

В.В. Филиппов

ВОПРОСЫ СТРАТИГРАФИИ И КАРТИРОВАНИЯ ВЕРХНЕГО КАЙНОЗОЯ НИЗОВЬЕВ СЕВЕРНОЙ ДВИНЫ

В плейстоцене в рассматриваемом районе преобладало морское осадконакопление. В послонно изученных разрезах представлены почти полные циклы седиментогенеза, включающие два ритма единой трансгрессии, продолжавшейся от среднего плейстоцена до валдайского времени. Ледниковых валдайских отложений не обнаружено. При геологической съемке предлагается применять полный комплекс изучения вещественного и химического состава осадков, содержащихся в них органических остатков, учитывать факторы специфики полярного литогенеза.

Район исследований расположен на побережье Белого моря (рис. 1) в районе Северодвинской впадины. Сформированная здесь толща осадков и явилась объектом наших исследований. Литологический состав отложений таков, что образование большей их части можно объяснить различными агентами аккумуляции. Поэтому от правильной интерпретации генезиса, главным образом мореноподобных отложений, зависят многие вопросы стратиграфии и палеогеографии прибрежных районов Белого моря. Анализ рассматриваемого фактического материала с учетом новейших исследований севера СССР [Данилов, 1978; Основные..., 1983; Суздальский, 1976 и др.] позволяет утверждать, что здесь в позднем кайнозое преобладало морское осадконакопление. Разновозрастные ледниковые осадки в районе исследований не обнаружены, несмотря на расположение скважин от русла р. Северной Двины до наиболее высоких водоразделов территории (см. рис. 2). Вывод об отсутствии покровных ледников и коррелятных им отложений на площади работ оказался возможным в результате пересмотра генетической принадлежности комплекса так называемых «ледниковых» образований, к которым, как выяснилось, относились прибрежно-морские, гляциоморские и озерные осадки.

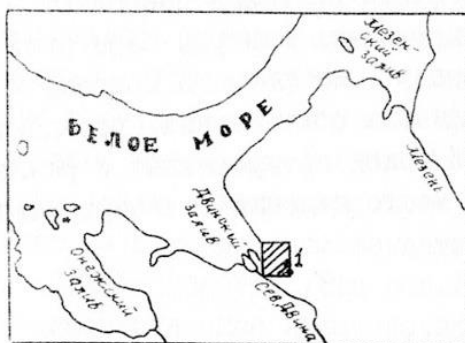


Рис. 1. Схема расположения района работ (штриховка I)

Для получения целостной и объективной картины осадконакопления нами использован обширный фактический материал: 778 анализов определения фораминифер, 141 результат определения водно-растворимых солей и 155 - гранулометрического состава отложений и непрерывное (с помощью маршрутных исследований и керн буровых скважин) их прослеживание по площади и в разрезе. Представление об основных литолого-биостратиграфических закономерностях строения изученных осадков дает корреляционная схема (рис. 2) и иллюстрирующая ее таблица.

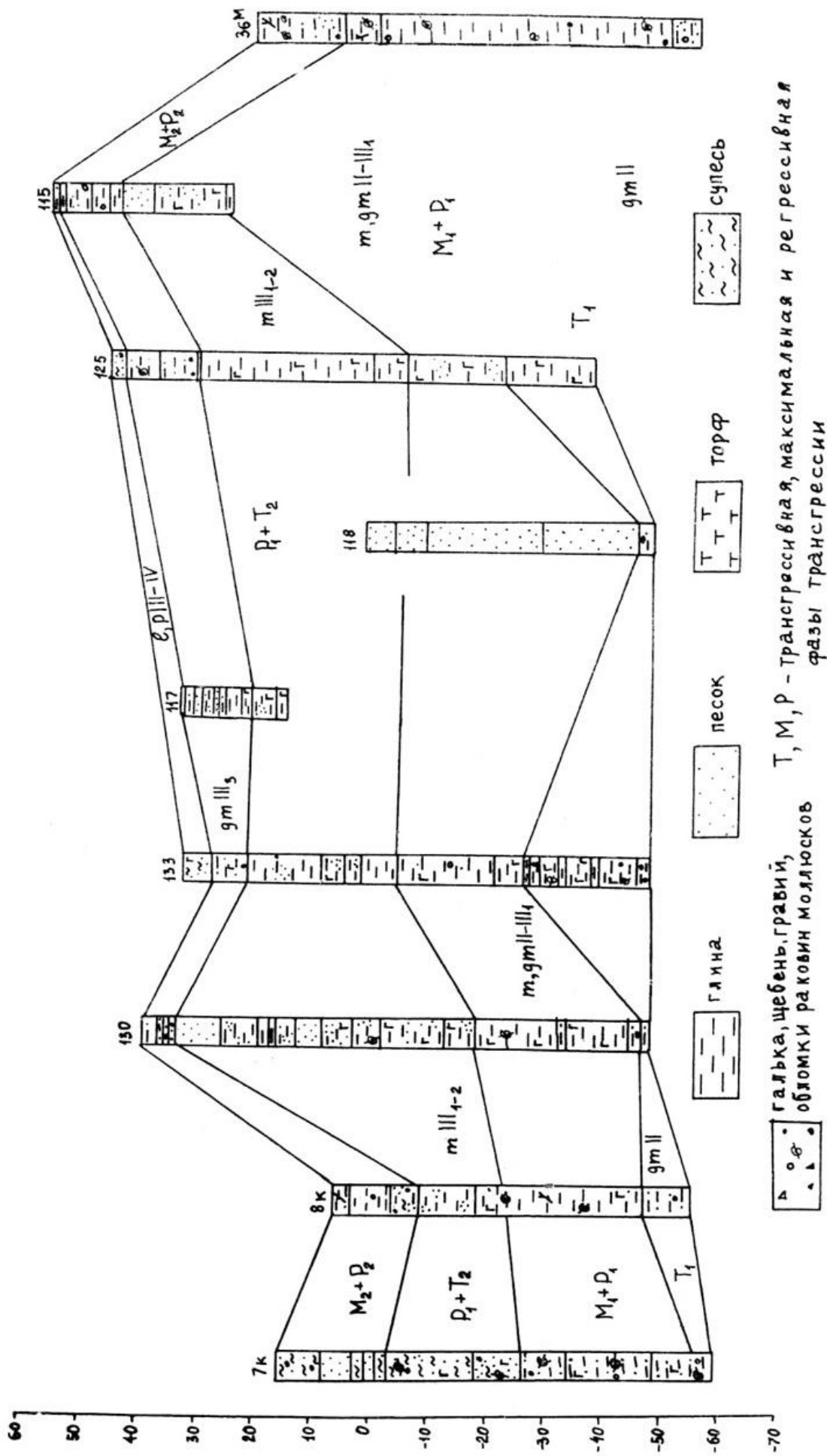


Рис. 2. Схема корреляции разрезов скважин

В разрезе прослеживаются два выдержанных по простиранию горизонта, соответствующих различным ритмам развития на рассматриваемой площади единой крупной и долговременной трансгрессии.

В каждом из горизонтов в свою очередь выделяются пачки, коррелятные трансгрессивной (Т), максимальной (М) и регрессивной (Р) фазам (см.рис. 2 и таблицу). Некоторые фазы на схеме объединены.

Осадки позднего кайнозоя залегают на элювиально-делювиальных образованиях дочетвертичных пород.

В подошве осадков первого ритма трансгрессии залегают пачка темно-коричневых, красновато-коричневых и серовато-коричневых суглинков со значительным количеством гравия, гальки и мелких валунов, с остатками разложившейся органики в виде пятен темно-серого и черного цвета и фауной тонкостенных высокоарктических моллюсков.

Анализ спорово-пыльцевых данных [Плешивецова и Гриб, 1965] указывает на существование во время трансгрессивной фазы сурового климата, что подтверждается обогащенностью осадков крупнообломочным материалом ледового разноса. Активная гидродинамика, мелководность, сильная опресненность и ледовитость бассейна обусловили бедность захороненных комплексов фораминифер. Переход от трансгрессивной к максимальной фазе фиксируется по постепенной смене суглинков на серовато-коричневые глины, уменьшению включений крупнообломочного материала и, главным образом, по изменению комплексов фораминифер и повышению минерализации осадков.

Низы этой пачки очень напоминают мореноподобные осадки, за которые они часто и принимаются при геологических работах.

Лишь использование микрофаунистического анализа позволяет избежать такой ошибки. Включения гравия, дресвы, гальки и щебня в красновато-бурых разностях заведомо морских осадков достигают иногда 20% от их объема.

Максимальной фазе развития рассматриваемого ритма трансгрессии соответствует пачка коричневых глин и суглинков с включениями крупнообломочного материала и прослоями от темно-серого до черного цвета мощностью до 0,2-0,4 м, насыщенными разложившейся органикой. Минерализация отложений в этой пачке постепенно повышается до максимальной по сравнению со всем остальным разрезом. Характерным является и наличие своеобразных, хорошо выраженных комплексов макро- и микрофауны (см. таблицу). Мощность пачки - 10-20 м, реже до 30 м.

По преобладанию в окраске осадков сероватых тонов и появлению в разрезе включений серого тонкозернистого песка в виде гнезд размером до 0,5×2,0×2,0 см неправильной формы и микрослойков мощностью до 0,1-0,2 см выделяется следующая пачка, фиксирующая регрессивную фазу первого ритма трансгрессии. Комплексы макро- и микрофауны становятся беднее, а глины - сильно песчаными, вплоть до перехода их в суглинки серого и темно-серого цвета; отмечается грубосланцеватая текстура. Иногда вскрывается слой темно-серых глин с включениями гравийно-галечного материала, перекрытых темно-серыми сильно песчанистыми глинами и суглинками; общая мощность пачки - от 15-20 до 30-40 м. На воздухе эти осадки часто меняют свой цвет на коричневый (хорошо видно при осмотре керна скважин во время бурения). Заключительные фазы регрессии отмечаются слоем горизонтального переслаивания песка коричневого, мелкозернистого (мощность слойков от 0,3 до 3,0 см) с глинами серыми, сильно песчанистыми (мощность слойков от 5,0 до 10-15 см), с включениями зерен гравия, общей мощностью около 15,0 м. Большая часть регрессивной части является, вероятно, фацией ваттов (тонкогоризонтальное переслаивание песчано-глинистых слойков, наличие растительных остатков, обедненный и изменчивый в количественном отношении комплекс фораминифер, уменьшение минерализации). Осадки накапливались в береговой зоне бассейна и, судя по мощности, в регрессивную фазу первого ритма и в начале трансгрессивной фазы второго ритма трансгрессии.

Кратко остановимся на вопросе стратиграфического положения рассмотренных отложений.

Суровые климатические условия времени трансгрессивной и части максимальной фаз трансгрессии, мощность коррелятных им осадков и их обогащенность крупнообломочным материалом, микро- и макрофаунистические характеристики, а также положение в разрезе под фаунистически охарактеризованным микулинским горизонтом, позволяют считать отложения гляциоморскими среднечетвертичными.

Постепенный переход осадков вверх по разрезу в микулинские не позволяет на данном этапе изучения расчленить это единое геологическое тело.

Детальные палинологические характеристики серии обнажений низовьев р. Северной Двины позволили Э.И.Девятовой [1982] убедительно отнести верхнюю часть бореальных отложений - серые и темно-серые песчанистые глины - к нижневалдайскому подразделу (горизонту).

На регрессию бореального моря в конце ранне- начале средневалдайского времени ранее указывал О.В. Суздальский [1976], а в последней работе к такому же выводу пришли и мы [Филиппов и Брынов, 1983].

Во втором ритме трансгрессии трансгрессивная фаза отчетливо выражена слоем песка коричневого, мелкозернистого, полимиктового, постепенно переходящего в вышележащие осадки максимальной фазы трансгрессии, характерной чертой которых является их литологический состав. Это суглинки темно-серого, иногда серовато-коричневого цвета с включениями зерен гравия, гальки и редких валунов до 25% от объема осадка. В суглинках встречаются обломки раковин моллюсков и обнаружен богатый и своеобразный комплекс фораминифер. Иногда отмечается трехчленное строение пачки суглинков с прослоем темно-коричневой глины внутри нее. Мощность суглинков с крупнообломочным материалом варьирует от 5-6 до 10-15 м.

По постепенному изменению литологического состава, обеднению (до полного исчезновения) комплекса фораминифер, обогащению остатками плохо разложившихся растений и минерализации выделяются отложения регрессивной фазы трансгрессии. Суглинки замещаются вверх по разрезу супесями и песками с гравием и галькой. Биостратиграфическая граница между морскими и пресноводными обстановками часто проходит внутри (близ кровли) слоя суглинков с крупнообломочным материалом. Конечные стадии существования водоема фиксируются слоем заторфованных песков, постепенно переходящих в торф.

Наличие крупнообломочного материала в пресноводных осадках верхней части разреза указывает на ледовитость и этого бассейна осадконакопления. Гравий и галька разносились и вытаивали в периоды потепления из плавающих льдов, в которые они вмержли в прибрежных зонах вместе с песчано-глинистым материалом из подстилающих ледово-морских осадков.

Необходимо отметить, что рассмотренные осадки максимальной фазы развития второго ритма трансгрессии (суглинки с включениями крупнообломочного материала), которыми зачастую сложена самая верхняя часть осадочного покрова в районе, традиционно считаются образованием валдайского ледника (мореной). Вышележащие осадки относятся к озерно-ледниковым. Такому упрощенному подходу к решению вопросов генезиса рассмотренных отложений противоречат отмеченные выше постепенные взаимопереходы осадков в разрезе, их обогащение остатками водных растений и данные гидрохимии. Наиболее убедительным и, по нашему мнению, неопровержимым доказательством ледово-морского генезиса рассмотренных мореноподобных осадков является их палеонтологическая характеристика. Микропалеонтологическое изучение этих образований района показало, что они всегда содержат раковины фораминифер, а иногда и остракод (таблица, определения О.П. Брынова). Остатки микрофауны образуют устойчивые и экологически выдержанные комплексы по всему разрезу антропогена согласно выделенным фазам трансгрессий.

Комплексы диатомовых водорослей в ледово-морских осадках смешанные и состоят из морских, солоновато-водных и пресноводных видов (прибрежная зона).

Исследования осадков вблизи мобильного внешнего края материкового ледникового покрова [*Значко-Яворский и Филлюшкин, 1973*] показали, что количество органического вещества в них обычно не превышает 0,29%. Поэтому постепенные переходы ледово-морских отложений в осадки, обогащенные остатками водных растений (вплоть до торфяников выше по разрезу), служат основанием для отнесения последних к озерным образованиям времени регрессии морского бассейна, а не к озерно-ледниковым, как считалось ранее.

Рассмотренные материалы позволяют по-иному представить палеогеографию позднеплейстоценового времени. Результаты изучения разрезов скважин, пробуренных на разных высотах, по нашему мнению, достаточно обоснованно отвергают распространяющиеся на район нижнего течения р. Северной Двины гляциалистические схемы. Одно лишь обогащение осадков крупнообломочным материалом ни в коей мере не должно являться критерием их ледникового генезиса и служить основанием для отнесения супесчано-суглинистых пачек с гравием, галькой и валунами к горизонтам «морен». Но в стратиграфических схемах исследователей четвертичных отложений севера Европейской части СССР, в том числе и нашего района, ледниковым отложениям, в особенности валдайского надгоризонта, отводится главенствующая роль [*Колесникова и др., 1972; Малаховский и др., 1969; Структура..., 1977; Чеботарева и Макарычева, 1974; Чеботарева, 1972; Эпштейн и др., 1983*]. При этом считается, что во время последнего валдайского оледенения Беломорская котловина заполнилась льдами, поступавшими с Кольского полуострова или Баренцева моря, которые покрывали часть территории Архангельской и Вологодской областей. Э.И. Девятова [*1982*], изучив большой фактический материал по спорово-пыльцевым анализам разрезов Северодвинского и Мезенского бассейнов, пришла к выводу, что ранневалдайские ледниковые отложения здесь вообще отсутствуют, а максимальное продвижение края ледника в районе было лишь в позднем валдае; поздневалдайское оледенение наиболее широко представлено фацией основной морены в виде более или менее монолитного пласта темно-серого, нередко полосчато-слоистого, полигонально-оскольчатого суглинка с примесью гравийно-галечного материала местных осадочных пород и пород Кольско-Карельской провинции. Выше нами рассмотрены именно эти осадки, соответствующие по нашим материалам максимальной фазе развития второго ритма трансгрессии. Формирование суглинков с крупнообломочным материалом происходило в верхней сублиторали моря, а каменный материал поступал в осадки с плавающих льдов. Подобный тип осадконакопления наблюдается в северных и южных полярных широтах [*Белов и Лапина, 1961; Виноградова, 1979*], где эти отложения, естественно, никто не считает «моренами».

Кратко суммируя вышеизложенное, можно сделать следующие выводы:

- в районе устья р. Северной Двины в четвертичное время преобладало морское осадконакопление. В рассмотренных разрезах представлен почти полный цикл седиментогенеза этого периода (нами не рассматривались средневалдайские аллювиальные отложения), включающий два ритма единой для района трансгрессии, продолжавшейся от среднечетвертичного до поздневалдайского времени;

- масштабы позднечетвертичного оледенения здесь были меньше, чем предполагалось до сих пор. По крайней мере, в нашем районе исследований, расположенном в непосредственной близости от Белого моря (с абсолютными отметками до +60,0 м) ледниковых верхнечетвертичных валдайских отложений не обнаружено;

- при геологосъемочных работах необходимо применять полный рациональный комплекс изучения вещественного состава и органических остатков для выводов о генезисе и стратиграфическом положении всех горизонтов, включая мореноподобные, с учетом факторов полярной специфики литогенеза, что позволит получить достоверные данные и сделать на их основе надежные выводы.

ЛИТЕРАТУРА

1. Белов Н.А., Лапина Н.Н. Донные отложения Арктического бассейна. Л., 1961.
2. Виноградова П.С. Современные осадки Норвежско-Гренландского бассейна. - В кн.: Тр. Полярн.НИИ мор. рыб. х-ва и океаногр., № 42, 1979.
3. Данилов И.Д. [Плейстоцен морских субарктических равнин](#). М., 1978.
4. Девятова Э.И. Природная среда позднего плейстоцена и ее влияние на расселение человека в Северодвинском бассейне и в Карелии. Петрозаводск, 1982.
5. Значко-Яворский Г.М., Филлюшкин Г.С. Основные химические компоненты в донных осадках окраинных восточно-антарктических морей. - В кн.: Геология моря, вып.2, Л., 1973.
6. Колесникова Т.Д., Котлукова И.В., Семичева В.И., Хомутова В.И. О положении границы валдайского оледенения в Вологодской области. - В сб.: Региональные исследования ледниковых образований. Рига, 1972.
7. Малаховский Д.Б. и др. Валдайский горизонт (Северо-Запад Европейской части СССР). - В сб.: Геоморфология и четвертичные отложения Северо-Запада Европейской части СССР. Ленинградская, Псковская и Новгородская области. Л., 1969.
8. [Основные проблемы палеогеографии позднего кайнозоя Арктики](#). Л., 1983.
9. Плешивцева Э.С., Гриб В.П. К стратиграфии четвертичных отложений нижнего течения р.Северной Двины. - В кн.: Докл. по геоморфологии и палеогеографии Северо-Запада Европейской части СССР. Вып.2 (ч.1), Л., 1965.
10. Структура и динамика последнего ледникового покрова Европы. К X Конгрессу INQUA (Великобритания,1977). М., 1977.
11. Суздальский О.В. Палеогеография арктических морей СССР в неогене и плейстоцене. Л., 1976.
12. Филиппов В.В., Брынов О.П. Стратиграфия верхнего плейстоцена низовьев Северной Двины. - Тез. докл. IX Всесоюз. микропалеонтологического совещания «Экология и биостратиграфия микроорганизмов (фораминиферы, остракоды, радиолярии, наннопланктон) в связи с совершенствованием детальных стратиграфических схем». Ухта, 1983.
13. Чеботарева Н.С., Макарычева И.А. Последнее оледенение Европы и его геохронология. М., 1974.
14. Чеботарева Н.С. Стратиграфическая шкала валдайских отложений. - Бюллетень комис. по изучению четвертичного периода АН СССР. № 39, 1972.
15. Эпштейн О.Г. и др. Четвертичные отложения юго-востока Баренцева моря и прилегающего палеошельфа. - ДАН СССР, 1983. Т. 272, № 1.

Ссылка на статью:



Филиппов В.В. Вопросы стратиграфии и картирования верхнего кайнозоя низовьев р.Северной Двины // Палеогеография и полезные ископаемые плейстоцена севера Евразии. Л.: Изд-во ГО СССР. 1986. С. 90-99.