы в апикальных частях симметричных антиклинальных складок поперечного изгиба с вертикальными осевыми поверхностями, которые простираются в соответствии с ориентировкой гряд, выражающих их в современном рельефе. На крыльях складок четвертичные пески залегают под углом 20–30°, срезая более круто наклоненные слои эоценовых отложений с сохранением простираения структуры. Амплитуда антиклиналей составляет 100–120 м. Складки образованы нагнетанием многолетнемерзлых палеоценовых опок и опоковидных глин (рис. 5Б), диапировое ядро протыкания которых выражено в рельефе в виде конусообразной сопки Парны-Седэ диаметром 200 м и высотой 30 м (рис. 5). Дресва и щебень опок встречаются в покровных песках гряд, указывая на то, что в разрезах некоторых из них присутствуют опоковые ядра протыкания. В пойменном аллювии встречен прерывистый пласт погребенного на глубине 2–4 м торфа мощностью до 1–2 м. В разрезах гряд эти торфяники и вмещающие их пески антиклинально изогнуты с углами наклона до 15–30° и амплитудой 4–5 м. Радиоуглеродный возраст кровли дислоцированных торфов в разрезах двух соседних гряд равен 4950±50 и 4900±50 лет. Отсюда следует, что складка амплитудой 5 м образовалась за 5 тыс. лет и средняя скорость ее роста равна 1 мм / год. Если она была постоянной (т.е. активный слой нагнетался все время в мерзлом состоянии), то формирование складчатости началось 100–120 тыс. лет назад и судя по возрасту гряд на пойме продолжается донине.

Самый крупный пояс параллельно-грядового рельефа протяженностью ~ 170 км имеет вид пологой выпуклой на запад субмеридиональной дуги протяженностью 170 км при ширине 12–30 км, расположенной в бассейне р. Малая Сосьва, между Висимским сводом и локальными антиклинальными структурами осадочного чехла. Гряды представляют собой апикальные части выраженных в рельефе линейных диапироподобных складок, в своде которых выступают интенсивно раздробленные палеоценовые опоки, а на крыльях более молодые палеогеновые слои, перекрытые по границе углового несогласия песками эоплейстоценовой салехардской свиты (рис. 6). Средняя амплитуда складок по поверхности опок ~ 250 м, по поверхности песков салехардской свиты — 15 м. Зная скорость роста Табьяхинских дислокаций можно, исходя из условий подобия в природных системах, испытывающих вязкую деформацию и действие силы тяжести, вычислить скорость роста Мало-Сосьвинских складок нагнетания. Она оказалась равной ~ 0,05 мм/год [6]. Следовательно, параллельно-грядовый рельеф в бассейне р. Малая Сосьва при средней высоте гряд 15 м образовался за ~ 300 тыс. лет, а на формирование складок нагнетания амплитудой 250–300 м потребовалось 5–6 млн лет. Такая разница объясняется тем, что в бассейне р. Табьяха, в отличие от бассейна р. Малая Сосьва, опоки мерзлые, и их реология обусловлена свойствами льда-цемента (значения T для льда на 2 порядка величины меньше, чем для опок). Таким образом, гляцио-

тектонической природе приповерхностных инъективных дислокаций противоречит не только их строение, обусловленное физическим механизмом вязкого компрессионного течения (нагнетания), но и длительность развития этих структур. Динамические условия

формирования складчатости нагнетания рассмотрены в работах [5, 6]. Их энергетическим источником служат тектонические перемещения слоев субстрата активного слоя, продуцируемые, в свою очередь, тектоникой жесткого основания (фундамента).

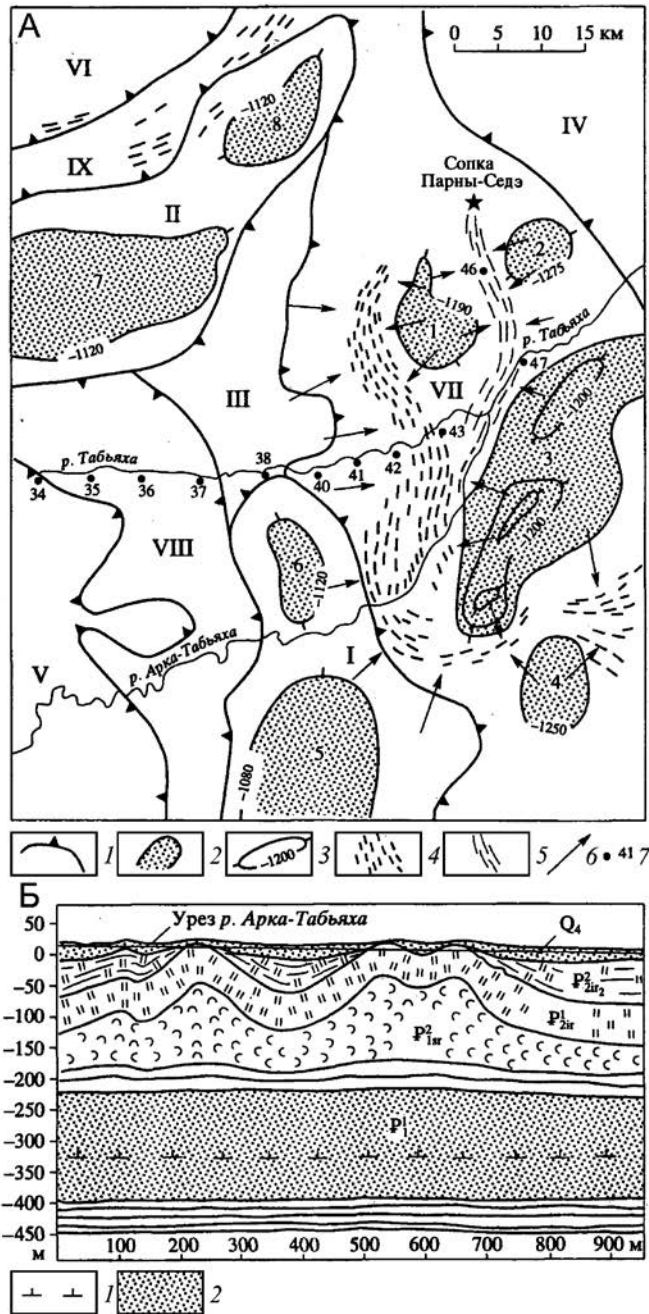


Рис. 5. А — Схематическая структурная карта района дислокаций в бассейне р. Табьяха: 1 — границы структур 1-го порядка; 2 — локальные поднятия; 3 — изогипсы (м) опорного отражающего горизонта Г (кровля сеномана); 4 — параллельно-грядовый рельеф; 5 — то же погребенный по данным бурения; 6 — направление вязкого компрессионного течения материала активного слоя; 7 — картировочная скважина и ее номер (ВНИГРИ), вскрывшая палеогеновые отложения. **Б** — Геологический разрез (по структурным построениям) складок нагнетания, апикальная часть которых экспонирована в обнажениях на р. Арка-Табьяха: 1 — подошва многолетней мерзлоты; 2 — пески нижнепалеоценовой тибейсалинской свиты [6]. Остальные обозначения см. на рис. 6

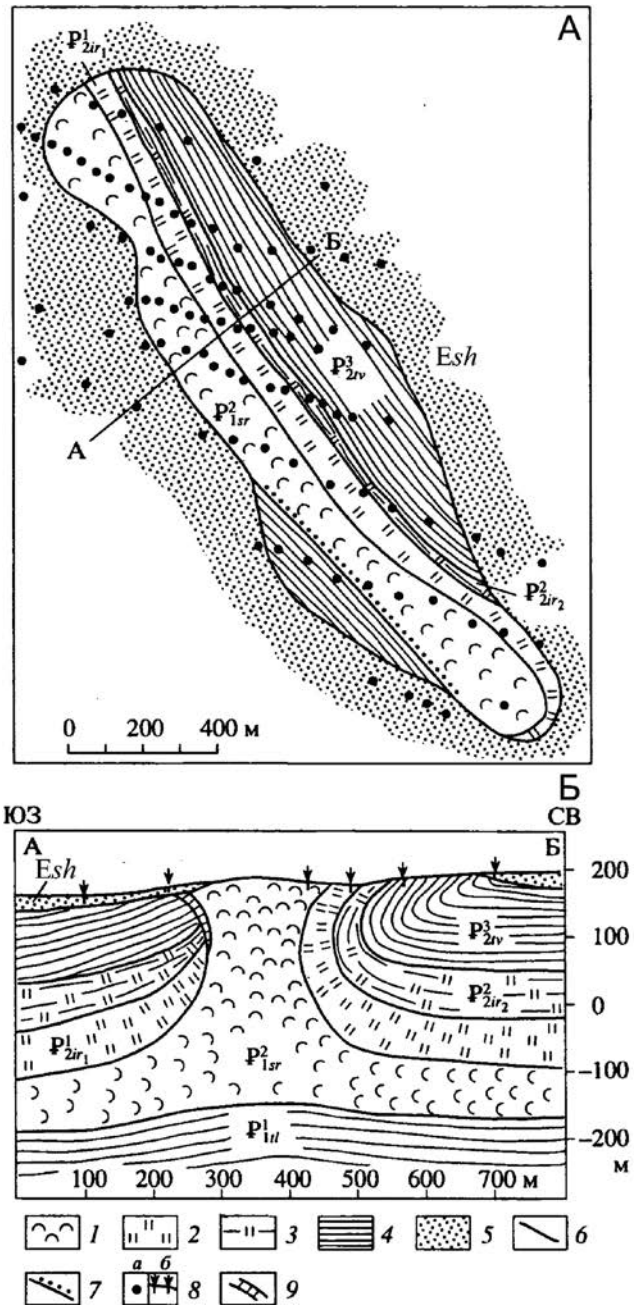


Рис. 6. А — Геологическая карта, **Б** — разрез по линии АБ диапироподобной антиклинальной складки в бассейне р. Порхьюган (правый приток р. Малая Сосьва): 1 — опоки с прослоями опоковидных глин; 2 — диатомиты; 3 — диатомовые глины; 4 — бескремнистые глины; 5 — пески; 6 — литологические границы; 7 — граница диапирового протыкания; 8 — скважины разведочного бурения на кремнистое сырье глубиной до 12 м: а — на карте, б — на разрезе; 9 — брекчия трения на границе диапирового протыкания. P₁^{1ш} — талицкая свита, P₂^{1sr} — серовская свита, P₂^{2ir2} — нижнеирбитская подсвита, P₂^{3tv} — верхнеирбитская подсвита, E_{sh} — эоплейстоценовая салехардская свита [6]

Тектоническое происхождение приповерхностных дислокаций в осадочном чехле предполагает их генетическую связь с напряженным состоянием и структурами его более глубоких горизонтов, а в областях развития ОДВ непосредственно с тектоникой фундамента. Их целенаправленное изучение в процессе геологического картирования поэтому позволяет выявить характер неотектонического, а зачастую и современного напряженного состояния породного массива в осадочном чехле. Между тем, различные его проявления вблизи топографической поверхности на современных геологических разрезах и картах четвертичных отложений интерпретируются как составные части ледникового морфолитогенеза. Более того, эти карты и разрезы подразумевают (по умолчанию) отсутствие таких напряжений. Однако, как было показано выше, они существуют и должны учитываться прежде всего при различных видах гидрогеологических и инженерно-геологических исследований, геологической основой которых служат государственные геологические карты. Так, фильтрационные свойства коллекторов зависят не только от их пористости или трещиноватости, но и от структурной позиции внутри ОДВ, ширина которой на поверхности может измеряться многими километрами. В соответствии с этой позицией они испытывают латеральное сжатие или растяжение, приводящее соответственно к уменьшению эффективной пористости, сужению или закрытию трещин, либо к противоположным процессам. В складках поперечного изгиба над ядрами нагнетания материала активного слоя наилучшими коллекторскими свойствами обладают центральные части сводов антиклинальных складок (они испытывают максимальное латеральное растяжение). Коллекторские свойства продуктивного слоя могут существенно изменяться даже при кажущемся ненарушенном его залегании, если он перекрывает верхнюю кромку вторичного разрыва сдвигового типа. В этом случае продуктивный слой испытывает деформацию пластического сдвига в горизонтальной плоскости, не отображаемую вертикальными разрезами. Наихудшей проницаемостью обладает узкая зона продуктивного слоя непосредственно над кромкой вторичного разрыва. Гидрогеологическая роль вторичных разрывных нарушений осадочного чехла зависит от их современного кинематического типа и пространственной ориентировки, определение которых является одной из задач геологического картирования. Поскольку большинство вторичных разрывных нарушений имеет наряду со сдвиговой большую или меньшую (в зависимости от простирания) компоненту взбросового или сбросового смещения, они в первом случае могут служить гидравлическим экраном, а во втором — зоной повышенной проницаемости, обеспечивающей гидравлическую связь между водоносными горизонтами, разделенными водоупором. Все эти факторы надо учитывать при разделении площади месторождения подземных вод или углеводородов на эксплуатационные блоки.

Современные тектонические напряжения в зонах распространения приповерхностных дислокаций ре-

лаксируют на горизонтальную дневную поверхность. Несмотря на их весьма незначительную величину внедрение в напряженный массив может приводить к релаксации напряжений на созданные при этом вертикальные стенки, суммируясь с гравитационным отпором. Релаксационные трещины, преобразованные в гравитационную трещину отпора, послужили причиной возникновения при строительстве первой очереди Загорской ГАЭС крупного оползня, что привело к весьма значительным дополнительным затратам. Отсутствие сведений о современном напряженном состоянии недр может привести к авариям гражданских и линейных гидротехнических (путепроводы) сооружений, эксплуатационных скважин на месторождениях углеводородов и подземных вод и т.п. Участки их установленного или предполагаемого распространения (т.е. зоны развития приповерхностных дислокаций) должны читаться на государственных геологических картах.

Неотектоническая активность Печорской и северной части (к северу от ~61° с.ш) Западно-Сибирской низменности отчетливо возрастает с юга на север. На юге дислокации проявлены только в отложениях водораздельного плато, а по мере приближения к Баренцево-Карскому побережью они распространяются на отложения все более молодых ярусов рельефа, вплоть до голоценовых. Сейсмогенные вторичные разрывы ОДВ в северной части Баренцевского шельфа смещают практически современные морские илы вместе с поверхностью морского дна [12]. Это, вероятно, связано с незавершенностью развития самого молодого и наименьшего по размерам Арктического океана, вследствие чего изучение материальных проявлений этой активности особенно актуально на окраинах и шельфе этих морей.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Гзовский, М.В.* Основные вопросы тектонофизики и тектоники Байюжансайского антиклинория / М.В. Гзовский. — Ч. III, IV. — М.: Изд-во АН СССР, 1963. — 544 с.
2. *Каплянская, Ф.А.* Гляциальная геология. Методическое пособие по изучению ледниковых образований при геологической съемке крупного масштаба / Ф.А. Каплянская, В.Д. Тарноградский. — СПб: Недра, 1993. — 328 с.
3. *Крапивнер, Р.Б.* Бескорневые неотектонические структуры / Р.Б. Крапивнер. — М.: Недра, 1986. — 204 с.
4. *Крапивнер, Р.Б.* Происхождение приповерхностных деформационных структур областей динамического влияния разломов / Р.Б. Крапивнер // Геотектоника. — 1992. — № 3. — С. 27–36.
5. *Крапивнер, Р.Б.* Новая концептуальная модель складчатости нагнетания / Р.Б. Крапивнер // Геотектоника. — 1992. — № 4. — С. 27–38.
6. *Крапивнер, Р.Б.* Опоковый диапиризм в Западной Сибири / Р.Б. Крапивнер // Геотектоника. — 1997. — № 2. — С. 81–94.
7. *Крапивнер, Р.Б.* Происхождение Каневских дислокаций и их значение для гидротехнического строительства / Р.Б. Крапивнер, А.И. Юдкевич // Инженерная геология. — 1989. — № 3. — С. 80–85.
8. *Крапивнер, Р.Б.* Происхождение Мало-Атлымских и Хуготских дислокаций в нижнем течении р. Обь (Западная Сибирь) / Р.Б. Крапивнер, И.И. Смирнов // Геотектоника. — 2001. — № 2. — С. 32–40.
9. *Крапивнер, Р.Б.* Происхождение Самаровских дислокаций в низовьях Иртыша (Западная Сибирь) / Р.Б. Крапивнер // Геотектоника. — 2004. — № 5. — С. 53–67.
10. *Крапивнер, Р.Б.* Признаки неотектонической активности Баренцевоморского шельфа / Р.Б. Крапивнер // Геотектоника. — 2007. — № 2. — С. 73–89.

11. Крапивнер, Р.Б. Разрывные нарушения четвертичного чехла как отражения тектоники фундамента (о. Колгуев, Баренцево море) / Р.Б. Крапивнер, А.В. Скоробогатько // Геотоника. — 2012. — № 5. — С. 44–62.
12. Крапивнер, Р.Б. Кризис ледниковой теории: аргументы и факты / Р.Б. Крапивнер. — М.: Геос, 2018. — 319 с.
13. Красс, М.С. Математическая теория гляциомеханики / М.С. Красс // Итоги науки и техники. Серия Гляциология. — 1983. — Т. 3. — М.: ВИНТИ. — 142 с.
14. Левков, Э.А. Гляциотектоника / Э.А. Левков. — Минск: Наука и техника, 1980. — 279 с.
15. Патерсон, У.С. Физика ледников. Изд. 2-е / У.С. Патерсон. — М.: Изд-во Мир, 1972. — 311 с.
16. Anderson, E.M. The dynamics of faulting and dyke formation with application to Britan 2-nd ed / E.M. Anderson. — Edinburg: ed. Oliver and Boyd, 1951. — 206 p.
17. Naylor, M.A. Fault geometries basement induced wrench faulting under different initial stress / M.A. Naylor, G. Mandle, C.H. K. Sijpestein // Journ. of Struct. Geol. — Vol. 8. — 1986. — № 7. — P. 737–752.
18. Nye, J.F. A method of calculating the thicknesses of the ice-sheets / J.F. Nye // Nature. — Vol. 169. — 1952. -№ 4300. — P. 529, 530.
19. Sandford, A.R. Analytical and experimental study of simple geologic structures / A.R. Sandford // Bull. Geol. Soc. Amer. — 1959. — Vol. 70. — P. 19–52.

© Крапивнер Р.Б., 2020

Крапивнер Рудольф Борисович // krapivner@hydec.ru

УДК 556.3(571.65/.66)

Глотов В.Е. (Северо-Восточный комплексный научно-исследовательский институт дальневосточного отделения РАН, г. Магадан)

ТАЛИКИ РАЙОНОВ ГОРНО-ДОЛИННОГО ОЛЕДЕНЕНИЯ В ЗАПОЛЯРНОЙ ЧУКОТКЕ

*Изложены результаты гидрогеологических работ на участках развития позднеплейстоценового оледенения в Заполярной Чукотке. Показана приуроченность водоносных таликов к троговым долинам рек вне связи с их площадью водосбора. Сделан вывод о перспективности троговых долин и бывших ледниковых цирков для поисков месторождений пресных подземных вод и их магазинирования. **Ключевые слова:** Заполярная Чукотка, арктические моря, горно-долинное оледенение, криолитозона, талики, водоносные ледниковые отложения.*

Glotov V.E. (Northeast complex research institute of the Far Eastern branch of the Russian academy of sciences, Magadan)

TALIKS OF MOUNTAIN-VALLEY GLACIATION REGIONS IN ZAPOLYARNAYA CHUKOTKA

*The results of hydrogeological work on areas of late Pleistocene glaciation in Zapolyarnaya Chukotka are presented. The confinement of the aquifers of taliks to the trough river valleys is shown, without regard to their catchment area. It is concluded that trough valleys and former glacial cirques are promising for searching fresh underground water deposits and for storing them. **Keywords:** Arctic Chukotka, Arctic seas, mountain-valley glaciation, permafrost zone, taliks, aquiferous glacial deposits.*

Введение

Талики, прежде всего подруслоные, в долинах горных рек криолитозоны являются наиболее перспективными для поиска и разведки месторождений пресных подземных вод при организации хозяйственно-питьевого и промышленного водоснабжения. Общеизвестно, что на водосборных площадях рек бассейнов арктических морей (Чукотского, Восточно-Сибирского) условия для формирования таких таликов не благоприятны. В то же время, все наиболее крупные рудные месторождения благородных и цветных металлов обычно находятся в долинах малых горных водотоков, которые относятся к числу не перспективных для организации водоснабжения за счет подземных вод. Вместе с тем, в рассматриваемом районе широко развиты признаки верхнеплейстоценового горно-долинного оледенения: троговые долины, цирки, кары, ледниковые озера и т.д. Поэтому научно и практически значима цель — показать, что горные районы Заполярной Чукотки с признаками горно-долинного оледенения перспективны для поисков источников подземных вод требуемого качества.

Объект исследований — горные районы Заполярной Чукотки.

Предмет исследований — подземные воды ледниковых и водно-ледниковых отложений.

Краткая характеристика объекта исследований

Географический район расположен севернее полярного круга (66°33' 55 с.ш.) между Главным водоразделом Земли и побережьем морей Северного Ледовитого океана (Арктического). Он охватывает водосборные площади рек Большой и Малый Анюй, бассейна стока Восточно-Сибирского и Чукотского морей (рисунк).

В геологическом отношении эта территория соответствует области распространения террейнов Охотско-Чукотского орогенного пояса [4] в составе Чукотского террейна — фрагмента пассивной континентальной и Олойско-Анюйской системы террейнов — фрагментов активной окраины, включая океанические дуги и зону субдукции.

Террейны сложены преимущественно терригенными и вулканогенно-терригенными породами (песчаники, глинистые сланцы, алевролиты, туфогенные образования) палеозойского и мезозойского возраста.

Рельеф Заполярной Чукотки отражает особенности геологического строения. На площади Олойско-Анюйской системы террейнов активной окраины и прилегающего к ним блока Чукотского террейна пассивной континентальной окраины сформировались хребты и среднегорные массивы Анюйского нагорья. На площади развития вулканогенных толщ, сложенных базальтами, андезитами и дацитами преимущественно мелового возраста, распространены эффузивные плато и покровы Анадырского плато. Практически по всей площади Чукотского террейна — фрагмента пассивной континентальной окраины — образовалась система средневысотных и низкогорных массивов и хребтов Чукотского нагорья. Для всех горных районов характерны в основном сглаженные формы с высотой