

УДК 551.34:551.791(4+5)

А.И. Попов

О ДИСЛОКАЦИЯХ И КРИОЛИТОГЕНЕЗЕ В ПЛЕЙСТОЦЕНЕ СЕВЕРНОЙ ЕВРАЗИИ

На севере европейской части СССР и севере Западной Сибири в средне- и верхнеплейстоценовых отложениях часто наблюдаются пликативные дислокации, порой осложненные деформациями типа диапировых структур. Складки сложены слоистыми пылеватými песками, алевритами, легкими глинами нередко с валунами и галькой. Это морские мелководные то опресненные, то осолоненные отложения.

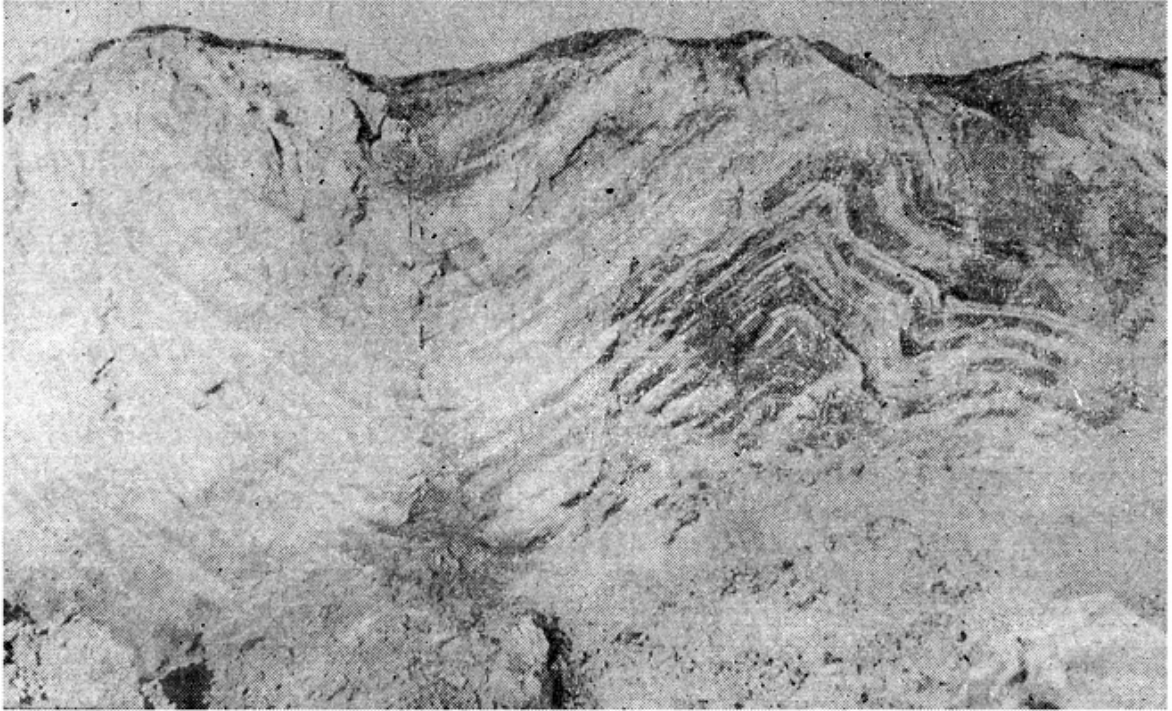
Дислокации в плейстоцене северной Евразии рядом исследователей рассматриваются как результат динамического воздействия бывшего покровного оледенения. Обоснованную критику таких представлений дал И.Д. Данилов [1980]. Мы также не видим следов былой деятельности плейстоценовых покровных ледников на этой территории [Попов, 1953; 1959; 1963] и потому отмеченные дислокации не можем рассматривать в связи с древним оледенением.

Пликативные дислокации образуют как пологие, так и крутые складки, они прослеживаются на десятки и сотни метров по простиранию и до сотни метров по вертикали (рисунок). Их размеры различны - от мелких (длиной от 0,5-1 м и высотой такого же порядка) до крупных (длиной в 100-200 м и более и высотой в несколько десятков метров). Наряду с правильными складками наблюдаются складки типа шарьяжа, опрокинутые, волочения. Данные о крупных дислокациях подобного рода сообщаются для западного Ямала [Данилов, 1980; Дубиков, 1982; Тарноградский, 1982].

Пликативные дислокации возникли в осадках на дне морского бассейна [Баду и др., 1982; Данилов, 1980; Дубиков, 1982]. Это были иловатые и им подобные осадки, слабо или вовсе не уплотненные, обладавшие плавучими свойствами. И.Д. Данилов [1980] подметил, что в синклинальных и антиклинальных складках мощности слоев увеличиваются в вершинах антиклиналей и мульд синклиналей, что свидетельствует о деформации слоев в еще слабо уплотненном грунте, способном к течению. При этом осадки отжимались по слоям вниз к центру синклинальных понижений или выжимались вверх в диапироподобных структурах.

Генезис пликативных дислокаций обязан подводному оползанию неуплотненных осадков. В отечественной и зарубежной литературе есть сведения о широком распространении в бассейновых условиях подводных оползней крупных масштабов, как древних, так и современных [Атлас..., 1962; Верзилин, 1963; Лонгинов, 1973; Шрок, 1950].

Наиболее интересны примеры подводных оползней в пределах современных субарктических и арктических морей, близких по условиям к термическим и гидро- и литодинамическим обстановкам осадконакопления в плейстоценовых морях, омывающих северную Евразию. М.В. Кленова [1960] указывает на признаки подводных оползней в Баренцевом море. Об оползневых структурах в заливе Аляски пишет И.Д. Данилов, по сведениям П.Р. Карлсона: «Оползневые структуры наблюдались здесь на площади свыше 1000 км² при средних уклонах дна менее 0,5° на глубинах от 70 до 150 м. Протяженность оползневых структур достигала 0,5 км, перепад рельефа 2-5 м, грунты, слагающие их, представлены неуплотненными, плохо сортированными глинистыми алевритами. Мощность слоя с оползневыми структурами составляет 35-50 м и охватывает отложения голоцена» [Данилов, 1980, с. 119].



Крутые складки в ленточно-слоистых алевритах. Обрывы Марре-Сале, западное побережье Ямала. Фото И. Д. Данилова

Итак, оползневые деформации в осадках современных водоемов достигают значительных размеров и соразмерны с описанными плейстоценовыми дислокациями. Причины образования оползневых, в частности пликативных, дислокаций может быть несколько. Одной из возможных и, вероятно, главной является нарушение на пологом склоне дна равновесного состояния сильно увлажненных мелкодисперсных осадков, приобретающих в процессе накопления непрочную тиксотропную структуру, нарушаемую в начале движения. Любое уменьшение угла наклона дна по ходу движения оползня вызовет в месте выполаживания торможение основания смещающейся пачки осадков и при соответствующей консистенции, обуславливающей их пластические свойства, приведет к попятному пликативному сморщиванию всей пачки, образованию складок вверх по склону. При этом могут возникать не только складки «гармоникой», но и складки типа шарьяжа, опрокинутые, волочения и т. п. В.В. Лонгинов [1973] ссылается на Ф. Кюнена, который полагает, что оползни из тонкого глинистого материала возникают при углах наклона $5-10^\circ$, но при толчке могут произойти и на склонах менее 2° . Кюнэн утверждает, что оползневые отложения, обусловленные пластическим течением грунта, сохраняют исходную стратификацию, нередко в смятом виде, т.е. образуют складки.

Даже слабые проявления сейсмичности должны вызывать разупрочнение подвижных тиксотропных структур осадка и тем обуславливать их поступательное движение на пологом склоне дна. Поэтому многие исследователи при возникновении оползней на дне водоемов придают большое значение землетрясениям. И.Д. Данилов полагает, что одной из причин возникновения дислокаций во влагонасыщенных донных илах являлись и другие тектонические факторы, например рост локальных тектонических структур, движения по зонам разрывных нарушений [Данилов, 1980].

Основываясь на известных положениях о генезисе пликативных дислокаций, мы можем продолжить суждения об их развитии в плейстоценовых отложениях северной Евразии. В некоторых местах, например в бассейне р. Печоры, подобные дислокации

развиты в немерзлых отложениях. На севере же Западной Сибири плейстоценовые отложения находятся главным образом в вечномерзлом состоянии. Именно здесь своеобразие пликативных дислокаций в плейстоценовых отложениях, заключается в том, что они в своем развитии оказались сопряженными с льдообразованием.

Установлено, что в мерзлых плейстоценовых толщах дислокации сопровождаются закономерным распределением в них льда. Возникает новый вопрос: в каком генетическом и временном соотношении находятся пликативные дислокации и льдообразование в осадочных толщах, т.е. явление криолитогенеза? Пликативные дислокации иногда обнаруживают некоторую связь с так называемыми пластовыми льдами сравнительно большой мощности, но, как правило, они приурочены к отложениям, перекрывающим мощные пластовые льды, достигающие 10 м и более. Маломощные же пластовые льды (до 1-1,5 м) составляют органическое целое с вмещающими дислоцированными отложениями. Вопросы о соотношении вмещающих пород и мощных пластовых льдов и о генезисе последних далеко не ясны, и мы их касаться не будем.

На контакте глинистых алевролитов и песков на Ямале наблюдаются крупные тела подземного льда и ледогрунтовой массы, внедряющиеся из глинистой толщи в песчаную. «Внедрения состоят... из сильно дислоцированной ледогрунтовой составляющей, а также из чистого массивного льда, участвующего в общих дислокациях, но самого не дислоцированного и залегающего согласно напластованию пород. Льдистые внедрения образуют ядра антиклинальных структур, вышележащие слои песков круто изгибаются ими в облекающие складки с углами на крыльях до 35-45° и с поперечным сечением до 200-300 м. Общая видимая мощность вовлеченных в дислокации толщ составляет 30-40 м» [Данилов, 1980, с. 119-120].

На Ямале и Гыдане отмечается обычное залегание пластов льда в соответствии с дислоцированными вмещающими породами, которые часто смяты в складки; в пределах салехардской морской равнины на северо-востоке Гыдана, в ледниково-морских и ледово-морских отложениях салехардской свиты наблюдаются криогенные текстуры, которые характеризуют условия субаквального промерзания [Баду и др., 1982].

В низовьях р. Сеяхи (Ямал) наряду с залежами льда горизонтального залегания наблюдаются куполовидные складки, ядро которых сложено чистым льдом, а крылья - льдистыми глинами, слои которых повторяют конфигурацию кровли ледяного ядра; в поперечном разрезе складки измеряются десятками метров [Дубиков, 1982].

На Карском побережье Ямала, северо-восточнее м. Бурунного, описаны слоистые плейстоценовые песчано-глинистые породы, сильно дислоцированные; пласты этих пород имеют крутые углы наклона, осложнены мелкими дисгармоничными складками, опрокинутыми и лежащими [Тарноградский, 1982]. Размеры складок достигают в высоту и ширину нескольких метров, а за м. Бурунным встречаются складки высотой до 25 м. Дислоцированные песчаные породы включают залежи льда, наиболее заметные скопления льда обнаруживаются у боковых контактов песчаных тел с глинистой мореной. Они представляют собой залегающие в соответствии с формой контакта слоистые пачки льда и ледогрунта. «Внутри песчаных пород... наблюдаются значительные скопления льда то в виде слоев, залегающих часто в ядрах складок, то в виде ледогрунта с признаками пластического течения. Слои льда и породы в складках часто залегают согласно; при этом в пластах мелкозернистого песка, участвующих в складчатости, можно видеть безусловные признаки седиментационной слоистости» [Тарноградский, 1982, с. 83].

Четкое расположение ледяных шпиров вдоль осадочной слоистости пликативно дислоцированных плейстоценовых пылеватых суглинков мы наблюдали в обнажении на р. Зырянке, впадающей в Енисей выше пос. Усть-Порт. При этом отмечалось явное утолщение ледяных образований в замковых частях мелких складок.

Приведенные данные свидетельствуют о четко выраженном закономерном расположении ледяных образований в дислоцированных плейстоценовых песчано-глинистых отложениях. Наиболее важно расположение ледяных шпиров вдоль

седиментационных слоев, особенно вдоль контактов литологически различных напластований, например песков и суглинков или глин, и следование этих шлиров в соответствии со слоистостью всем деформациям, которые претерпевают слои, смятые в складки; характерно также скопление льда в «замках» складок, образующего ледяные ядра, как бы зажатые в антиклинальных и синклинальных их частях, с постепенным утоньшением к крыльям складок.

Подобные соотношения дислокаций и льда говорят о сингенетичности деформирования осадков и льдообразования. Два других, казалось бы возможных, варианта формирования льдистости в дислоцированных породах неприемлемы на следующих основаниях. Первый - промерзание и льдообразование в первоначально недислоцированных осадках с последующим смятием в складки возникшей мерзлой толщи исключается, так как нет никаких следов изменения структуры льда, обязанного развитию напряжений, связанных с дислоцированием; вообще едва ли принципиально возможны пликативные дислокации мерзлой толщи такого масштаба при отсутствии видимого импульса, способного их вызвать, воздействие ледника при этом отпадает [Данилов, 1980]. Второй вариант - эпигенетическое промерзание ранее смятых в складки влагонасыщенных осадков и последующее льдообразование в них исключается, так как в этом случае было бы неизбежно образование параллельных друг другу, почти горизонтальных ледяных шлиров, ориентированных в основном вдоль последовательно смещающегося вниз субгоризонтального фронта промерзания. Они могут слегка отклоняться от горизонтального направления в связи с литологическими неоднородностями, обусловленными дислокациями, но никак не строго следовать контурам самих дислокаций.

О сингенетичности же дислокаций и льдообразования свидетельствуют такие факты, как признаки субаквального промерзания дислоцируемых салехардских отложений на Гыданском п-ове [Баду и др., 1982], а также присутствие ледяных ядер в замковых частях антиклинальных и синклинальных складок в сочетании с увеличением здесь же и мощности вмещающей породы, и присутствие льда, участвующего в дислокациях, но самого не дислоцированного и залегающего согласно напластованию пород [Данилов, 1980]. Признание сингенетичности дислокаций и льдообразования снимает вопрос о последовательности и одновременности тех и других явлений и исключает толкование гляциалистов.

Итак, мы вправе уверенно заключить, что отмеченное закономерное распределение льда в дислоцированных породах прямо зависит от самого процесса дислоцирования, что дислокации осадков явились стимулятором льдообразования в них.

Какая же термическая и литодинамическая обстановка могла обусловить последовательность процессов, приведших к возникновению в плейстоцене столь своеобразного осадочно-криогенного комплекса? Следует напомнить, что по существу все дислокации свойственны морским отложениям, соответствующим сублиторали или наиболее приглубым участкам литорали. По своим литолого-фациальным особенностям эти отложения очень близки современным осадкам Карского и Баренцева морей. Поэтому вполне естественно постараться, следуя принципу актуализма, приблизиться к пониманию условий формирования плейстоценовых отложений, соотнося их с современными условиями названных морей.

В современных арктических морях на глубинах ниже 15-18 м даже летом сохраняются отрицательные температуры, но местами довольно высокая минерализация поровых вод донных осадков обуславливает широкое распространение переохлажденных отрицательно температурных пород. По некоторым данным, температура субаквальных мерзлых пород близка к точке фазовых переходов воды, изменяющейся в зависимости от степени минерализации воды от 0 до -2°C. В пределах сублиторали с глубинами от 20 до 200 м мерзлые породы находятся непосредственно под дном моря [Чеховский, 1972].

Есть основания полагать, что поровые воды осадков арктических морей в пределах сублиторали и отчасти литорали в температурном отношении находятся «на грани» фазовых переходов и, по мнению ряда исследователей, лишь разная степень минерализации определяет их то мерзлое, то переохлажденное - не мерзлое состояние. Но не только минерализация, но и пребывание поровых вод мелко- и тонкодисперсных осадков в основном в рыхлосвязанном состоянии понижают температуру их замерзания. Поэтому температуры, близкие к значениям фазовых переходов, еще более тормозят превращение поровых вод в лед.

Отмеченное литологическое сходство современных морских осадков и плейстоценовых при их региональной общности дает основание проводить параллели между ними и в других отношениях.

Свежие морские илы метастабильны, в процессе накопления образуют хлопья, высокодисперсны, водонасыщенны, обладают коагуляционными структурами, отчего они тиксотропны, способны к разжижению [Горькова, 1975]. Мелко- и тонкодисперсная фракция осадка как бы подчиняет себе крупную фракцию, во многом определяя ее поведение в сложном комплексе донных литодинамических процессов. Илы в песчаной толще понижают ее стабильность, делают более динамичной.

Накапливающиеся мелкодисперсные донные осадки, первоначально залегающие горизонтально, сохраняют до времени относительную устойчивость, несмотря на формирующиеся в ходе седиментации такие свойства метастабильной системы, как тиксотропность, способность к разжижению и т.д. [Горькова, 1975]. При этом рыхлосвязанная поровая вода, заключенная в непрочном минеральном каркасе, не меняет своего состояния и остается в покое.

Спонтанное нарушение равновесного состояния донных осадков может быть связано с нарушением устойчивости толщи, обусловленным самим ее физическим состоянием в силу ее метастабильности при интенсивном осадконакоплении, либо с превышением предельного угла наклона кровли осадочной толщи при неравномерном пространственном осадконакоплении, или с толчками от землетрясений, а также возможно вследствие нарушения равновесия осадков при воздействии на грунт переменного давления, вызываемого прохождением крупных поверхностных волн [Лонгинов, 1973].

Итак, с нарушением равновесного состояния метастабильных осадков начинается их движение, которое вызывает ослабление и нарушение коагуляционных связей и полное разрушение непрочного каркаса, свойственного коагуляционной структуре. При этом осадок, содержащий большое количество воды рыхлосвязанной, но по своему состоянию близкой к свободной, удерживаемой непрочным каркасом, соответствующим образованию наиболее рыхлой структуры глин при гидрофильной коагуляции суспензии [Горькова, 1975], высвобождает эту воду, и она целиком переходит в свободную.

Однако мы знаем, что при сохранении осадком пластических свойств происходит не просто его сползание или сплывание, но пликативное смятие с образованием складок. Вероятно, сам механизм смятия в складки, развивающиеся при этом механические напряжения еще более содействуют тиксотропному разупрочнению осадков и выделению при этом свободной воды. Внутри деформируемой пачки осадка происходит местное его перемещение, обусловленное возникновением пликативной дислокации в связи с таким распределением напряжений, которое способствует оттоку весьма подвижного материала со стороны крыльев в сторону «замков» складок, как антиклинальных, так и синклиналиных. Явление этого рода было отмечено выше [Данилов, 1980] - в «замках» складок наблюдалось увеличение массы осадка, на крыльях - ее уменьшение. При интенсивном перемещении со стороны крыльев складки встречных потоков легкоподвижной массы осадка в вершину антиклинали иногда возможны прорыв кровли и развитие диапировых структур. Таким образом, диапиризм не есть первопричина дислокаций, как думают некоторые авторы, а является их следствием.

Итак, при тиксотропном разупрочнении происходят выделение и отделение свободной воды от минерального грунта. Максимальное отделение должно быть там, где больше масса перемещаемого осадка и куда направлен поток вещества из-за смятия в складки. Поэтому помимо выделения свободной воды на контактах литологически разнородных слоев должно быть и наибольшее ее выделение и скопление в замковых частях складок, что важно для выяснения ранее указанных закономерностей.

Спокойно залегающие осадки в поле отрицательных температур, содержащие рыхлосвязанную поровую воду, температура замерзания которой ниже, чем у воды свободной, остаются в талом состоянии неопределенно долгое время. Если же эти осадки деформируются, сминаются в складки, то они неизбежно претерпевают тиксотропное разрушение коагуляционной структуры с высвобождением рыхлосвязанной воды и превращением ее в свободную. Последняя (при относительно невысокой минерализации) уже соответствует повышенным температурам замерзания (несколько ниже 0°) и потому превращается в лед. Так как водонасыщение осадка является послойным, то и выделение и отделение воды от него будут послойными, что и приводит к возникновению шпиров льда, приуроченных к контактам деформированных слоев, образующих складки и тому подобные структуры. Перемещение вместе с массой осадка воды в сторону «замков» складок и ее выделение и скопление здесь при тиксотропном разрушении коагуляционной структуры объясняют и образование ледяных ядер в вершинах антиклиналей и синклиналей пликативных дислокаций.

Итак, дислоцированная толща ранее тиксотропного осадка оказывается прочно армированной ледяным цементом, повторяющим рисунок самих дислокаций, исключаящим возврат к исходной коагуляционной структуре. Все только что сказанное позволяет логически и причинно увязать дислоцирование и льдообразование. При этом льдообразование выступает как следствие первого при определенной термической ситуации в бассейне.

Есть все основания, опираясь на современные условия в арктических морях, до известной степени аналогизировать их с обстановкой в условиях сублиторали и нижней части литорали средне- и верхнеплейстоценовых морей западного сектора Евразии. Следует иметь в виду несколько большее опреснение морского водоема в то время по сравнению с современным [Лазуков, 1970] и тогда температуры «на грани» фазовых переходов, близкие к 0° , будут в наибольшей степени содействовать развитию комплекса процессов, описанных выше. Это обстоятельство лишь подтверждает высказанную выше концепцию формирования пликативных дислокаций и причинно связанных с ними явлений криолитогеоза в плейстоцене северной Евразии.

Описанный процесс криолитогеоза с формированием льдистых дислоцированных толщ морских осадков не может быть отнесен ни к синкриогенному, ни к эпикриогенному его типу и, по-видимому, должен рассматриваться в качестве самостоятельного специфического субмаринного типа криодиагенеза.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Атлас текстур и структур осадочных горных пород. Ч. I. Обломочные и глинистые породы. М., 1962.
2. Баду Ю.Б., Трофимов В.Т., Васильчук Ю.К. [Основные закономерности распространения и типы пластовых залежей подземного льда в северной части Западно-Сибирской плиты](#). - В кн.: Пластовые льды криолитозоны. Якутск, 1982.
3. Верзилин Н.Н. Влияние древних землетрясений и мутьевых потоков в меловом периоде на особенности осадконакопления в прибрежных частях Ферганского бассейна. - В кн.: Дельтовые и мелководно-морские отложения. М., 1963.
4. Горькова И.М. Физико-химические исследования дисперсных (осадочных) пород в строительных целях. М., 1975.

5. Данилов И.Д. О природе дислокаций в плейстоценовых отложениях севера. - Литология и полезные ископаемые, 1980, № 5.
6. Дубиков Г.И. Парагенез пластовых льдов и мерзлых пород Западной Сибири. - В кн.: Пластовые льды криолитозоны. Якутск, 1982.
7. Кленова М.В. Геология Баренцева моря. М., 1960.
8. Лазуков Г.И. Антропоген северной половины Западной Сибири. М., 1970.
9. Лонгинов В.В. Очерки литодинамики океана. М., 1973.
10. Попов А.И. Вечная мерзлота в Западной Сибири. М., 1953.
11. Попов А.И. Четвертичный период в Западной Сибири. - В кн.: Ледниковый период на территории европейской части СССР и Сибири. М., 1959.
12. Попов А.И. [Плейстоценовые отложения в нижнем течении р. Печоры](#). - В кн.: Кайнозойский покров Большеземельской тундры. М., 1963.
13. Тарноградский В.Д. О происхождении пластовых залежей подземных льдов на Карском побережье п-ова Ямал. - В кн.: Пластовые льды криолитозоны. Якутск, 1982.
14. Чеховский А.Л. О распространении многолетнемерзлых пород под дном Карского моря. М. 1972.
15. Шрок Р. Последовательность в свитах слоистых пород. М., 1950.

Поступила в редакцию
25.10.1983

А.И. Попов
ON DISLOCATIONS AND CRYOLITHOGENESIS IN THE PLEISTOCENE
OF THE NORTHERN EURASIA

The problem of the genesis of plicative dislocations in the Pleistocene deposits of the Northern Eurasia in connection with cryolithogenesis processes is discussed. The primacy of dislocation of sediments in the field of negative temperatures of the polar sea is based. This dislocation then causes release of the loosely combined pore water and its transition into free water. A rise in the temperature of freezing for free water results in its transformation into ice. The dislocated mass of the sediments becomes strongly reinforced with the ice cement. Thus, the dislocation and the ice-formation are both logically and causally interconnected.

Ссылка на статью:



Попов А.И. О дислокациях и криолитогенезе в плейстоцене Северной Евразии //
Вестник МГУ. Серия 5. География. 1984. № 3. С. 3-9.