

Московский государственный университет
имени М.В. Ломоносова

Геологический факультет



НАУЧНАЯ КОНФЕРЕНЦИЯ

**ЛОМОНОСОВСКИЕ
ЧТЕНИЯ**

СЕКЦИЯ ГЕОЛОГИИ

*Подсекция
региональной геологии и истории Земли*

Руководитель – зав. кафедрой, профессор Никишин А.М.

СБОРНИК
ТЕЗИСОВ ДОКЛАДОВ

Москва
2025

Содержание:

1. Новые данные о стратиграфии опорного разреза верхнего мела района Кавказских Минеральных Вод	
Е.Ю. Барабошкин, А.Ю. Гужиков, Г.Н. Александрова, М.А. Устинова, Н.А. Ртищев, П.А. Прошина, И.П. Рябов, Е.С. Авенирова, И.М. Тонкошкуров, Н.А. Кравцов, С.А. Землянский	2
2. Геоморфология и неотектоника района строительства АСММ Усть-Куйга в долине р. Яна (Восточная Якутия)	
М.Ю. Никитин, И.В. Галушкин, Т.Ю. Тверитинова	7
3. Результаты кинематической реконструкции композитного профиля Канадского бассейна с учетом новой скоростной модели	
Н.В. Правикова, А.Д. Жарков, М.В. Коротаев, Е.Р. Чижова, К.Ф. Алешина, А.М. Никишин	13
4. Морфология и кинематика важнейших разрывов зоны сочленения Бельско-Елецкой СФЗ и Юрзано-Сылвенской впадины (Средний Урал) по данным структурного анализа	
А.В. Тевелев, Е.А. Володина	16
5. Похождения остракод-глиптоцитер в юрских морях Западной и Восточной Европы	
Е.М. Тесакова	22
6. Особенности развития гравитационных отложений на Керченско-Таманском континентальном склоне Черного моря	
О.А. Хлебникова	30
7. Геохимическая характеристика турон-коньякских отложений Саратовского Поволжья	
Е.В. Яковишина, Р.Р. Габдуллин, А.В. Иванов, А.Ю. Пузик, К.П. Казымов, И.В. Бадьянова, А.И. Рыжикова, С.И. Бордунов, Л.Ф. Копаевич	34

НОВЫЕ ДАННЫЕ О СТРАТИГРАФИИ ОПОРНОГО РАЗРЕЗА ВЕРХНЕГО МЕЛА РАЙОНА КАВКАЗСКИХ МИНЕРАЛЬНЫХ ВОД

Е.Ю.Барабошкин¹, А.Ю.Гужиков², Г.Н.Александрова³, М.А.Устинова³, Н.А.Ртищев^{1,3},
П.А.Прошина^{3,1}, И.П.Рябов², Е.С.Авенирова¹, И.М.Тонкошкуров², Н.А.Кравцов²,
С.А.Землянский²

¹*Московский государственный университет, Москва, e-mail: barabosh@geol.msu.ru*

²*Саратовский государственный университет, Саратов, aguzhikov@yandex.ru*

³*Геологический институт РАН, Москва, dinoflag@mail.ru*

Разрезы верхнего мела в районе Кавказских Минеральных Вод (КМВ) изучались многими геологами начиная с 18 столетия. Современные представления о стратиграфии этих отложений в данном районе сформировались благодаря работам «Мелового отряда» МГУ в 50-х гг прошлого века. Эти данные, с некоторыми изменениями и дополнениями, вошли в известные сводки по верхнему мелу Кавказа (Алиев и др., 1986 и др.). Более новых работ, связанных с ревизией верхнемелового разреза центральной части Северного Кавказа, нам неизвестно. Принятие лимитотипов (GSSP) ярусных границ в Международной стратиграфической шкале, делает актуальным переизучение опорного разреза верхнего мела КМВ.

Весной 2024 г. нами был комплексно и детально изучен ряд обнажений в Подкумском карьере, в районе ст. Боргустанская на р. Бугунта и на окраине г. Ессентуки (р. Подкумок). Эти разрезы надстраивают друг друга и составляют почти полную верхнемеловую последовательность района КМВ. Обработка собранного материала только началась, но уже можно сделать ряд важных выводов, дополняющих существующие представления.

В разрезе выделяется ряд пачек, обладающих достаточно яркими индивидуальными чертами. Нижняя часть разреза изучена в Подкумском карьере (снизу-вверх):

Нижнесеноманский подъярус

Пачки 1-3. Представлены биотурбированными зеленоватыми кварц-глауконитовыми мелкозернистыми песчаниками и чередованием биотурбированных кварц-глауконитовых алевролитов и алевритистых известняков. Микроскопически это пакстоуны с рассеянными угловатыми зернами кварца, крупными зернами глауконита мелкопесчаной размерности и редкими планктонными фораминиферами. Они содержат биотурбации *Zoophycos*, *Thalassinoides*, *Palaephycus* и с размывом залегают на подстилающих черных глинах альба. Из подошвы выходят и норы *Thalassinoides isp.*, проникающие в кровлю глин на глубину до 20-30 см. Присутствуют многочисленные поверхности размыва. В пачках встречены ростры

Neohibolites ultimus (d'Orb.) и раковины *Inoceramus virgatus* Schluet., указывающие на вторую половину раннего сеномана. Мощность 1,7 м.

?Средне-верхнесеноманский подъярусы

Пачка 3в+4. Серые биотурбированные глинистые алевритистые известняки со стилолитами, в подошве – с мелкой галькой известняков. Мощность 0,7 м.

Пачка 5. Толстоплитчатые (20-30 см) светло-серые известняки со стилолитами по 2-10 см. Микроскопически это пакстоуны с тесно сгруженными раковинами килеватых планктонных фораминифер, раздробленным призматическим слоем раковин иноцерамов, рассеянными алевритовыми зернами кварца и глауконита. Мощность 2,7 м. В кровле – стилолитизированная поверхность размыва, вдоль которой следует линзовидный (до 10 см) прослой глин с глауконитом. Вероятно, эта поверхность перерыва отвечает раннетуронскому гиатусу (Москвин, 1951).

Верхнетуронский подъярус-коньякский ярус

Пачки 6-9. В основании – белые массивные биотурбированные известняки без стилолитов, которые надстраиваются массивными биотурбированными известняками с крупными и мелкими стилолитами и швами растворения, подчеркнутыми прослойми глин. Встречаются фрагменты призматического слоя иноцерамов и сами раковины *Cremneceramus*. Микроскопически это пакстоуны, фораминиферово-кальцисферовые и кальцисферовые, с фрагментами иглокожих и призматического слоя раковин иноцерамов. Присутствуют алевритовые зерна глауконита и кварца. Часто встречаются ходы *Chondrites*. Мощность 19,7 м.

По геохимическим данным в 5 м выше подошвы пачки 9 установлен значительный отрицательный экскурс $\delta^{13}\text{C}$, идентифицированный как Navigation Event, указывающий на подошву коньякского яруса.

Пачка 10. Характерная пачка известняков розового цвета, но цветовые границы с соседними пачками нечеткие. Она содержит стилолиты и швы растворения, подчеркнутые прослойми красных глин. В массовом количестве встречаются фрагменты раковин иноцерамов, образующие протяженные линзовидные скопления. Микроскопически породы представляют собой фораминиферово-кальцисферовые вак-пакстоуны с очень редкими зернами глауконита и кварца. Мощность 4,5 м.

Пачка 11. Толстоплитчатые (0,5-1,5 м) биотурбированные светло-серые известняки. Плитки разделены стилолитами (1-15 см), вдоль которых развиты прослои глин. Присутствуют линзовидные прослои раковин иноцерамов. В нижних 3-4 м часто встречаются панцири ежей *Conulus*. Микроскопически это кальцисферово-фораминиферовые вак-пакстоуны с фрагментами призматического слоя раковин иноцерамов и скелетов иглокожих,

единичными зернами глауконита и кварца, которые исчезают к кровле. Кровля резкая, но явных следов размыва не видно. Мощность 13,9 м.

Сантонский ярус

Пачки 12-13. Тонкоплитчатое чередование серых известняков с прослойми глин (1-2 см) и мелкими стилолитами. Микроскопически это преимущественно фораминиферовые вак-пакстоуны. Глауконит и кварц не встречены. В кровле большинства слоев известняка имеется поверхность перерыва, часто с норами *Skolithos?* и *Rhizocorallium*, реже *Palaeophycus* и *Thalassinoides*. В кровле расположен 50-см прослой известняков. Мощность 18,2 м.

Верхнесантонский подъярус-нижнекампанийский подъярус

Пачка 14. Среднеплитчатое чередование серых известняков с прослойми глин, без стилолитов, с единичными конкрециями серых кремней. Вблизи основания встречены норы *Thalassinoides*. Микроскопически это фораминиферовые вак-пакстоуны, в верхней части – с призматическим слоем иноцерамов. В кровле присутствует характерный метровый прослой кальцисферовых пакстоунов, верхняя граница которого – это софтграунд с мелкими норами *Skolithos?* Мощность 13 м.

На основе наннопланктона по появлению *Uniplanarius gothicus* и *Micula concava* устанавливается подошва сantonского яруса (CC17), совпадающая с подошвой пачки 12, хотя по геохимическим данным эта граница может быть проведена ниже, в средней части пачки 11. Кровля сantonского яруса проводится в 2,2 м выше основания пачки 14. Это подтверждается установлением геомагнитной инверсии C34n–C33r, которая определяет положение нижней границы кампана в Подкумском карьере (Гужиков и др., 2024) по аналогии с лимитотипом (GSSP) яруса в разрезе Боттачионе (Италия).

Кампанийский ярус

Пачка 15. Неравномерно-плитчатые серые биотурбированные известняки с прослойми глин и глинистых мергелей и мелкими стилолитами. В них встречаются панцири *Echinocorys*, редкие норы *Thalassinoides* и линзовидные скопления призматического слоя раковин иноцерамов, особенно многочисленные в верхней части. Микроскопически это кальцисфера-фораминиферовые вак-пакстоуны с прослойми кальцисферовых пакстоунов. Видимая мощность пачки в Подкумском карьере 32 м, однако ее полная мощность может быть оценена в ~100 м, поскольку пачка продолжается далеко к северу и изучалась на южной окраине г. Ессентуки.

Верхняя часть разреза пачки 15 в Подкумском карьере может быть отнесена к нижнему кампану, поскольку в ней установлена обратная полярность хона C33r. Граница хронов C33r и C33n, совпадающая с границей нижнего и верхнего кампана, расположена внутри пачки 15, поскольку в ее более северных выходах зафиксирована прямая полярность хона C33n.

Разрез надстраивается на правобережье р. Подкумок, напротив озера в г. Ессентуки, где по данным предшественников выше с размывом залегает разрез (снизу-вверх):

Верхнекампанийский ярус

Пачки 16-17. Чередование биотурбированных серых алевритистых мергелей, белых известняков и зеленоватых глинисто-алевритистых мергелей или известковых глин. В шлифах породы представляют собой кальцисферово-фораминиферовые и кальцисферовые пакстоуны с разнообразными биокластами и алевритовыми зернами глауконита и кварца. Здесь встречен своеобразный ихнокомплекс: крупных *Zoophycos* в мергелях и глинах и многочисленных *Spongeliomorpha* в подошве известняков, где каждая поверхность является поверхностью рыхлого дна. В пачке встречены многочисленные мелкие аммониты *Hauericeras* (*Gardeniceras*) *baeri* (Sim., Bac., Sor.). Отдельные прослои представляют собой насыщенные кальцисферами пакстоуны. Полная мощность интервала предположительно 50-60 м.

По распространению наннопланктона *Broinsonia parca constricta*, *Broinsonia parca parca* и *Uniplanarius sissinghii* рассматриваемая толща отнесена к верхнему кампану, зона UC15d (CC22).

Нижнемаастрихтский подъярус.

Верхняя часть разреза обнажена по бортам р. Бугунта, у восточной окраины станицы Боргустанская (снизу-вверх):

Пачки 18-20. Серые биотурбированные алевритистые мергели с прослойми серых алевритистых известняков, более многочисленными в верхней части. В шлифах породы представлены кальцисферовыми пакстоунами с остатками спикул, призматического слоя иноцерамов и фрагментов иглокожих. Ихнокомплекс представлен редкими крупными *Zoophycos*, а также *Palaeophycus*, *Chondrites* и *Thalassinoides*. Породы содержат раковины *Cataceramus*, остатки ежей *Echinocorys* и губок. Встречены нижнемаастрихтские аммониты *Tetragonites* (T.) aff. *obscurus* (Schlüter), *Pachydiscus* (P.) *neubergicus* *neubergicus* (Hauer), ?*Pachydiscus* (P.) sp. juv., *Glyptoxoceras* sp., *Hoploscaphites constrictus* (J. Sowerby), *Phylloptychoceras siphon* (Forbes), *Phylloptychoceras horitai* Shigeta et Nishimura. Видимая мощность более 50-60 м, выше с размывом залегают глины эльбургансской свиты палеоценена.

Помимо аммонитов, возраст этой части разреза подтверждается распространением наннопланктона. Здесь установлена зона UC16 (CC23) (самые низы маастрихта) по присутствию *Broinsonia parca constricta* и *Biscutum dissimilis*, а также по присутствию *Russellia lasweillii*.

Таким образом, впервые за много лет проведено детальной описание разреза верхнемеловых отложений района КМВ и уточнено положения ряда стратиграфических границ с использованием комплекса палеонтологических и непалеонтологических методов.

Благодарности. Авторы признательны С.Г. Корсакову (Ессентуки) за помощь в изучении разрезов. Исследование выполнено в рамках госзадания МГУ, с использованием аппаратуры, приобретенной по программе развития МГУ.

Литература

Алиев М.М., Крылов Н.А., Павлова М.М. и др. 1986. Верхний мел юга СССР. М.: Наука, 232 с.

Москвин М.М. 1951. Стратиграфия верхнемеловых отложений Центрального Предкавказья. Памяти академика А.Д. Архангельского. Вопросы литологии и стратиграфии СССР. М.: Издательство АН СССР. с. 124-161.

Гужиков А.Ю., Барабошкин Е.Ю., Фомин В.А. и др. 2024. Магнитостратиграфия верхнего мела Юго-Западного Крыма // Е.Ю. Барабошкин (Ред.). Меловая система России и ближнего зарубежья: проблемы стратиграфии и палеогеографии: материалы XII Всероссийского совещания. 7-11 октября 2024 г., г. Южно-Сахалинск. Южно-Сахалинск: Издательство ООО "Индиго", с.81-85.

ГЕОМОРФОЛОГИЯ И НЕОТЕКТОНИКА РАЙОНА СТРОИТЕЛЬСТВА АСММ УСТЬ-КУЙГА В ДОЛИНЕ Р. ЯНА (ВОСТОЧНАЯ ЯКУТИЯ)

М.Ю. Никитин¹, И.В. Галушкин², Т.Ю. Тверитинова^{1,3}

¹*Московский государственный университет, Москва*

²*АО «Институт Оргэнергострой»*

³*ИФЗ РАН*

Площадка Якутской (Усть-Куйгинской) атомной электростанции малой мощности (АСММ) в республике Саха (Якутия) расположена на правом высоком берегу в долине р. Яна. По окончании реализации проекта станция станет самой северной в мире (севернее 70 параллели). В статье приведен анализ геоморфологического и неотектонического строения региона и его связь с выявленными активными разломами. Составлены геоморфологическая и неотектоническая карты, построены водораздельные профили, установлена последовательность формирования новейшей структуры региона.

Площадка АСММ Усть-Куйга расположена в северо-восточной части Куларского горст-антиклиниория Верхоянской складчатой системы, отделяющегося от надвинутого на него Полоусного синклиниория Яно-Колымской складчатой системы Нижне-Янским левым взбросо-сдвигом (Константиновский, Липчанская, 2011; Герцева и др., 2020). Предполагаемая амплитуда надвигания от 50-60 км до более 430 км (Константиновский, 2007, 2008). Куларский антиклиниорий сложен триасово-нижнеюрскими терригенными комплексами, Северо-Полоусная складчато-надвиговая зона – терригенным комплексом средней-верхней юры, образующим складчато-надвиговую структуру южной вергентности.

Формирование структуры автохтона и аллохтона было разделено тектоническими деформациями в начале средней юры (Гусев и др., 1985; Константиновский, Липчанская, 2011). На рубеже ранней-средней юры (первая фаза позднекиммерийской коллизии) была сформирована складчато-надвиговая структура Куларского блока, на рубеже поздней юры-раннего мела (вторая, главная фаза позднекиммерийской коллизии) – структура Полоусного синклиниория с надвиганием его на Куларский блок (Милановский, 1991; Константиновский, 2007, 2008). Формирование в аллохтоне Северо-Полоусненской зоны структур южной и юго-западной вергентности происходило встречно с надвиганием Южно-Полоусненской зоны на северо-запад. Шартирование Полоусненской зоны на Куларский горст-антиклиниорий сопровождалось усложнением структуры автохтона и внедрением в него раннемеловых гранитоидов Куларского батолита.

Характерной особенностью региона является наличие секущих структур Куларского

антиклиниория кругопадающих взбросов и надвигов северо-восточного простирания и секущих их позднекиммерийских левых сдвиго-сбросов северо-западного простирания, вдоль которых отмечены смещения на позднеорогенном этапе в Куйгинской впадине. Вероятна связь этих разломов с позднекайнозойской Момско-Селеняхской континентальной рифтовой системой.

В современной структуре с зоной Нижне-Янского разлома совпадает долина р. Яна. Перед фронтом надвига Полоусненского синклиниория на Куларский антиклиниорий в среднем-позднем неоплейстоцене в долине р. Яна была сформирована линейная Янская зона новейшего опускания. К северо-западу от нее расположены ограниченные взбросо-надвигами Куларская и Кюндюлюнская горст-антиклинали северо-восточного простирания, испытывающие с олигоцена неотектоническое поднятие. Антиклинали рассекаются серией сбросов и левых сбросо-сдвигов северо-западного простирания, с которыми в районе п. Усть-Куйга совпадает антецедентная долина р. Яна и речные долины второго порядка.

Представленный хребтами Кулар и Кюндюлюн Центрально-Куларский купольно-сводовый блок принадлежит северо-западной половине изученного района. Слоны хребтов обладают сложным эрозионно-денудационным рельефом и суженными водоразделами. В условиях перигляциального климата квартера поверхности хребтов существенно переработаны криогенными процессами. Они несут отчётливые одновысотные уровни планации рельефа. Юго-восточную половину района занимает часть Янского плоскогорья с низкогорным грядово-холмистым рельефом с уплощёнными полого-выпуклыми водоразделами.

Между хребтами Кюндюлюн и Янским плоскогорьем располагаются Янская и расположенная северо-восточнее Куйгинская впадины. Последняя далее по простиранию переходит в водораздельное понижение в рельфе, соответствующее Усть-Куйгинскому грабену. У пос. Усть-Куйга долина р. Яна резко отклоняется к северо-западу и антецедентно пересекает хребты Кюндюлюн и Кулар, образуя суженную часть долины с лестницей террас среднего-верхнего неоплейстоцена и внутридолинными ступенями планации рельефа.

В Восточной Якутии выявлено четыре яруса рельефа (Спектор, Баландин, 1982). Нами выделено пять высотных уровней планации рельефа хр. Кулар и Кюндюлюн, на основе их сопоставления с молассами Усть-Янского прогиба определен их возраст (табл. 1).

К эрозионно-аккумулятивному рельефу в долине р. Яна и её притоков относятся четыре уровня эрозионно-аккумулятивных и аккумулятивных террас с возрастом от среднего неоплейстоцена до голоцен, озёрно-аккумулятивные отложения едомского горизонта позднего неоплейстоцена.

Свиты* Янского прогиба	Возраст Индекс	Ярус рельефа	Куларский блок		Кундюлюнский блок		Нижнеянская ступнь рельефа		
			Юго-запад	Север	Тект.ступ.	Юго-запад	Сев.-восток	Восток	
Тенгиченская	P ₁₋₂	I ¹	940-1000						
Диринская		I ²	700-770	640-660				6	
Янтаринская									
Ильдиклихская- -Оголорская	P _{3-N₁3-3}	II	450-600	480-580	1	500	420-500		
Онкучахская- -Билитэхская					2	440-480	420		
Омолойская					3	380	-		
Солурская					4	350-360	-		
Хамчанская	N ₁ 3	III	300-370	350-380		270-300		330 330-400	
Уросалахская						220	230-300	220-270 260-290	
Бурханинская- -Сергеевская	N ₂	IV	270	270-350		-	150	160 180-230	
Ранний неоплейстоцен- Эоцен- Палеоплейстоцен	Q _{P-E-Q₁}	V	180-200	200					
Эрозионно-аккумулятивный рельеф		Уровни террас	Относительные		высоты над поймой р. Яна				
Левобережхский	a ⁴ Q _{II} ⁴ lb	IV	110	90-110	-	115?	105	-	
Кемюльхенская					120	90-100	110	90-100	
**Едомный надгоризонт	LlaQ _{III} ²⁻⁴	Аккумул. уровень				35	30	- -	
Вечеринский горизонт	a ³ Q _{III} ¹⁻² vč	III	35	32-40		16-20	16	- -	
Кубалахский (Хайырская толща)	a ³ Q _{III} ³⁻⁴ kb	II	11-15						
Хетакагчайский (Сартанский)	a ³ Q _{III} ⁴ -H ¹	I	4-5	10?		6	-	8	
Русло, пойма	aH ²	II	0,5-3,0						

Табл. 1. Водораздельные ярусы рельефа и уровни речных террас р. Яна (в м).

*последовательность свит в таблице снизу вверх по разрезу для каждого яруса рельефа.

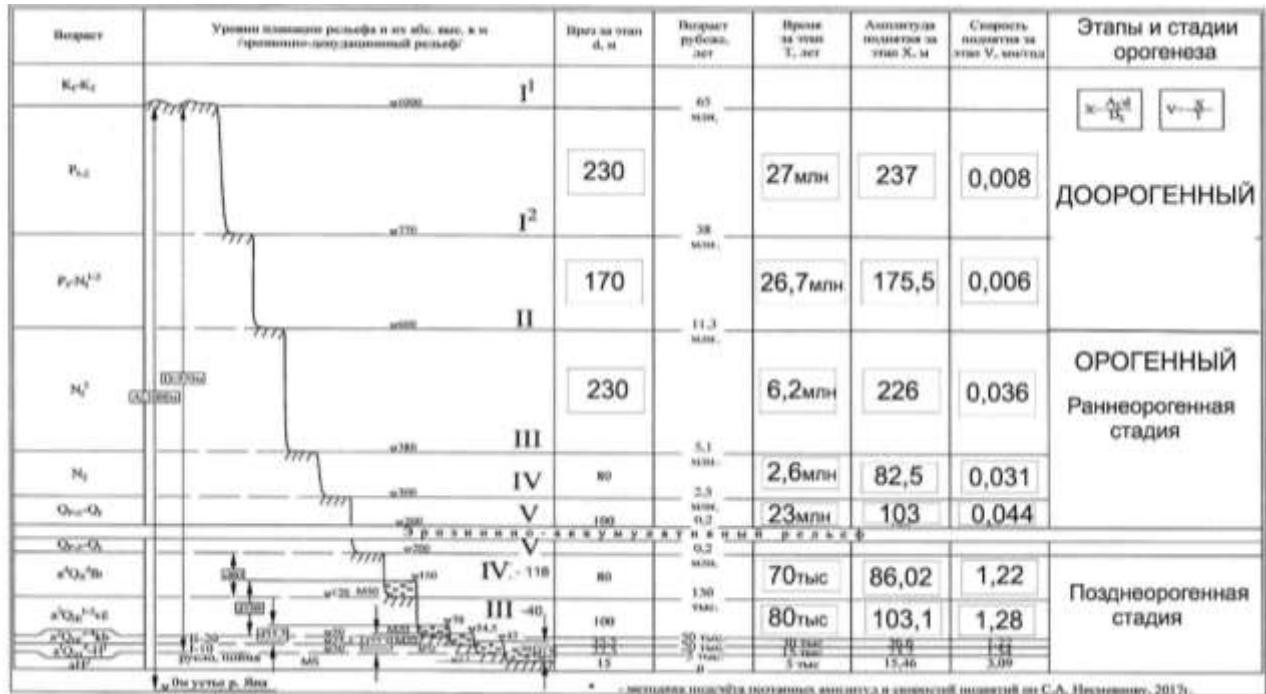
** абсолютные высоты поверхности едомного горизонта.

При анализе неотектонического развития использовалась методика подсчёта поэтапных амплитуд и скоростей неотектонических поднятий (Несмеянов, 1971, 2017₁, 2017₂) и был сделан подсчёт средних поэтапных скоростей неотектонического поднятия (табл. 2).

Доорогенный этап. Этапу соответствует эрозионное расчленение и срез отложений перми, триаса, нижней юры, апикальных частей Куларского батолита гранитоидов и формирование рельефа первого (I) водораздельного уровня планиации территории. Доорогенная поверхность рельефа формировалась в Восточном Верхоянье в течение позднего мела, палеоценена и эоцена (Савченко, 1980; Спектор, Баландин, 1982; Гусев и др., 1985).

Орогенный этап. Раннеорогенная стадия. Орогенная стадия развития рельефа в Восточной Якутии начинается с олигоцена (Галабала, 1970; Тимашев, 1971; Спектор, 1982; Гусев и др., 1985). В олигоцене-раннем миоцене сформировался второй (II) уровень планиации Куларо-Кундюлюнского поднятия. По малым средним скоростям поднятия (<0,05 мм/год) к нему близки третий–пятый (III–V) этапы формирования рельефа. Это позволяет выделить раннеорогенную стадию развития рельефа с олигоценом по ранний неоплейстоцен (табл. 2). В это время окончательно оформился в рельефе фронт Нижне-Янского шарьяжа и Янского

левого взбросо-сдвига, а также его северо-восточного продолжения – Усть-Куйгинского грабена. В олигоцене–раннем-среднем миоцене возникает антецедентное пересечение Куларо-Кюндюлюнского поднятия долиной р. Яна, закладываются её основные долины-притоки.



протяженного тектонического уступа. С ним совпадают сейсмотектонические разрывы, выявленные ИФЗ РАН по полевым данным в 2022 г. Разлому соответствует уступ в рельефе со смещением III и IV уровней планации на 50–90 м к северо-востоку от площадки АСММ, где происходит расщепление Янского разлома на блоки.

С Янским взбросо-надвигом связано северо-западное линейное ограничение Янской и Куйгинской впадин, выполненных едомной свитой верхнего неоплейстоцена. Ограничение обусловлено поднятым блоком Кюндюлюнского поднятия с расположенной на нем площадкой АСММ. Поскольку от Куйгинской впадины и вплоть до Яно-Колымской приморской равнины в долине р. Яна отложения едомного надгоризонта отсутствуют, следует предполагать наличие тектонического барьера между Кюндюлюнским поднятием и Куйгинской впадиной в позднем неоплейстоцене, обеспечившим озёрно-аллювиальную аккумуляцию едомной свиты. Вероятнее всего тектонический барьер возник на рубеже среднего-позднего неоплейстоцена, когда средние скорости поднятия увеличились до 1,28 мм/год. Позже аккумулятивная поверхность едомского горизонта на отдельных участках в бассейне р. Куйга была неотектонически приподнята или смешена по сбросо-сдвигам.

Заключение.

1. Выявлено пять эрозионно-денудационных уровней планации рельефа Куларо-Кюндюлюнского поднятия, определены их возрастные рамки по корреляции с Усть-Янским прогибом.
2. Определены возрастные рамки ранне- (олигоцен-ранний неоплейстоцен) и позднеорогенной (средний неоплейстоцен-голоцен) стадий развития рельефа на основе поэтапных скоростей поднятия.
3. Выявлено наличие грабена, названного Усть-Куйгинским, как продолжение зоны опускания Нижне-Янского регионального левого взбросо-сдвига.
4. Северное ограничение Усть-Куйгинского грабена представляет собой тектоническую ступень в рельефе на юго-восточном склоне Кюндюлюнского поднятия, совпадающую с выделенным ИФЗ РАН активным Янским взбросо-надвигом.
5. Куйгинская впадина, выполненная озерно-аллювиальными отложениями едомного горизонта позднего неоплейстоцена, имеет подпрудное происхождение из-за наличия тектонического барьера. Её первично субгоризонтальная береговая линия неотектонически приподнята в ингрессионных боковых притоках р. Куйга и смешена по разрывам северо-западного простирания после отложений едомы, формирования второй и первой террас в конце позднего неоплейстоцена и в раннем голоцене.
6. В антецедентной части долины р. Яна уровни террасового спектра (средний неоплейстоцен-голоцен) неотектонически приподняты в связи с ростом Куларо-

Кюндулюнского поднятия в среднем неоплейстоцене-голоцене.

7. Площадка АСММ Усть-Куйга по имеющимся данным находится в сейсмотектонически активной градиентной зоне между Куларо-Кюндулюнским поднятием и Усть-Куйгинским грабеном, граничит с Янским взбросо-надвигом с M_{max} 6.5 (ИФЗ РАН). Она находится в пределах регионального Нижне-Янского левого взбросо-сдвига, граничащего с шарьяжем Северо-Полоусной складчато-надвиговой зоны позднекиммерийской складчатости.

Литература

Галабала Р.О. Карта новейшей тектоники северо-восточной части Сибирской платформы и Верхоянской складчатой области // Тектоника Сибири. Том IV. Тектоника складчатых областей Сибири и Дальнего Востока. М.: Наука, 1970. С. 182-192.

Гусев Г.С., Петров А.Ф., Фрадкин Г.С. Гл. 6. Мезозойский мегакомплекс. Гл. 7. Кайнозойский (неотектонический) мегакомплекс // Структура и эволюция земной коры Якутии. М.: Наука, 1985. С. 146-182.

Константиновский А.А. Структура и геодинамика Верхоянского складчато-надвигового пояса // Геотектоника, 2007, № 5, С. 3-22.

Константиновский А.А., Липчанская Л.Н. Строение и формации северной части Яно-Колымской складчатой системы (Якутия) // Геотектоника, 2011, № 6, С. 40-57.

Милановский Е.Е. Геология СССР. Ч. 3. М.: изд-во МГУ, 1991.

Несмиянов С.А. Количественная оценка новейших движений и неоструктурное районирование горной области. М.: Недра, 1971. 144 с.

Несмиянов С.А. Оротектонический метод. М.: ООО «Типография «Миттель Пресс», 2017₁

Несмиянов С.А. Оротектонический метод. Краткое методическое пособие. М.: ООО «Типография «Миттель Пресс», 2017₂

Савченко А.Г. Основные этапы рельефообразования Приморской низменности Восточной Якутии и ее горного обрамления // Кайнозой Восточной Якутии. Якутск, 1980. С. 114-124.

Спектор В.Б., Баландин В.П. Новейшая тектоника Восточной Якутии // Геология Кайнозоя Якутии. Якутск, 1982. С. 59-69.

Тимашев И.Е. Поверхности выравнивания и некоторые особенности неотектонических движений Северного Верхоянья // Изв. Всесоюзн. геогр. о-ва, 1971, т. 103, вып. 1. С. 57-62.

РЕЗУЛЬТАТЫ КИНЕМАТИЧЕСКОЙ РЕКОНСТРУКЦИИ КОМПОЗИТНОГО ПРОФИЛЯ КАНАДСКОГО БАССЕЙНА С УЧЁТОМ НОВОЙ СКОРОСТНОЙ МОДЕЛИ

Н.В. Правикова, А.Д. Жарков, М.В. Коротаев, Е.Р. Чижова, К.Ф. Алешина, А.М. Никишин

Выполнена интерпретация композитного сейсмического профиля Канадского бассейна, пересекающего осевой рифт и рифт 78° (Чижова и др., 2025). На профиле выделены следующие горизонты: морское дно (SB); горизонты IC1, IC2, IC3, IC4, расположенные внутри кайнозойских отложений; граница R-PR (рифт-пострифт) 56 млн. лет; эрозионная граница между мелководными и глубоководными осадками, 70 млн. лет; поверхность акустического фундамента (Base), около 100 млн. лет.

Для преобразования профиля в глубинный масштаб была построена скоростная модель для Канадского бассейна (Жарков и др., 2025). Материалами послужили данные 145 акустических буёв (сонобуёв) по Канадскому бассейну. База данных по акустическим буя姆 (Chian, Lebedeva-Ivanova, 2015) в Канадском бассейне собрана в единый проект и сопоставлена с данными интерпретации сейсмических профилей. Трехмерная скоростная модель Канадского бассейна сформирована как слоистая модель с отдельными зонами, для каждой из которых используется свой скоростной закон. Границы зон хорошо выделяются на сейсмических профилях по смене сейсмической записи и характеризуются относительно постоянными скоростями прохождения сейсмических волн.

Каждая из зон модели использует свой скоростной закон: постоянная скорость для интервала дневная поверхность – SB, карты распределения скоростей для интервалов SB–IC1, IC1–IC2, IC2–Base. Карты скоростей построены по данным скоростей сейсмических волн девяти акустических буёв, осреднённых на интервалы модели. Для интервала SB–IC1 скорости варьируют в пределах 1600–1750 м/с, IC1–IC2 1950–2300 м/с, IC2–Base 2200–4700 м/с.

Для проверки правильности интерпретации и восстановления ключевых моментов геологической истории был построен сбалансированный разрез по проинтерпретированному профилю (рис.) и произведена его кинематическая реконструкция. Для этого был использован метод двухмерного кинематического восстановления, иногда называемый методом сбалансированных разрезов.

Построение сбалансированных разрезов проводилось в программном комплексе Move с использованием модуля 2D Kinematic Modeling. Разрез рифта 78° может быть кинематически восстановлен с помощью последовательного комбинирования трех основных методик: 1) снятия слоев с учетом разуплотнения пород (Backstripping); 2) моделирования движения по разломам (2D Move-on-Fault) и 3) выпрямления слоев на додеформированное состояние –

момент окончания осадконакопления (2D Unfolding). Для простой геологической структуры, формирующейся в обстановке растяжения/сжатия, наиболее применим алгоритм простого сдвига (Simple Shear).

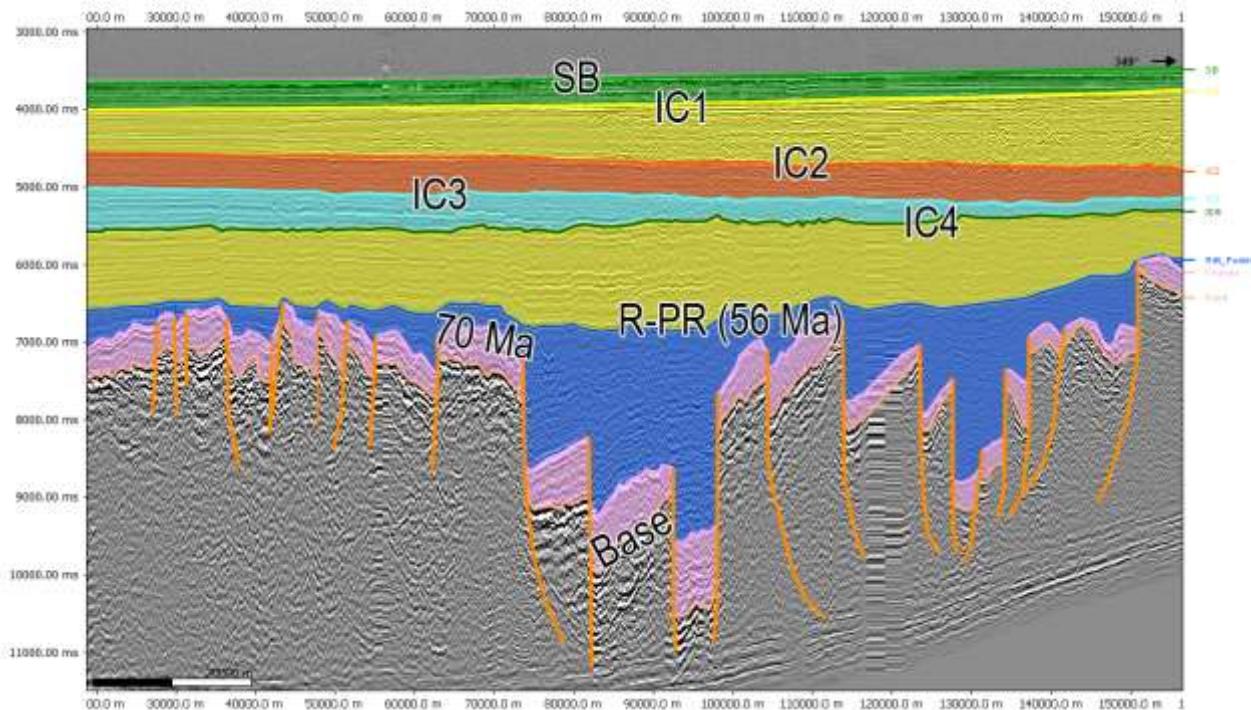


Рис. Проинтерпретированный профиль, подготовленный для балансировки в программе Move.

Выводы. В процессе балансировки откорректирована сейсмическая интерпретация. В результате определена последовательность смещения отдельных блоков по сбросам и последовательность формирования рифтовой долины, рассчитан коэффициент растяжения. Восстановленные этапы формирования рифта 78° коррелируют с основными событиями в Канадском бассейне.

Финансирование. Исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда № 22-27-00160, <https://rscf.ru/project/22-27-00160/> «Геологическое строение и история формирования района поднятия Менделеева в Арктическом океане».

Литература

Чижова Е.Р., Алёшина К.Ф., Никишин А.М., Родина Е.А. Сейсмическая интерпретация опорного геолого-геофизического разреза через Канадский бассейн Арктического океана // Тектоника и геодинамика земной коры и мантии: фундаментальные проблемы-2025. Материалы LVI Тектонического совещания. ГЕОС Москва: 2025. С. 626-630.

Жарков А.Д., Правикова Н.В., Коротаев М.В., Чижова Е.Р., Алёшина К.Ф., Никишин А.М. Модель строения чехла Канадского бассейна по данным акустических буёв // Тектоника и

геодинамика земной коры и мантии: фундаментальные проблемы-2025. Материалы LVI Тектонического совещания. ГЕОС Москва: 2025. С. 191-194.

Chian D., Lebedeva-Ivanova N. Atlas of Sonobuoy Velocity Analyses in Canada Basin; Geological Survey of Canada, Open File 7661, 2015. 1 zip file. doi:10.4095/295857

МОРФОЛОГИЯ И КИНЕМАТИКА ВАЖНЕЙШИХ РАЗРЫВОВ ЗОНЫ СОЧЛЕНЕНИЯ
БЕЛЬСКО-ЕЛЕЦКОЙ СФЗ И ЮРЮЗАНО-СЫЛВЕНСКОЙ ВПАДИНЫ (СРЕДНИЙ УРАЛ)
ПО ДАННЫМ СТРУКТУРНОГО АНАЛИЗА

А.В. Тевелев, Е.А. Володина

В пределах Среднего Урала традиционно выделяют несколько крупных зон, самой западной из которых является Предуральский краевой прогиб, представленный на изученной территории Юрзано-Сылвенской впадиной. На востоке он граничит с Бельско-Елецкой структурно-фациальной зоной Западно-Уральской зоны складчатости, которая представляет собой деформированный палеозойский чехол Восточно-Европейской платформы, тектонически перекрытый Бардымским аллохтоном.

Объектами настоящей работы являются важнейшие разрывы зоны сочленения этих крупных структурных элементов Среднего Урала: Западно-Михайловский и Михайловский надвиги. Зоны этих разрывов изучены в карьерах и коренных обнажениях при проведении специализированных структурных исследований, в процессе которых измерялись элементы залегания различных мезоструктурных элементов: зеркал скольжения, мелких разрывов, складок высоких порядков, кливажа и т.д. Для каждого из надвигов были изучены принадвиговые зоны в автохтонах и аллохтонах (рис. 1).

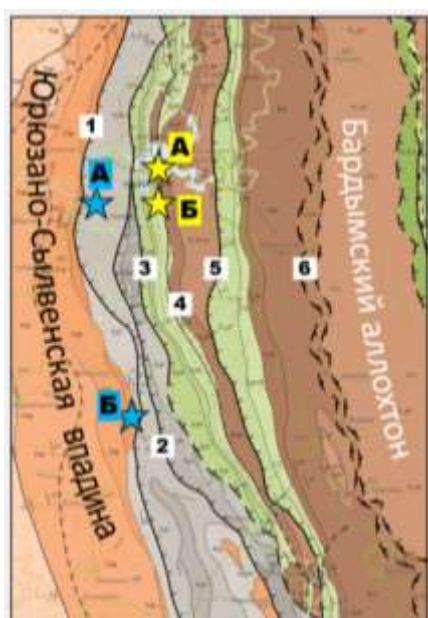


Рис. 1. Расположение разрывов и изученных зон тектонизации (фрагмент Госгеолкарты-200 территории листа О-40-XXXVI по Мосейчук, Тевелев и др. 2024г.).

1 – Западно-Михайловский надвиг:

А – аллохтон, Б – автохтон;

2 – Юлдашевский надвиг;

3 – Араслановский надвиг;

4 – Михайловский надвиг:

А – автохтон, Б – зона надвига;

5 – Восточно-Михайловский надвиг;

6 – Сергинский надвиг.

Западно-Михайловский надвиг. Аллохтон. По Западно-Михайловскому надвигу среднекаменноугольные известняки надвинуты на флиш нижней перми. В пределах аллохтона присутствует несколько тектонических пластин, одна из которых сложена известняками сергинской свиты нижнего карбона и изучена в обнажении на окраине г. Михайловск. В целом

структурой представляет собой моноклиналь, осложненную серией почти послойных надвигов и ныряющей складкой северо-восточной вергентности. Зеркала скольжения, как правило, имеют пологую штриховку, что интерпретируется как преобладание горизонтальной составляющей касательных напряжений (рис. 2).

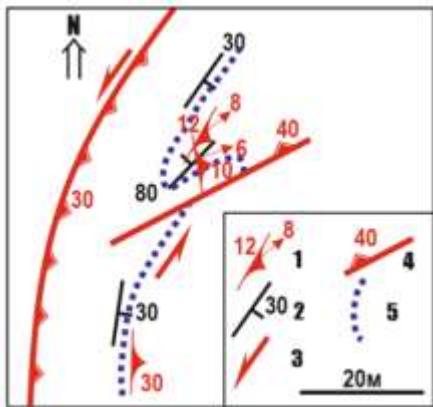


Рис. 2. Структурная схема участка.

- 1 – Элементы залегания зеркал скольжения: направление и углы падения сместителя и штриховки (стрелка);
- 2 – элементы залегания слоистости;
- 3 – направление сдвигания;
- 4 – разрывы и углы падения сместителей;
- 5 – структурные линии (слоистость).

Обработка материалов в программе Stereonet-8 позволила определить расположение палеополей напряжения в пределах объекта (рис. 3).

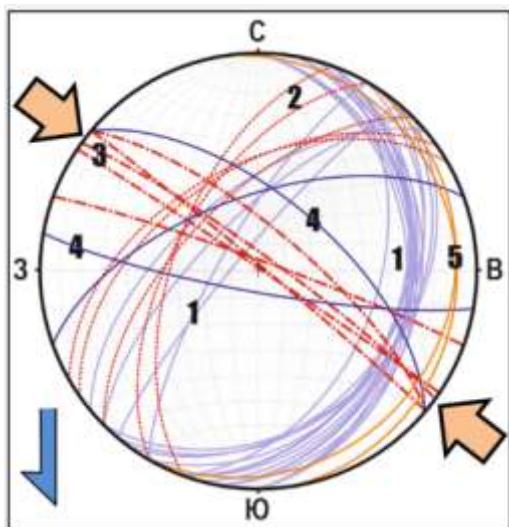


Рис. 3. Стереограмма мезоструктур (нижняя полусфера).

Слоистость (1, 2) – крутая северо-западная и пологая восточная – определяют северо-западную вергентность складки.

Надвиги (5) – более пологие, чем слоистость, конформны общему детачменту в основании пластины.

Трещины отрыва (3) – примерно соответствуют направлению сжатия, т.е. ортогональны растяжению.

Кальцитовые жилы (4) – расположены хаотично.

Розовые стрелки – направление сжатия, **синяя стрелка** – сдвиговая компонента.

Таким образом, Западно-Михайловский надвиг, скорее всего, имеет здесь левостороннюю сдвигово-надвиговую кинематику. С этим связана существенная деформированность всей пластины.

Западно-Михайловский надвиг. Автохтон. Автохтон надвига представлен флишем чигишанской свиты нижней перми, который вскрыт южнее дер. Шокурово. Флиш интенсивно дислоцирован в серию опрокинутых и наклонных острых складок западной вергентности на фоне общей моноклинали (рис. 4).



Рис. 4. Примеры опрокинутых складок у дер. Шокурово.

Обработка материалов в программе Stereonet-8 позволила определить расположение палеополей напряжения в пределах объекта (рис. 5).

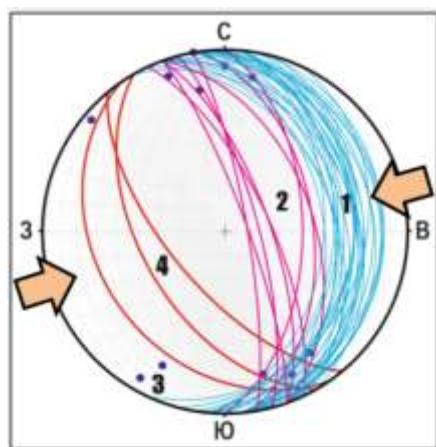


Рис. 5. Стереограмма мезоструктур (нижняя полусфера).

Слоистость – пологая восточная нормальная (1) и крутая восточная перевернутая (2) – определяют общую западную вергентность складок.

Шарниры мелких складок (3) – субмеридиональные, преимущественно близкие к горизонтальным.

Кварцевые жилы (4) – отрывы, падающие на запад.

Розовые стрелки – направление сжатия.

Такая ситуация – западная вергентность складок, отрывы, падающие на запад-юго-запад, горизонтальные шарниры складок, интерпретируется как обстановка простого сдвига с почти горизонтальными касательными напряжениями широтного простириания. Это соответствует сжатию примерно по азимуту 80° и формированию пологого Западно-Михайловского надвига, у которого здесь практически отсутствует сдвиговая компонента. Таким образом, Западно-Михайловский надвиг имеет пологий сместьитель (рис. 6). В зоне надвига автохтон деформирован более интенсивно, чем аллохтон. Надвиг имеет небольшую левосдвиговую компоненту. Вдали от надвига породы деформированы слабо.

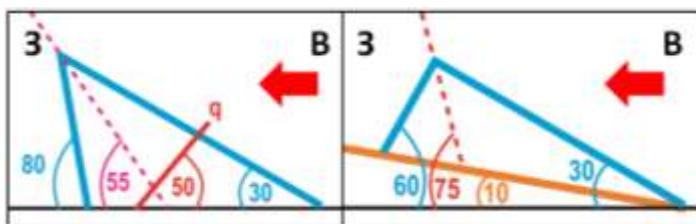


Рис. 6. Обобщенные структурные разрезы.

Слева – автохтон, справа – аллохтон.

Синие линии – положение крыльев складок, оранжевая линия – положение разрыва, красные штриховые линии – осевые поверхности складок, красные стрелки – направление надвигания.

Михайловский надвиг. Автохтон. Автохтон Михайловского надвига вскрыт карьером на окраине г. Михайловск. В карьере вскрыты известняки демидской свиты верхнего силура, на которые надвинуты известняки михайловской свиты нижнего девона. В автохтоне породы слабо дислоцированы. Иногда они образуют мелкие антиформы с субмеридиональными осевыми поверхностями. Сместители мелких разрывов имеют восточное падение, субширотный кливаж круто падает на юг. Основными мезоструктурами в автохтоне Михайловского надвига являются зеркала скольжения, главным образом, правосторонней сбросо-сдвиговой кинематики (рис. 7).



Рис. 7. Примеры зеркал скольжения в автохтоне Михайловского надвига.

Обработка материалов в программе Stereonet-8 позволила выделить 2 этапа формирования разрыва с кардинальным изменением палеополей напряжения. Об этом свидетельствует практически одинаковая ориентировка сбросов и взбросов (рис. 8). При этом сохраняется общая западная вергентность структур. На первом этапе сопряженные сдвигово-взбросы имели северо-восточное простиранье, а отрыв (кальцитовая жила) – северо-западное (сжатие северо-западное). На втором этапе сопряженные сдвигово-сбросы имели субширотное простиранание (сжатие субширотное).

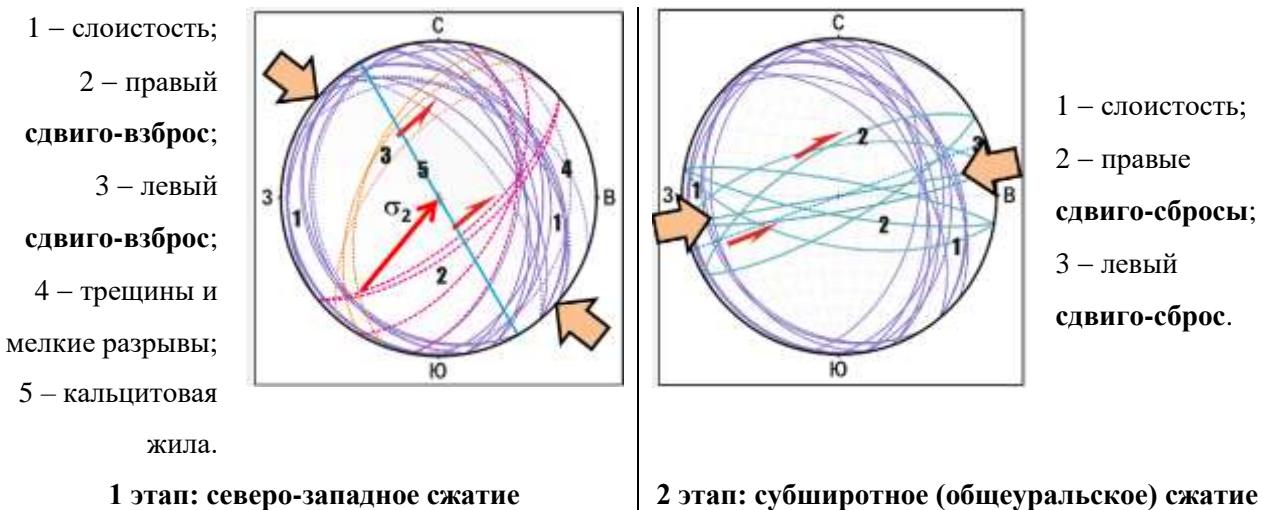


Рис. 8. Стереограммы мезоструктур (нижняя полусфера). Красная стрелка показывает направление

среднего главного напряжения, *розовые стрелки* – направление сжатия, *малиновые стрелки* – тангенциальные напряжения.

Михайловский надвиг. Зона разрыва. Михайловский надвиг проходит по центральной части обнажения восточнее г. Михайловск, в западной его части выходит демидская свита верхнего силура, а в восточной – михайловская свита нижнего девона. Основными мезоструктурами объекта являются зеркала скольжения разных типов (рис. 9).



Рис. 9. Примеры зеркал скольжения в зоне Михайловского надвига. Слева – взброс, в середине – сдвигово-взброс, справа – пологий сброс.

В целом структура объекта представляет собой крупную складку. Две группы фигуративных дуг слоистости (**1** и **2**) отвечают периклинали открытой складки с шарниром, полого погружающимся на восток (рис. 10). Со второй группой связаны послойный взброс (**3**) с тектоническими брекчиями (**4**) и кальцитовая жила (**5**).

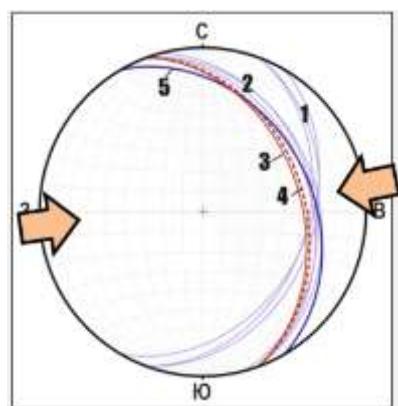
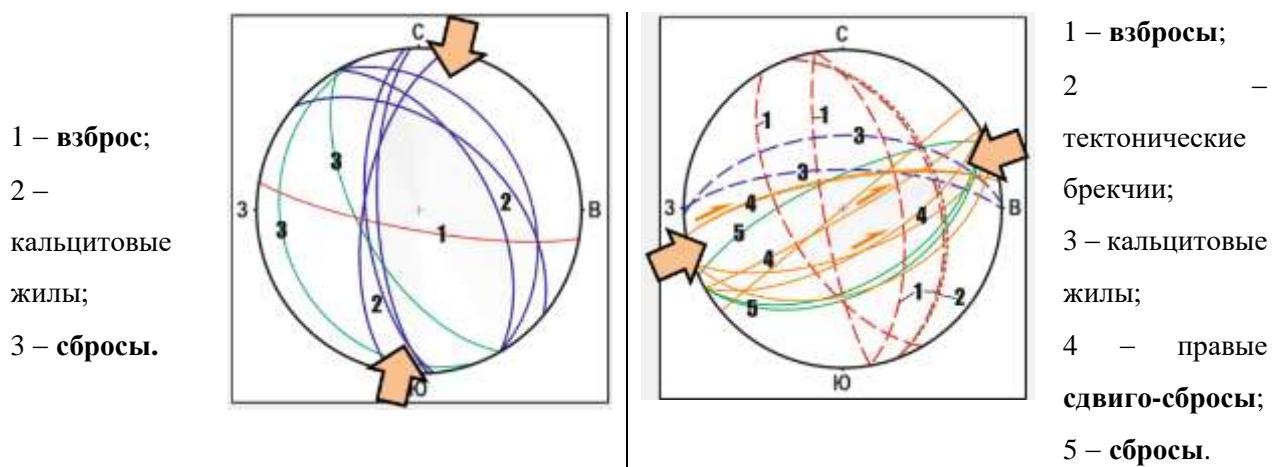


Рис. 10. Стереограмма мезоструктур (нижняя полусфера).

- 1, 2 – слоистость;
- 3 – взброс;
- 4 – тектонические брекчии;
- 5 – кальцитовая жила.

Розовые стрелки – направление сжатия.

В зоне Михайловского надвига мы также выделили 2 этапа формирования разрыва с кардинальным изменением палеополей напряжения. Об этом свидетельствует практически одинаковая ориентировка сбросов и взбросов (рис. 11). На первом этапе взброс был ориентирован субширотно, а расходящиеся сбросы – субмеридионально (сжатие субмеридиональное). На втором этапе взбросы ориентированы субмеридионально, а сбросы и сдвигово-сбросы – субширотно (сжатие субширотное).



1 этап: субмеридиональное сжатие

2 этап: субширотное (общеуральское) сжатие

Рис. 11. Стереограммы мезоструктур (нижняя полусфера). Розовые стрелки показывают направление сжатия, малиновые стрелки – тангенциальные напряжения.

Выводы.

1. Западно-Михайловский и Михайловский надвиги имеют близкую кинематику, но разную историю формирования.
2. Западно-Михайловский надвиг формировался в ранней перми в течение *одного этапа*. Угол падения сместителя около 10° . Условия формирования – фронтальное субширотное сжатие (общеуральское) с небольшой левосдвиговой компонентой.
3. Михайловский надвиг формировался, по крайней мере, в *два этапа*. Разница в выявленной ориентировке сжатия на *раннем этапе* связана, видимо, с последующими раннекаменноугольными левосдвиговыми деформациями. *Поздний этап* отвечает субширотному общеуральскому сжатию. Угол падения сместителя около 30° .

ПОХОЖДЕНИЯ ОСТРАКОД-ГЛИПТОЦИТЕР В ЮРСКИХ МОРЯХ ЗАПАДНОЙ И ВОСТОЧНОЙ ЕВРОПЫ

Е.М. Тесакова

Остракоды глиптоцитеры Восточно-Европейской платформы (ВЕП) являются потомками западноевропейских представителей рода, которые мигрировали в Среднерусское море в терминальную фазу байоса. В акваториях Западной Европы род *Glyptocythere* Brand et Malz появился в начале байоса и развивался до конца бата. Максимальный расцвет и разнообразие он достиг в Северной Германии (более 20 видов), где по нему разработана сравнительно детальная биостратиграфия (Brand, Malz, 1966; Lutze, 1966; Brand, Mönnig, 2009) (Табл. 1). Вдвое меньшее разнообразие зафиксировано в Южной Германии, где наряду с северогерманскими отмечаются и английские таксоны (Dietze et al., 2017, 2018; Franz, 2024; Franz et al., 2009, 2014, 2024). В северной Швейцарии известны лишь единичные виды глиптоцитер (Tesakova, 2017). В Лондонском бассейне их разнообразие также ниже, чем в Северной Германии. Они представлены, в основном, английскими видами с незначительной примесью немецких представителей (Bate, 1963, 1965, 1967, 1969, 2009; Bate, Mayes, 1977; Sheppard, 1981). В английской стратиграфии в нижнем байосе по глиптоцитерам выделены две зоны (Bate, 1965, 2009). Ещё меньше этот род распространен в Парижском бассейне и представлен, в основном, английскими видами (Dépêche, 1984, 1985). При расселении на восток также формировались новые таксоны. В Польше появилось четыре эндемичных вида наряду с двумя немецкими (Bielecka, Styk, 1969; Bielecka et al., 1988; Błaszyk, 1967, 1972; Tesakova et al., 2008). В Днепровско-Донецкой впадине (ДДВ) определено девять видов, и почти все они украинские эндемики (Пермякова, 1970, 1975; Пяткова, Пермякова, 1978).

Среди них М.Н. Пермякова описала новые виды *G. crassicostata* Perm., *G. losoviensis* Perm. и *G. multa* Perm., два оставила в открытой номенклатуре *G. aff. tenuisulcata* Brand et Malz in Brand and Fahrion и *G. aff. tuscila* Br. et Malz. Три таксона она определила, как северогерманские *G. concentrica* Br. et Malz, *G. regulariformis* Br. et Malz in Br. and Fahr. и *G. tuberodentina* Br. et Malz in Br. and Fahr. и один российский *G. aspera* (Khabarova), известный также в Центральной России, Поволжье и Западном Казахстане (в Заволжье). Все глиптоцитеры ДДВ, кроме *G. aspera*, встречены в одном комплексе, как думала М.Н. Пермякова – в зоне *Garantiana* (Пермякова, 1970, 1975; Пяткова, Пермякова, 1978). Однако, виды *G. concentrica* и *G. tuberodentina* не могли появиться в ДДВ раньше поздней части зоны *Parkinsoni* (Brand, Malz, 1966). Поэтому аллопатрические *G. crassicotata*, *G. losoviensis* и *G. multa*, как и новые, но пока ещё не описанные *G. aff. tenuisulcata* и *G. aff. tuscila*, возникли в то же время, как мигрировали *G. concentrica* и *G. tuberodentina*, и тоже могут определять возраст

Табл. 1. Полный список видов *Glyptocythere* в Западной и Восточной Европе.

Виды рода <i>Glyptocythere</i> Brand et Malz, 1962											
<i>G. guembeliana</i> (Jones, 1884)	+	Англия (Bate, 1963, 1965, 1967, 1969, 2009; Bate, Mayes, 1977; Sheppard, 1981)	+								
<i>G. oscillum</i> (Jones et Sherb., 1888)	+		+	+	+						
<i>G. penni</i> Bate et Mayes 1977	+		+	+							
<i>G. minima</i> Schepard, 1981	+			+							
<i>G. persica</i> (Jones et Sherb., 1888)	+										
<i>G. juglandica</i> (Jones, 1884)	+										
<i>G. costata</i> Bate, 1965	+										
<i>G. scitula</i> Bate, 1965	+				+						
<i>G. polita</i> Bate, 1965	+				+						
<i>G. reticulata</i> (Bate, 1963)	+				+						
<i>G. dorsicostata</i> Br. et Malz in Br. and Fahrion, 1962			+					+			
<i>G. tuberosa</i> Br. et Malz in Br. and Fahrion, 1962	+				+			+			
<i>G. similis</i> Br. et Malz, 1966					+			+			
<i>G. comes</i> Br. et Malz, 1966					+			+			
<i>G. obtusa</i> Lutze, 1966					+			+			
<i>G. auricula</i> Br. et Malz in Br. and Fahrion, 1962					+			+			
<i>G. sowerbyi</i> Br. et Malz, 1966					+			+			
<i>G. interrete</i> Br. et Malz, 1966							+	+			
<i>G. tenuisulcata</i> Br. et Malz in Br. et Fahrion, 1962			+				+	+			
<i>G. tuberodentina</i> Br. et Malz in Br. et Fahrion, 1962								+			+
<i>G. rugosa</i> Br. et Malz, 1966								+			
<i>G. regulariformis</i> Br. et Malz in Br. et Fahrion, 1962								+		+	
<i>G. precursor</i> Br. et Malz, 1966								+			
<i>G. tuscula</i> Br. et Malz, 1966								+			
<i>G. concentrica</i> Br. et Malz, 1966								+			+
<i>G. hieroglyphica</i> Br. et Malz, 1966								+			
<i>G. rudimenta</i> Br. et Malz in Br. et Fahrion, 1962								+			
<i>G. perpolita</i> Br. et Malz, 1966								+			

G. auricula Br. et Malz in Br. and Fahrion, 1962					+			
G. plicata Br. et Malz, 1966					+			
G. umbonata Br. et Malz, 1966					+			
G. trinodis Br. et Malz, 1966					+			
G. maeandrica Br. et Malz, 1966					+			
G. posterocostata Błaszyk, 1972						+		
G. medisulcata Błaszyk, 1972						+		
G. tuberosa angularis Błaszyk, 1967						+		
G. perpolita magna Błaszyk, 1967						+		
G. aspera (Khabarova, 1955)							+	+
G. crassicostata Permjakova, 1970							+	
G. losoviensis Permjakova, 1970							+	
G. multa Permjakova, 1970							+	
G. sp. nov. (G. regulariformis sensu Permjakova, 1978)							+	
G. aff. tenuisulcata Br. et Malz in Br. and Fahrion, 1962							+	
G. aff. tuscila Br. et Malz, 1962							+	
G. praerimosa (Khabarova, 1955)								+
G. strigatus (Khabarova, 1955)								+
G. tuberosa (Khabarova, 1955)								+
G. bathonica Tesakova, 2022								+
G. khabarovae Tesakova, sp. nov.								+
G. gulyaevi Tesakova, sp. nov,								+
G posterostrigata Tesak., sp. nov.								+

вмещающих пород как позднюю часть зоны Parkinsoni или остракодовую зону G. tuberodentina. Украинский G. regulariformis сильно отличается от немецких типовых экземпляров из зоны Garantiana и, по-видимому, нуждается в пересмотре видового определения. В пользу этого решения говорит и то, что он ассоциируется со всеми другими украинскими глиптоцитерами, которые отвечают верхней части зоны Parkinsoni, а не зоне Garantiana. Вид G. aspera известен на Украине и в России из вышележащей зоны Michalskii. Появился он в это время в ДДВ и вскоре широко распространился восточнее, в Россию и Западный Казахстан. Его потомок G. bathonica Tesakova известен из нижнего бата Среднерусского моря, а из-за обмеления в ДДВ туда не проник (Тесакова, 2022).

Ранее на ВЕП была реконструирована и обоснована филолиния G. tuberodentina (верхний байос, аммонитовая зона Parkinsoni) → G. aspera (терминальный байос – нижний бат,

аммонитовые зоны *Michalskii* и нижняя часть *Besnosovi*) → *G. bathonica* (нижний бат, верхняя часть зоны *Besnosovi*), на базе которой установлены новые филозоны, и монографически описаны *G. aspera* и *G. bathonica* (Тесакова, 2022). Кроме того, была рассмотрена эволюция всех глиптоцитер Западной Европы с сетчатым типом скульптуры, в результате которой появились новые роды с батониелловым половым диморфизмом *Bathoniella* Tesakova и *Parabathoniella* Tesakova (Тесакова, 2024).

Однако в отложениях верхнего байоса – нижнего бата ВЕП присутствуют и другие глиптоцитеры, определенные Т.Н. Хабаровой (1955) как *G. praerimosa* (Khabarova), *G. strigatus* (Khabarova) и *G. tuberosa* (Khabarova) (Хабарова, 1955; Преображенская, 1964, 1966; Колпенская, 2002; Салтыков и др., 2008; Тесакова, 2022). Переизучение этих видов показало, что все среднерусские глиптоцитеры были потомками мигрантов из Северогерманского бассейна, которые вселились в акваторию ДДВ в fazu *Parkinsoni* и сформировали там аллопатрические таксоны. Последние эволюционировали с образованием хронологических видов, расселившихся на ВЕП повсеместно в фазах *Michalskii* и *Besnosovi*. Сравнительно-морфологический анализ экземпляров из этих аммонитовых зон и остракодовых зон *G. aspera* и *G. bathonica* позволил автору разделить таксон *G. praerimosa* s.l. на два самостоятельных хроновида – номинативный и *G. khabarovae* sp. nov.; *G. strigatus* s.l. на номинативный и два сестринских *G. gulyaevi* sp. nov. и *G. posterostrigata* sp. nov.; вид *G. tuberosa*, по-видимому, не претерпел существенных эволюционных изменений в обозначенный временной интервал и только с середины раннего бата эволюционировал в батониелл (*B. prima* Tesakova).

Таким образом, ревизованные глиптоцитеры Хабаровой являются промежуточными звеньями четырех самостоятельных филолиний, которые возникли в акватории ДДВ в fazе *Parkinsoni* или в fazе *G. tuberodentina* и впоследствии параллельно развивались на ВЕП до середины раннего бата (или до конца раннего келловея, если принимать во внимание батониелл) (Тесакова, 2022, 2024, 2025, наст. работа). Реконструкция филолиний русских глиптоцитер позволила установить на их основе региональные филозоны для верхнего байоса – нижнего бата ВЕП (Рис. 1).

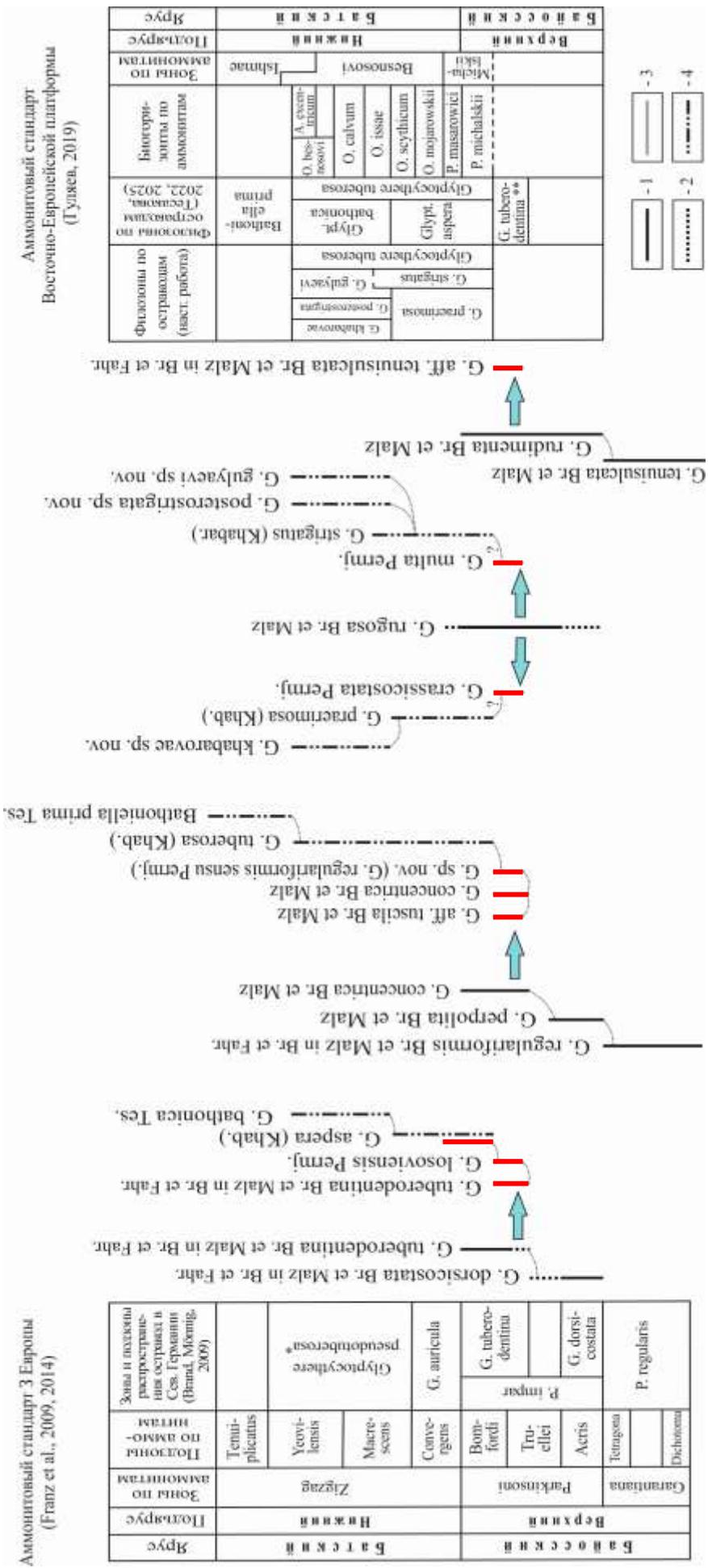


Рис. 1. Филогенетические линии остракод рода *Glyptocythere* в Западной и Восточной Европе. Обозначения включают распространение таксона в: 1 – Северной Германии (по Brand, Malz, 1966); 1 – частые и обильные находки, 2 – спорадические и единичные находки; 3 – в ДДВ (по Пермякова, 1970, 1975; Пяткова, Пермякова, 1978); 4 – в России (по Хабарова, 1961).

Литература

Колпенская Н.Н. Комплексы остракод средней – верхней юры Белгородской области (юго-западный склон Воронежской антеклизы) // Тр. НИИГеологии СГУ. Нов. сер. 2002. Т. 11. С. 116–122.

Пермякова М.Н. Остракоды рода *Glyptocythere* из среднеюрских отложений Днепрово-Донецкой впадины // Палеонтол. сб. Львов. ун-та. 1970. Вып. 1. № 7. С. 61–67.

Пермякова М.Н. Юрские остракоды платформенной Украины // Обоснование стратиграфических подразделений мезо-кайнозоя Украины по микрофауне. Киев: Наук. думка, 1975. С. 30–47.

Преображенская В.Н. Значение остракод для стратиграфии юрских отложений территории КМА // Геология и полезные ископаемые Центрально-Черноземных областей. Тр. межобл. геол. совещ. Воронеж: Изд-во Воронеж. ун-та, 1964. С. 179–183.

Преображенская В.Н. Стратиграфия отложений юры и низов нижнего мела территории ЦЧО. Воронеж: Изд-во Воронеж. ун-та, 1966. 281 с.

Пяткова Д.М., Пермякова М.Н. Фораминиферы и остракоды юры Украины. Киев: Наук. думка, 1978. 288 с.

Салтыков В.Ф., Старцева Г.Н., Троицкая Е.А. Стратиграфия байос–батских морских отложений Нижнего Поволжья // Изв. Саратов. ун-та. 2008. Т. 8. Сер. Науки о Земле. Вып. 2. С. 56–71.

Тесакова Е.М. Позднебайосские и раннебатские остракоды Русской плиты. Часть IV. Филолиния *Glyptocythere aspera* (Khabarova) → *G. bathonica* sp. nov. // Палеонтологический журнал. 2022, № 6, с. 58–73.

Тесакова Е.М. Новые роды остракод *Bathoniella* (бат и нижний келловей Восточно-Европейской платформы и Северной Германии) и *Parabathoniella* (нижний и средний бат Шотландии). Часть 1: систематика // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2024. Т. 32, № 4. С. 73–96.

Тесакова Е.М. Новые роды остракод *Bathoniella* (бат и нижний келловей Восточно-Европейской платформы и Северной Германии) и *Parabathoniella* (нижний и средний бат Шотландии). Часть 2: эволюция и биостратиграфия // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2025. Т. 33, № 1. С. 79–96.

Хабарова Т.Н. О микрофaуне юрских отложений Саратовской области // Тр. ВНИГРИ. 1961. Вып. 29. Т. 3. С. 177–184.

Bate R.H. Middle Jurassic Ostracoda from South Yorkshire // Bull. Brit. Mus. (Natur. Hist.) Geol. 1963. V. 9. № 2. P. 19–46.

Bate R.H. Middle Jurassic Ostracoda from the Grey Limestone Series, Yorkshire // Bull. Brit. Mus. (Natur. Hist.) Geol. 1965. V. 11. № 3. P. 73–133.

Bate R.H. The Bathonian Upper Estuarine Series of Eastern England. Part I: Ostracoda // Bull. Brit. Mus. (Natur. Hist.) Geol. 1967. V. 14. № 2. P. 21–66.

Bate R.H. Some Bathonian ostracoda of England with a revision of the Jones, 1884 and Jones et Sherborn, 1888 collections // Bull. Brit. Mus. (Natur. Hist.) Geol. 1969. V. 17. № 8. P. 379–437.

Bate R.H. Middle Jurassic (Aalenian – Bathonian) // Ostracods in British Stratigraphy / Eds. J.E. Whittaker, M.B. Hart. L.: The Micropaleontol. Soc., Spec. Publ. Geol. Soc, 2009. P. 199–223.

Bate R.H., Mayes C.A. On Glyptocythere pinni sp. nov. Stereo-Atlas of Ostracod Shells. 1977. V. 4. P. 33–40.

Bielecka W., Styk O. Assemblage of foraminifers and ostracods in the deposits of clay-siltstone-arenaceous facies of Kujavian and Bathonian age within the Polish Lowlands // Kwart. Geol. 1969. No. 3. P. 619–628.

Bielecka W., Styk O., Błaszyk J., Kopik J. Middle Jurassic. Ostracoda Latreille, 1806 // Geology of Poland. Atlas of guide and characteristic fossils. Part 2b. Mesozoic Jurassic / Ed. L. Malinowska. Warsaw, 1988. P. 165–179.

Błaszyk J. Middle Jurassic ostracods of the Czestochowa region (Poland) // Acta Palaeontol. Pol. 1967. V. 12. № 1. P. 1–75.

Błaszyk J. Middle and upper Vesulian ostracods of the genus Glyptocythere Brand & Malz of the Czestochowa region (Poland) // Acta Palaeontologica Polonica. 1972. V. 17. P. 243–251.

Brand E., Malz H. Die Arten der Gattung Glyptocythere Brand & Malz 1962 im NW-deutschen Dogger // Senckenb. leth. 1966. V. 47. № 5/6. S. 481–535.

Brand E., Mönnig E. Litho- und Biostratigraphie des Mittel-Jura (Dogger) in Bohrungen Norddeutschlands // Schr. Dtsch. Ges. Geowiss. 2009. Bd 54. S. 5–73.

Dépêche F. Les ostracodes d'une plate-forme continentale au Jurassique: recherches sur le bathonien du Bassin Parisien // Mém. Sci. Terre. Univ. Pierre-et-Marie-Curie, Paris. N 84 38. P., 1984. 419 p. [unpubl. thesis].

Dépêche F. Lias supérieur, Dogger, Malm // Atlas des ostracodes de France. Bull. Centr. Rech. Explor.-Prod. Elf-Aquitaine. 1985. Mém. 9. P. 119–145.

Dietze V., Franz M., Kutz M., Waltschew A. Stratigraphy of the Middle Jurassic Sengenthal Formation of Polsingen-Ursheim (Nördlinger Ries, Bavaria, Southern Germany) // Palaeodiversity. 2017. V. 10. P. 49–95.

Dietze V., Wannenmacher N., Franz M., Weis R. Neue Erkenntnisse über die Wedelsandstein-Formation der Zollernalb (Schwäbische Alb, SW-Deutschland) // Zitteliana. 2018. V. 93. P. 47–80.

Franz M. Zur Ostracodenfauna der Giganteuston-Subformation (Mittlerer Jura, Baden-Württemberg) // LGRB-Informationen. 2024. Vol. 33. S. 21–44.

Franz M., Beher E., Dietl G. The Bathonian and Early Callovian Ostracoda of Baden-Wuerttemberg, southern Germany // N. Jb. Geol. Paläontol. Abh. 2014. V. 274. № 2-3. P. 149–185.

Franz M., Dietze V., Garbe A., Tetzl C., and Wannenmacher N. Bathonian/Callovian ostracod biostratigraphy in the Zollernalb (SW Germany) // PalZ. 2024. <https://doi.org/10.1007/s12542-024-00691-z>

Franz M., Tesakova E.M., Beher E. Documentation and revision of the index ostracods from the Lower and Middle Jurassic in SW Germany according to Buck (1954) // Palaeodiversity. 2009. V. 2. P. 119–167.

Luppold F.W. Ostracod assemblages from the Middle Jurassic of NW Germany with special reference to the Sowerbyi ammonite Zone (Early Bajocian, Jurassic) // N. Jb. Geol. Paläontol. Abh. 2012. V. 266. № 3. P. 217–238.

Lutze G.F. Glyptocythere obtusa n. sp. (Ostrac., Dogger) // Senckenb. leth. 1966. V. 47. № 5/6. P. 536.

Sheppard L.M. Middle Jurassic Ostracoda from Southern England and Northern France. Thesis Ph.D. Univ. of London. 1981. 214 p.

Tesakova E.M. Biostratigraphie du Jurassique moyen des sondages Benken et Schlattingen-1 (Nord de la Suisse) établie sur la base de la répartition des ostracodes // NAGRA Arbeitsbericht NAB. 2017. V. 17-41. 77 p.

Tesakova E.M., Franz M., Baykina E., Beher E. A new view on Bathonian ostracods of Poland // Senckenb. leth. 2008. V. 88. № 1. P. 55–65.

ОСОБЕННОСТИ РАЗВИТИЯ ГРАВИТАЦИОННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ НА КЕРЧЕНСКО-ТАМАНСКОМ КОНТИНЕНТАЛЬНОМ СКЛОНЕ ЧЁРНОГО МОРЯ

О.А. Хлебникова

Чёрное море более двух столетий является объектом пристального внимания российских и иностранных ученых. Первые сейсмические исследования здесь были проведены Академией Наук СССР в 1958-62 гг. с целью изучения глубинного строения бассейна. Последовательное и систематическое изучение верхней части геологического разреза Черноморской впадины началось с середины 70-х годов прошлого века. В последние десятилетия Чёрное море детально изучалось в рамках поисков залежей углеводородов, а также для строительства и эксплуатации протяженной газотранспортной инфраструктуры. За многие годы исследований и изысканий был накоплен значительный объем геолого-геофизических данных, однако вещественный состав и строение верхней части разреза осадочного чехла глубоководных районов Черноморской впадины ещё слабо изучены.

Для анализа процессов седиментации материкового подножия Керченско-Таманской зоны Чёрного моря анализировались региональные сейсмические профили МОГТ, полученные в рамках программы «Изучение геологического строения докайнозойских отложений и глубинной структуры бассейна Чёрного моря» в 2011 г. ОАО «Союзморгео» и согласованной с ведущим оператором этой программы – ООО «Региональные геофизические исследования» (РГИ). Данные профили проинтерпретированы и опубликованы в работах (Nikishin et al., 2015 p.1, 2015 p.2, 2017; Хортов, Шлезингер, 2015; Хортов, Леончик, 2018; Monteleone et al., 2019, 2020). Был использован сейсмический куб данных 3D МОГТ площадью 580 км² (после специализированной переобработки для интерпретации верхней части разреза) (Токарев, 2014). Также использовалась цифровая модель рельефа морского дна EMODnet (<https://emodnet.ec.europa.eu>).

Методика исследований в данной работе основана на анализе главным образом сейсмических данных. На основе волновой картины разреза возможно выявить генетически единые осадочные толщи, определить мощность отложений и условия их образования, оценить глубины палеобассейна и рельеф поверхностей несогласий. Базовые основы этого направления были разработаны разными исследователями в 70-е гг. прошлого века и опубликованы в издании «Seismic Stratigraphy – application to hydrocarbon exploration» под редакцией Чарльза Е. Пейтона в 1977 году. В 1982 г. вышла переводная версия на русском языке под редакцией Н.Я. Кунина и Г.Н. Гогоненкова (Вейл и др., 1982).

Площадь исследований располагается в нижней части материкового склона южнее Керченского и Таманского п-ов на подводном конусе выноса рек палео-Дон и палео-Кубань (Геология шельфа УССР..., 1985; Евсюков, 2007) на глубинах 1130–2090 метров.

Наиболее актуальные данные по сейсмостратиграфии приведены в диссертационном исследовании Г.В. Баскаковой (Баскакова, 2022), которые основаны на результатах глубоководного бурения последних лет, единичных скважин на шельфе, а также на данных полевых работ и бурения на окружающей суше. Несмотря на это, наличие на рассматриваемом материковом склоне крупного конуса выноса палеорек значительно затрудняет сопоставление имеющихся данных с результатами, приведенными в работе Г.В. Баскаковой (Баскакова, 2022), а также корреляцию с доступными скважинными данными на шельфе и в глубоководной части бассейна. В ходе комплексного анализа имеющихся данных был сделан вывод, что формирование глубоководного конуса выноса палео-Дона в подножие континентального склона началось в раннем плейстоцене и продолжалось на протяжении всего четвертичного периода.

По результатам анализа волновой картины в осадочном чехле по вертикали можно выделить две крупных части разреза, кардинально отличающихся по структуре осадочного чехла. Нижняя часть разреза представлена хорошо стратифицированным сейсмическим комплексом с субгоризонтальными протяженными осями синфазности. Выше волновая картина резко меняется: протяженных отражающих поверхностей становится значительно меньше, и разрез приобретает в целом хаотическое по сравнению с нижним комплексом строение. Основными особенностями разреза являются резкие изменения типа волновой картины как по вертикали, так и по латерали. Подобное строение осадочного чехла является типичным для подводных конусов выноса, где основную роль играют процессы перемещения осадков под действием силы тяжести. Очевидно, что в условиях значительного смещения осадочных масс выделить региональные отражающие горизонты на ограниченной площадке затруднительно, так как более молодые по возрасту оползневые тела могут захватывать на отдельных участках нижележащие осадки, уничтожая таким образом поверхности отражений.

На континентальном склоне и его подножии, в частности в районе изучаемой площадки, преобладание одного из двух процессов – гравитационного или фонового осадконакопления – во многом определяется положением уровня моря. В эпохи регрессий резко активизируются склоновые процессы и возрастают снос терригенного материала с прилегающей суши по каньонам. Накопление материала происходит в зоне разгрузки гравитационных потоков на подножии склона, где идет формирование широкого спектра фаций глубоководных конусов выноса, а также оползневых тел (MTD – «*mass transport deposits*»).

Детальный анализ волнового поля, а также расчет динамических атрибутов (в частности атрибута «спектральная декомпозиция») позволил выделить и охарактеризовать крупные оползневые тела. Мощность тел варьирует в широких пределах (от 20 м до 280 м), а площадь распространения от 100 км² до 900 км². Оползание такого объема осадочного материала вносило существенную роль в рельеф подножия материкового склона, что сказывалось на генеральном направлении движения осадочных масс.

По волновой картине (рис. 1) выделяются 4 крупных этапа седиментации (на рисунке 1 разделены красным пунктиром), которые начинаются с активизации гравитационных процессов (падения и низкого стояния уровня моря), а заканчиваются относительно длительным этапом фоновой седиментации (трансгрессия и высокое стояние уровня моря).

Так как на данный момент наиболее вероятным считается четвертичный возраст формирования конуса выноса Палео-Дона в районе Керченско-Таманского шельфа и материкового склона Чёрного моря, то выделенные этапы седиментации можно связать с ледниками и межледниковыми эпохами, выделяемыми на Восточно-Европейской платформе и на Кавказе.

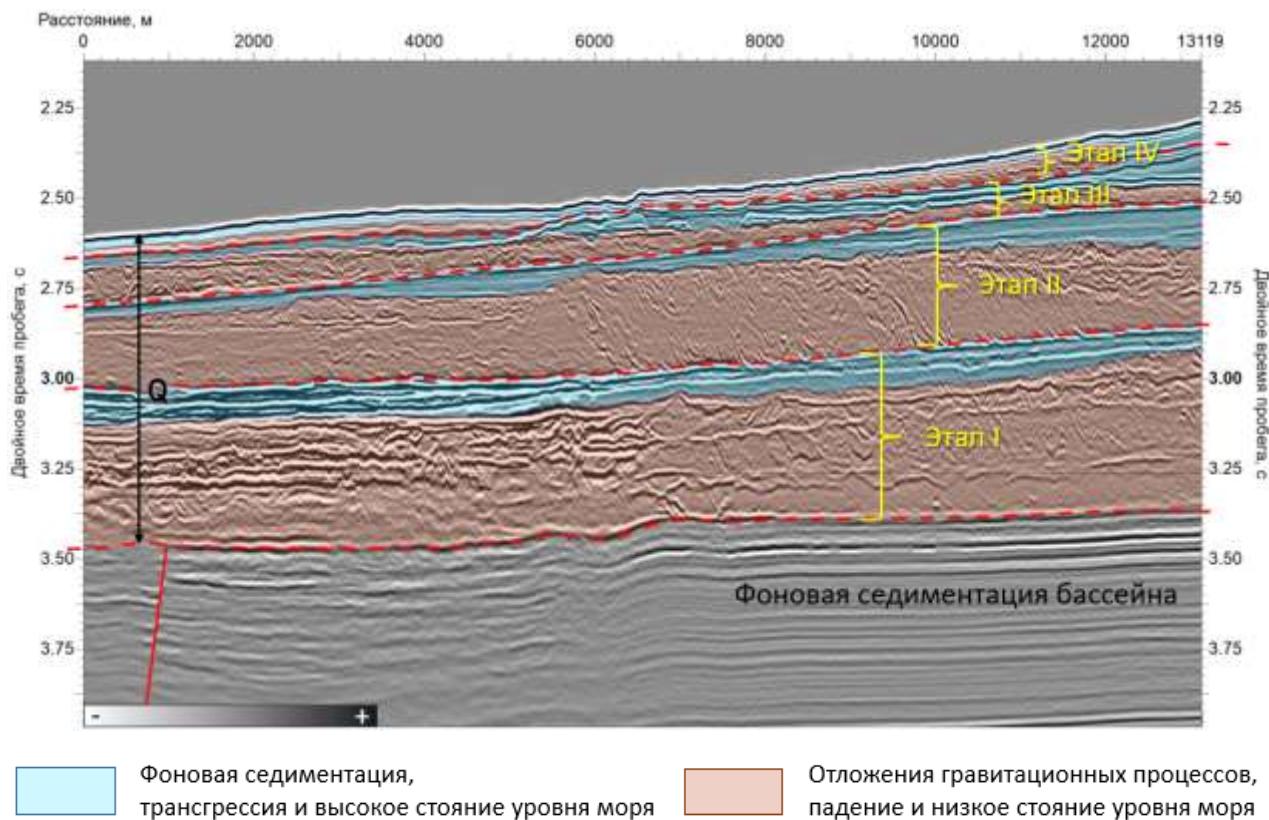


Рис. 1. Сейсмический профиль с интерпретацией через подножие материкового склона Керченско-Таманской зоны Чёрного моря. Выделено 4 этапа седиментации.

Литература

Баскакова Г.В. История тектонического развития и обстановки осадконакопления северо-восточной части акватории Чёрного моря: автореф. дис. канд. г.-мин. наук: 1.6.1 / Баскакова Галина Владимировна. Москва, 2022. 24 с.

Вейл П.Р. Сейсмическая стратиграфия. Использование при поисках и разведке нефти и газа: пер. с англ. / П. Р. Вейл, А. П. Грегори и др.; под ред. Ч. Пейтон. М.: Мир, 1982. 874 с.

Геология шельфа УССР. Литология / [Е.Ф. Шнюков, В.И. Мельник, Ю.И. Иноземцев и др.]; Отв. ред. В.И. Мельник. Киев: Наукова думка, 1985. 190 с.

Евсюков Ю.Д. Геоморфологическая характеристика и история развития притаманской материковой окраины // Геология и полезные ископаемые Мирового океана. 2007. №. 2. С. 86.

Хортов А.В., Леончик М.И. Региональные сейсморазведочные работы МОГТ в Чёрном море // Океанология. 2018. Т. 58. №. 4. С. 674-676.

Хортов А.В., Шлезингер А.Е. Глубинное строение и особенности образования Черноморской топодепрессии в связи с перспективами нефтегазоносности // Вести газовой науки. 2015. №. 2. С. 63-68.

Monteleone V., Minshull T. A., Marin-Moreno H. Integrated geophysical characterization of crustal domains in the eastern Black Sea // Geology. 2020. Т. 48. №. 4. С. 405-409.

Monteleone V., Minshull T. A., Marin-Moreno H. Spatial and temporal evolution of rifting and continental breakup in the Eastern Black Sea Basin revealed by long-offset seismic reflection data // Tectonics. 2019. Т. 38. №. 8. С. 2646-2667.

Nikishin A.M. et al. Mesozoic to recent geological history of southern Crimea and the Eastern Black Sea region. 2017.

Nikishin A.M. et al. The Black Sea basins structure and history: New model based on new deep penetration regional seismic data. Part 1: Basins structure and fill // Marine and petroleum Geology. 2015. Т. 59. С. 638-655.

Nikishin A.M. et al. The Black Sea basins structure and history: New model based on new deep penetration regional seismic data. Part 2: Tectonic history and paleogeography // Marine and Petroleum Geology. 2015. Т. 59. С. 656-670.

EMODnet Map Viewer [электронный ресурс]. Режим доступа:
<https://emodnet.ec.europa.eu/geoviewer/> (дата обращения: 05.04.2025)

Фондовая:

Токарев М.Ю., Старовойтов А.В. и др. Отчёт по интерпретации кубов сейсмоданных высокого разрешения для верхней части разреза (1000 м) и картирование геологических опасностей в рамках проекта по ИГИ на лицензионном участке недр «Западно-Черноморская площадь» в акватории Чёрного моря (Площадь Северо-Черноморская). Москва, 2014. 174 с.

ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ТУРОН-КОНЬЯКСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ САРАТОВСКОГО ПОВОЛЖЬЯ

Е.В. Яковишина¹, Р.Р. Габдуллин¹, А.В. Иванов¹, А.Ю. Пузик², К.П. Казымов²,
И.В. Бадьянова², А.И. Рыжикова¹, С.И. Бордунов^{1,3}, Л.Ф. Копаевич¹

¹*Московский государственный университет, Москва, e-mail: yakovishina@mail.ru*

²*Пермский государственный национальный исследовательский университет, Пермь*

³*Геологический институт РАН, Москва*

Турон-коньякский интервал представляет собой один из самых теплых климатических периодов в истории Земли, что делает его особенно интересным в контексте современных процессов глобального потепления. Отложения ярусов имеют сходный литологический состав и строение. Отсутствие чётких визуальных маркеров для определения границ стратиграфических единиц и низкая фаунистическая насыщенность некоторых из них затрудняют их прослеживание на большую территорию.

Изученные разрезы Юго-Западного Крыма, Северо-Западного Кавказа и Саратовского Поволжья в турон-коньякское время находились почти на одной палеошироте и соответствовали окраинам Северо-Восточного Перитетиса (Smith, Briden, 1977). Эти области уже давно привлекают внимание геологов. Основное внимание в исследованиях традиционно уделялось вопросам стратиграфии, тогда как палеоэкологическим и палеогеографическим реконструкциям в меньшей степени. Несмотря на достаточно хорошую изученность этих регионов есть необходимость в более широком комплексном анализе этого интервала с использованием различных современных методов.

В ходе экспедиции «Флотилия плавучих университетов-2022» в июне 2022 года было описано 3 разреза Саратовского Поволжья – у сел Михайловка, Чухонастовка и Нижняя Банновка. Всего было отобрано 94 образца, изготовлено 88 прозрачных шлифов.

Валовой химический состав 41 образца из отобранных анализировался на волнодисперсионном рентгенофлуоресцентном спектрометре последовательного типа действия S8 «Tiger» фирмы «BRUKER». На основе полученных данных были рассчитаны соотношения и концентрации определённых химических элементов, которые свидетельствуют об изменении условий осадконакопления (глубина бассейна, гидродинамические процессы, климатические факторы и др.).

На территории Поволжья верхнемеловые отложения распространены достаточно широко. Наиболее полно они представлены в северных районах Ульяновского и Саратовского

Поволжья, где они также хорошо охарактеризованы фаунистическими остатками. В пределах Поволжья выделяются все ярусы верхнего мела (Глазунова, 1972).

Турон-коньякские отложения объединяются в губкинский надгоризонт (K_2gb), который включает банный (K_2bn) и вольский (K_2vl) горизонты (Застржнов и др., 2009).

Результаты рентгенофлюоресцентного анализа. На основе полученных геохимических данных рассчитаны соотношения и концентрации ключевых химических элементов, отражающих изменения условий седиментации: глубины бассейна, гидродинамической активности, климатических факторов и других параметров. Эти результаты позволили скорректировать ранее существовавшие представления о режиме осадконакопления в изученных разрезах.

В разрезах сильная положительная связь отмечается у Al_2O_3 с Fe_2O_3 (0.9), которые также сильно коррелируют с TiO_2 (0.87 с Al_2O_3 и Fe_2O_3), K_2O (0.85 с Al_2O_3 и 0.75 с Fe_2O_3) и MgO (0.83 с Al_2O_3 и 0.76 Fe_2O_3). В целом практически между всеми вышеперечисленными элементами прослеживается довольно сильная взаимосвязь. Но интересует также и обратная, отрицательная зависимость в распространённости элементов в породах. Сильная отрицательная корреляция прослеживается у SiO_2 с CaO (-0.96). CaO сильно выделяется из ряда оксидов элементов, которые являются породообразующими в разрезе. Со всеми он имеет отрицательную корреляцию, стремящуюся к -1.

Результаты рентгенофлюоресцентного анализа (рис. 1) образцов указывают на их преимущественно карбонатный состав, характерный для известняков или мергелей. Основным компонентом является CaO (49.08–56.16%), что подтверждает высокое содержание кальцита. Низкие концентрации SiO_2 (0.62–13.21%) и Al_2O_3 (0.16–1.67%) свидетельствуют о незначительных примесях глинистых минералов и кварца. Образец 3.50 резко выделяется повышенным содержанием SiO_2 (13.21%), что может указывать окремнение или локальные гидротермальные процессы.

Высокие значения отношения Fe/Mn (7.5–40.6) указывают на формирование в условиях достаточного доступа кислорода, что характерно для мелководных морских бассейнов или зон с активной циркуляцией вод. Индекс CIA (Chemical Index of Alteration = 36.25–43.56) соответствует слабой степени химического преобразования исходного материала, что типично для аридных или умеренно-влажных климатических условий. Низкие содержания K_2O (0.03–0.54%) и Na_2O (0–0.127%) исключают присутствие полевых шпатов, что согласуется с карбонатным осадконакоплением. Преобладание CaO и низкие концентрации MgO (0.11–0.31%) указывают на морские условия с ограниченным влиянием доломитизации.

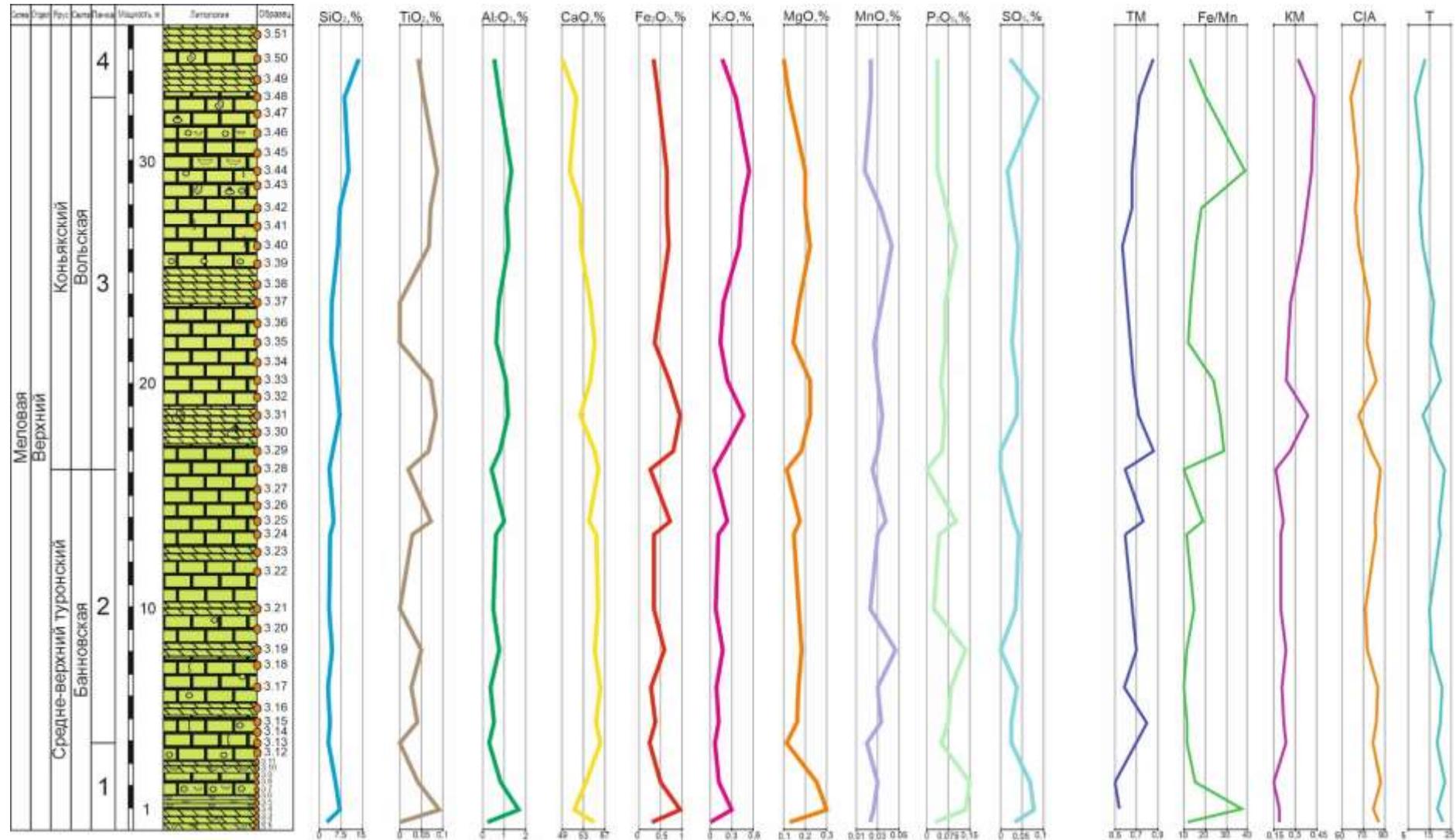


Рис. 1. Сводная литологическая колонка с вынесеными содержаниями основных оксидов разреза с. Михайловка.

Следовые количества P_2O_5 (до 0.15%) могут быть связаны с биогенными процессами (например, остатками организмов). Незначительное присутствие сульфидов (SO_3 до 0.09%) подтверждает окислительную обстановку.

Также на основании данных РФА был проведен расчет нормативного минерального состава с использованием программы MINLITH (Розен и др., 2000). Поскольку РФА определяет лишь процентное содержание отдельных элементов и оксидов, применение MINLITH дает возможность косвенно восполнить пробелы в данных о минеральном составе пород разрезов. Кварц, минералы кремнезема, полевые шпаты и плагиоклаз относятся к обломочной фракции; кальцит и доломит отражают карбонатную составляющую пород, а глинистые минералы представлены монтмориллонитом, иллитом и хлоритом. Анализ изменений процентного соотношения этих фракций позволяет сделать выводы об условиях формирования изученных отложений.

Минеральный состав представлен преимущественно карбонатными компонентами. Кальцит (Cc) является доминирующим минералом с содержанием 84.58-98.48%, что характерно для известняков и мергелей. Доломит (Dl) присутствует в подчинённых количествах (до 4%), свидетельствуя об ограниченных процессах доломитизации. Анкерит (Ank) встречается в следовых количествах (до 2.24%), что может указывать на диагенетические изменения. Кремнёём представлен кварцем (Q) с вариациями содержания от 0.43% до 11.93%, причём повышенные значения в отдельных образцах (например, 11.93% в пробе 3.5) могут быть связаны с биогенным кремнеземом или тонкодисперсными глинистыми минералами. Среди глинистых минералов преобладает иллит (Iл, 0.54-3.39%), что типично для морских осадков, а хлорит (Chl) присутствует в незначительных количествах (до 2.16%). Минералы терригенного генезиса характеризуются по разрезу относительно стабильными концентрациями. Максимум их содержания приходится на образец 3.4. Карбонатные минералы слагают большую часть пород. Можно заметить плавное уменьшение их концентрации вверх по разрезу.

Результаты расчета нормативного минерального состава позволяют также уточнить границы ранее выделенных слоев по выделенным карбонатным пикам – они совпадают с ранее выделенными границами по результатам расчета кларковых значений. Предполагаемые границы возможно провести на уровне 3.13, 3.28 и 3.48 образцов.

Породы разрезов с. Михайловка и Чухонастовка формировались в мелководном морском бассейне с окислительными условиями с карбонатным типом осадконакопления, слабым терригенным влиянием и умеренно-аридным климатом. Преобладание карбонатного материала (известняки) с минимальными глинистыми примесями указывает на стабильные условия осадконакопления. Из-за небольшого количества терригенной примеси можно

говорить о том, что накопление отложений происходила на достаточно удаленном расстоянии от источника сноса. Источник сноса был единственным и оставался неизменным на протяжении всего формирования разреза. Максимум трансгрессии наблюдается в верхнетуронское время. Уменьшение концентрации карбонатного материала вверх по разрезу может говорить об уменьшении уровня моря, то есть о начале регрессии.

В отличие от разрезов с. Михайловка и Чухонастовка разрез с. Нижняя Банновка накапливался ближе к источнику сноса, о чём говорит увеличенные концентрации терригенной примеси. В среднем туроне наблюдается трансгрессия моря, затем в позднем туроне можно выделить колебания моря более мелкого ранга, отражающиеся в локальном появлении глинистой фракции в разрезах. В коньякское время отмечается начало регрессивного этапа.

Литература

Глазунова А.Е. Палеонтологическое обоснование стратиграфического расчленения меловых отложений Поволжья. Верхний мел. М.: Недра, 1972, 202 с.

Застрожнов С.И., Застрожнова О.И., Застрожнов А.С., Гагин А.М. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000 (третье поколение). Серия Центрально-Европейская. Лист М-38 – Волгоград. Объяснительная записка. // СПб.: Картфабрика ВСЕГЕИ, 2009. 399 с. + 17 вкл. (Минприроды России, Роснедра, ФГУП «ВСЕГЕИ», Волгоградская ГРЭ ФГУП «Волгагеология»).

Розен О.М., Аббясов А.А. Количественный минеральный состав осадочных пород: расчет по петрохимическим данным, анализ достоверности результатов: (компьютерная программа MINLITH) // Литология и полезные ископаемые. 2003. № 3. С. 299-312.

Smith A.G., Briden J.C. Mesozoic and Cenozoic paleocontinental maps // Cambridge: Cambridge University Press, 1977.