

ФЕДЕРАЛЬНОЕ ГОСУДАРСТВЕННОЕ БЮДЖЕТНОЕ ОБРАЗОВАТЕЛЬНОЕ УЧРЕЖДЕНИЕ
ВЫСШЕГО ОБРАЗОВАНИЯ
«МОСКОВСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ УНИВЕРСИТЕТ ИМЕНИ М.В.ЛОМОНОСОВА»

На правах рукописи

РЫБКИНА АЛЁНА ИГОРЕВНА

**«ОТРАЖЕНИЕ МЕССИНСКОГО КРИЗИСА СОЛЕННОСТИ В СТРОЕНИИ
ВЕРХНЕМИОЦЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ВОСТОЧНОГО ПАРАТЕТИСА (КЕРЧЕНСКО-
ТАМАНСКИЙ РЕГИОН)»**

Специальность 25.00.06 – «Литология»

ДИССЕРТАЦИЯ

на соискание ученой степени

кандидата геолого-минералогических наук

Научный руководитель:
доктор геолого-минералогических наук, профессор
Ростовцева Ю.В.

Москва 2015

СОДЕРЖАНИЕ

СОДЕРЖАНИЕ	2
ВВЕДЕНИЕ	4
1 Характеристика геологического строения верхнемиоценовых отложений Восточного Паратетиса и Средиземноморья	11
1.1 Стратиграфия	11
1.1.1 Верхнемиоценовые отложения Восточного Паратетиса	13
1.1.2 Верхнемиоценовые отложения Средиземноморья	21
1.2 Тектоника	27
1.2.1 Общая характеристика Средиземноморского подвижного пояса	27
1.2.2 Глубоководные впадины Западного Средиземноморья	30
1.2.3 Глубоководные впадины Восточного Средиземноморья	32
1.2.4 Черноморская впадина	34
1.2.5 Керченско-Таманский прогиб	36
2 История развития бассейнов Восточного Паратетиса и Средиземноморья в позднем миоцене	40
2.1 Восточный Паратетис	40
2.2 Средиземноморский бассейн	45
3 Краткий обзор представлений о положении понтического региона Восточного Паратетиса в общей стратиграфической шкале	51
4 Литологическая характеристика изучаемых верхнемиоценовых отложений Восточного Паратетиса и Средиземноморья	61
4.1 Опорные разрезы Восточного Паратетиса	61
4.1.1 Разрез Попов Камень	61
4.1.2 Разрез Железный Рог	70

4.1.3 Разрез Тобечик (Яныш-Такыл).....	79
4.2 Опорные разрезy Средиземноморья.....	86
4.2.1 Разрез Гиблицеми.....	86
4.2.2 Разрез Serra Pirciata.....	93
4.2.3 Разрез Siculiana.....	99
5 Методика циклостратиграфических исследований.....	108
6 Характеристика магнитной восприимчивости и астрономической цикличности изучаемых верхнемиоценовых отложений Восточного Паратетиса	118
6.1 Характеристика магнитной восприимчивости мэотических и понтических пород Восточного Паратетиса	118
6.1.1 Разрез мыса Попов Камень (нижний мэотис).....	118
6.1.2 Разрез мыса Железный Рог (верхний мэотис и понт)	119
6.1.3 Разрез Тобечик (верхний мэотис и понт)	124
6.2 Астрономическая цикличность верхнемиоценовых отложений Восточного Паратетиса	125
6.2.1 Разрез мыса Попов Камень (нижний мэотис).....	125
6.2.2 Разрез мыса Железный Рог (верхний мэотис и понт)	132
6.2.3 Разрез Тобечик (верхний мэотис и понт)	140
7 Отражение Мессинского кризиса солёности в строении верхнемиоценовых отложений Восточного Паратетиса.....	145
ЗАКЛЮЧЕНИЕ	162
СПИСОК ИСПОЛЬЗОВАННЫХ ИСТОЧНИКОВ.....	163

ВВЕДЕНИЕ

Актуальность темы исследования. Мессинский кризис солености, впервые установленный И.С. Чумаковым (1957-1959 гг.), это масштабное геологическое событие, которое обусловило катастрофическое падение уровня вод в Средиземноморье и привело к резкому изменению условий осадконакопления в конце миоцена. За последние 40 лет были получены значительные результаты по изучению верхнемиоценовых отложений Средиземноморья с целью восстановления этапности развития Мессинского кризиса солености, изменчивости существовавших в конце миоцена обстановок седиментации и получения наиболее точных возрастных датировок стратиграфических границ (Roveri et al., 2014). Однако, до сих пор, вопрос о влиянии Мессинского кризиса солености на условия осадконакопления в бассейнах Восточного Паратетиса остаётся до конца не решенным. При этом одной из основных проблем является сопоставление большей части региоярусов неогена Восточного Паратетиса с общей стратиграфической шкалой. Особые дискуссии вызывают длительность и возраст границ мэотического и понтического региоярусов миоцена (Трубихин, 1989; Певзнер и др., 2003; Чумаков, 2000; Невеская и др., 2003; Семененко и др., 2009; Krijgsman et al., 2010; Vasiliev et al., 2011; Попов и др., 2013 и др.). Применение методов циклостратиграфии на основе глубокого знания литологического строения отложений открывает новые возможности в решении этой проблемы. Выявление астрономической цикличности в верхнемиоценовых отложениях Восточного Паратетиса с определением основных уровней перерывов в седиментации необходимы для дальнейшего определения влияния Мессинского кризиса солености на условия осадконакопления в сопредельных со Средиземноморским бассейном районах Альпийской складчатой области.

Цель работы – выявление отражения развития Мессинского кризиса солености в строении верхнемиоценовых отложениях Восточного Паратетиса на примере изучения опорных разрезов Керченско-Таманского региона.

Основные задачи. Для достижения поставленной цели потребовалось решить целый ряд задач, из которых основными были:

- изучение особенностей литологического строения верхнемиоценовых отложений Средиземноморья на примере разрезов о. Сицилия и Восточного Паратетиса на примере разрезов Керченского и Таманского полуостровов;
- рассмотрение цикличности верхнемиоценовых отложений Средиземноморья (о. Сицилия) и изменчивости условий их седиментации;
- изучение палеомагнитной восприимчивости верхнемиоценовых пород Керченско-Таманского региона с проведением массовых измерений для последующей обработки полученных данных методами циклостратиграфии;
- проведение термомагнитного анализа проб для определения минералов носителей намагниченности в изучаемых отложениях мэотиса и понта;
- выявление астрономической цикличности в рассматриваемых верхнемиоценовых отложениях Восточного Паратетиса с помощью программного обеспечения PAST (Hammer et al., 2001) и AnalySeries (Paillard et al., 1996).
- определение уровней наиболее значительных перерывов в осадконакоплении изучаемых отложений мэотиса и понта с учетом литологической и палеонтологической характеристики толщ, а также полученных данных по циклостратиграфии;
- сопоставление полученных данных по астрономической цикличности изучаемых толщ с кривой изменения инсоляции на Земле (Laskar et al., 2004) и опубликованными данными по циклостратиграфии отложений Средиземноморья;
- сопоставление основных этапов наступления Мессинского кризиса солености с событийностью осадконакопления в Керченско-Таманском регионе (Восточный Паратетис) в конце миоцена.

Научная новизна. В ходе данного исследования впервые:

- были изучены верхнемиоценовые толщи Восточного Паратетиса методами циклостратиграфии, основываясь на анализе данных по магнитной

восприимчивости пород опорных разрезов Керченско-Таманского региона и детальном знании литологии отложений;

- в изучаемых отложениях мэотиса и понта, с использованием Lomb-Scargle и REDFIT периодограмм, выявлено наличие астрономической цикличности, отражающей глобальные колебания прецессии, угла наклона земной оси к плоскости её орбиты и эксцентриситета орбиты Земли;
- по установленной астрономической цикличности изучаемых толщ рассчитаны средние скорости седиментации для раннего и позднего мэотиса, раннего и позднего понта в рассматриваемой области бассейна;
- на основе синтеза данных по литологии, палеомагнитологии, палеонтологии и циклостратиграфии определена возможная длительность наиболее значительного перерыва в осадконакоплении рассматриваемых толщ Восточного Паратетиса;
- проведено датирование отдельных интервалов разрезов изучаемых отложений мэотиса и понта;
- на основе данных циклостратиграфии и литологии проведено сопоставление событийности осадконакопления в конце миоцена в Средиземноморье и Восточном Паратетисе.

Фактический материал и методы исследования. В основу работы положен фактический материал, собранный автором во время полевых работ, проходивших на о. Сицилия, Италия (2009 г.), а также на Керченском и Таманском полуостровах (2012-2013 гг.). Рассматриваемые отложения изучались в естественных обнажениях и шлифах. На о. Сицилия были изучены отложения тортона и мессиния в разрезах Gibliscemi, Serra Pirciata и Siculiana. На Таманском полуострове исследовались опорные разрезы относительно глубоководных глинистых отложений верхнего миоцена (мэотиса и понта), отличающиеся большей полнотой геологической летописи (мыса Попов Камень, мыса Железный Рог) и ранее изученные палеомагнитными методами. На Керченском полуострове анализировались верхнемиоценовые отложения разреза оз. Тобчик в сравнительных целях. В изучаемых толщах Керченско-Таманского региона

автором были произведены измерения магнитной восприимчивости пород с использованием полевого капаметра КТ-5 производства Geophysica (Брно, Чехословакия), с точностью измерений 10^{-5} ед. СИ. Замеры проводились вкрест простирания слоев через каждые 20 см. При этом было получено около 3390 определений по 1130 отдельным точкам. В лаборатории кафедры динамической геологии МГУ имени М.В. Ломоносова был проведен термомагнитный анализ 27 порошкообразных проб верхнемиоценовых отложений разрезах мыса Железный Рог и Тобечик. Анализ проводился на капаметре Multi Function Kappabridge (AGICO, Чехия). Данные пробы были исследованы также рентгеноструктурным методом. Эквидистантные ряды данных замеров магнитной восприимчивости пород были проанализированы методами статистического анализа, с помощью программного обеспечения PAST (Hammer et al., 2001) и Analyseries (Paillard et al. 1996), используемых для решения задач циклостратиграфии.

Теоретическая и практическая значимость. Теоретическая значимость проведенных исследований состоит в их междисциплинарности: в использовании методов циклостратиграфии на основе глубокого знания литологического строения отложений. Проведение подобного рода работ, которые ранее в пределах Восточного Паратетиса практически не выполнялись, позволит глубже проанализировать уже хорошо изученные разнообразными методами (палеонтологическими, палеомагнитными, радиометрическими и др.) отложения неогена Причерноморья. Полученные результаты будут также способствовать решению целого ряда актуальных проблем, связанных с сопоставлением региоярусов Восточного Паратетиса с международной стратиграфической шкалой и всесторонним рассмотрением наступления Мессинского кризиса солености. Опыт, приобретенный в ходе выполнения работ, может быть использован для дальнейшего внедрения и развития методов циклостратиграфии в отечественной науке.

Результаты исследования, направленного на совершенствование стратиграфии изучаемых толщ и более полное восстановление событийности

осадконакопления в конце миоцена, могут быть использованы при проведении геолого-разведочных работ по поиску различных полезных ископаемых. Полученные результаты планируется опубликовать в коллективной монографии по опорным разрезам миоцена Тамани, существенно дополняющей знания геологического строения Керченско-Таманского региона.

Публикации и апробация работы. Полученные результаты были апробированы на различных российских и международных конференциях, а также опубликованы в разных изданиях. Материалы исследования докладывались: на международной конференции “Land-Ocean-Atmosphere interactions in the Changing World” («Взаимодействие суши, океана и атмосферы в изменяющемся мире») 5-10 сентября 2011 г., Балтийская коса, Россия; на международной научной конференции студентов, аспирантов и молодых ученых «Ломоносов» в МГУ им. М.В. Ломоносова 9-13 апреля 2012 г. и 7-11 апреля 2014 г., на научном заседании МОИП памяти Л.А. Невесской и Л.Б. Ильиной «Стратиграфия, палеогеография и биогеография неогеновых бассейнов Паратетиса» в Палеонтологическом Институте РАН 5 декабря 2013 г., на международной научной конференции "Regional Committee on Neogene Stratigraphy (RCMNS): The Mediterranean Messinian salinity crisis: from geology to geobiology" («Региональный комитет по неогеновой стратиграфии: Средиземноморский Мессинский кризис солености»), 25-28 сентября 2014 г., в г. Турин, Италия. По результатам исследований имеется 8 публикаций. Из них 2 статьи напечатаны в изданиях, рекомендованных ВАК для защиты научных диссертаций.

Объем и структура работы. Диссертация состоит из введения, семи глав и заключения, насчитывает 178 страниц, включая 60 иллюстраций. Список литературы содержит 157 наименований из них 86 работ на иностранном языке.

Благодарности. Автор выражает искреннее благодарности своему научному руководителю д.г.-м.н. Ростовцевой Юлиане Валерьевне за бесценную поддержку в ходе исследования и помощь в проведении полевых работ на

Керченском и Таманском полуостровах. Глубокую признательность автор выражает директору Геофизического центра РАН, Академику РАН, д.ф.-м.н. Гвишиани Алексею Джерменовичу за многолетнюю всестороннюю поддержку моих исследований и наставничество. Свои благодарности автор также выражает А. К. Kern и О.В. Пилипенко за неоценимую помощь в освоении методов циклостратиграфии, Н.В. Лубниной и Р.В.Веселовскому за помощь в проведении терромагнитных исследований, ценные советы и предоставленное необходимое техническое полевое оборудование, Л.А.Головиной и Э.П.Радионовой за научные консультации и помощь в организации полевых работ на о. Сицилия, а также всем сотрудникам кафедры литологии и морской геологии, особенно О.В. Япаскурту, В.Л. Косорукову, М.Н. Щербаковой за поддержку и внимание к проводимым исследованиям.

Основные защищаемые положения:

1. В записи магнитной восприимчивости изучаемых верхнемиоценовых пород Восточного Паратетиса, колеблющейся от 0.02 до 0.45 $\times 10^{-3}$ ед. СИ, отражается астрономическая цикличность, связанная с колебаниями инсоляции, получаемой Землей. Глины характеризуются большими значениями магнитной восприимчивости (в среднем от 0.07 до 0.12 $\times 10^{-3}$ ед. СИ), диатомиты и карбонатные породы отличаются более низкими значениями (от 0.02 до 0.06 $\times 10^{-3}$ ед. СИ).
2. В изучаемых относительно глубоководных верхнемиоценовых отложениях Восточного Паратетиса (мыс Попов Камень и мыс Железный Рог) периоду в 100000 лет (вариации эксцентриситета) отвечает цикл длиной (интервал разреза) в среднем около 15 м, 41000 лет (изменение угла наклона земной оси к плоскости эклиптики) – 6-8 м, периодам 19000, 22000 и 24000 лет (прецессия) – около 3-4 м. Скорости седиментации менялись во времени и составляли в среднем от 0.11 до 0.19 мм/год.
3. На границе новороссийских и портаферских слоев предполагается перерыв в осадконакоплении длительностью около 150–200 тыс. лет, который связан с

развитием Мессинской эрозионной поверхности в Средиземноморье. Общая длительность мэотиса составляет около 0.9 млн лет, понта – не более 0.9-1 млн лет. Отложения нижнего мэотиса отвечают верхам формации Ликата и низам формации Триполи, верхнего мэотиса – формации Триполи, нижнего понта – в основном отложениям Нижних эвапоритов, верхнего понта – в основном отложениям Верхних эвапоритов и Лаго Маре.

1 Характеристика геологического строения верхнемиоценовых отложений Восточного Паратетиса и Средиземноморья

1.1 Стратиграфия

Впервые миоценовые отложения были выделены по палеонтологическому принципу Ч. Лайелем в 1833 г. (Lyell, 1833). Для миоценовых отложений отношение числа ныне живущих форм морских моллюсков к общему их числу составило 20–40%, в то время как для плиоцена это отношение превышает 50% (Стратиграфия СССР, 1986). В дальнейшем эти отделы были разделены на ряд ярусов в Средиземноморье, это – аквитан, бурдигал, гельвет, тортон, мессин, занклий, плезанс, астий (Steininger F.F. and Nevesskaia L.A., 1975). Эта шкала в качестве международной шкалы неогена просуществовала до 60х гг. 20го столетия. Уже в 1955 г. в СССР для верхнего миоцена и плиоцена использовались региональные яруса (сармат, мэотис, понт, киммерий, куяльник илиакчагыл, апшерон). За последнее столетие выполнен большой объем исследований в области стратиграфии верхнемиоценовых отложений, в том числе в пределах Средиземноморья, где расположены стратотипические разрезы ярусов неогена и было положено начало изучений стратиграфии отложений этого возраста. В связи с этим возникли большие трудности в использовании ярусов так называемой классической европейской школы к неогеновым отложения Паратетиса (Стратиграфия СССР, 1986), в результате чего на VI Конгрессе Регионального комитета по стратиграфии средиземноморского неогена было решено принять три стратиграфические шкалы неогена для отдельных четко обособленных палеобиографических областей, характеризующиеся различной историей геологического развития, а именно Тетиса (включая Средиземноморье), Западного и Восточного Паратетиса. Зарубежными исследователями область Западного Паратетиса часто называется Центральным Паратетисом. Сложности в сопоставлении ярусов общей стратиграфической шкалы с региональными

схемами неогена связаны с полузамкнутым характером, резкой сменой фаций и перерывами, отмечаемыми в водоемах Паратетиса (Стратиграфия СССР, 1986).

Паратетис (В.Д. Ласкарев, 1924 г.) возник при обособлении северной окраины Тетиса в результате Альпийских орогенных движений. Он представлял собой крупнейшее внутриконтинентальное море, значительно превосходящее по размерам современное Средиземное море, позднего кайнозоя, протягивающееся в субширотном направлении между 40 и 50° с.ш. – от северных предгорий Альп на западе до предгорий Тянь-Шаня на востоке (рисунок 1) (Невесская и др., 1986). Возникновение Паратетиса относят к началу олигоцена (Popov et al., 1983).



Рисунок 1 – Палеогеографическая схема Паратетиса и смежных бассейнов в раннем миоцене (Невесская и др., 1986)

1 – Тетис или Средиземное море; 2 – бореальный бассейны; 3 – Паратетис; 4 – вероятное сообщение Паратетиса с открытыми морскими бассейнами.

В этот момент началась его изоляция, которая сопровождалась тектоническими движениями, глобальными колебаниями уровня океана и изменениями климата. Начиная с раннего миоцена четко выделяются Западный и Восточный Паратетис. Восточный Паратетис представлял собой большую часть всего Паратетиса, превосходил Западный более чем в 2 раза и занимал

географическую область от северо-восточной Болгарии и восточной Румынии на западе до предгорий Копетдага на востоке (Невесская и др., 1986). Граница с Западным Паратетисом менялась во времени и в разные периоды его развития занимала разное положение, что, несомненно, влияло на режимы осадконакопления. Каспийский бассейн окончательно отделился от Черноморского только в голоцене (Невесская и др., 1984).

В соответствии с поставленными целями проводимого исследования далее будет рассмотрена стратиграфия верхнемиоценовых отложений Восточного Паратетиса и Средиземноморья.

1.1.1 Верхнемиоценовые отложения Восточного Паратетиса

Создание стратиграфической шкалы неогена Понто-Каспийской области (Восточного Паратетиса) имеет более чем вековую историю. Начало схемы было заложено Н.П. Барботом де Марни, а ее основа была разработана Н.И. Андрусовым, выделившим большую часть существующих ныне региоярусов. Нижняя часть была дополнена Л.Ш. Давиташвили, а самый нижний региоярус - кавказ - выделен А.К. Богдановичем, М.В. Муратовым, М.Ф. Носовским и Л.С. Тер-Григорьянц.

Схема неогена Восточного Паратетиса содержит 12 региоярусов, из которых кавказский (большая часть), сакараульский, коцахурский и нижняя часть тарханского отнесены к нижнему миоцену, верхняя часть тархана, чокракский, караганский, конкский региоярусы, нижний и большая часть среднего сармата - к среднему миоцену, верхи среднего и верхний сармат, мэотический и понтический региоярусы - к верхнему миоцену, киммерийский - к нижнему плиоцену, а акчагыльский - к среднему и верхнему плиоцену.

В работе рассматриваются отложения верхнемиоценового (верхи сармата, мэотис и понт) возраста, перекрывающиеся образованиями киммерия плиоцена. За основу принята региональная стратиграфическая шкала неогеновых отложений южных регионов Европейской части России в последней редакции, опубликованная Межведомственным стратиграфическим комитетом России в

2004 году (Объяснительная записка, 2004). В эту шкалу в 2013 году были внесены уточнения, которые также приведены в работе (Попов и др., 2013) (рисунок 2)

1.1.1.1 Сарматский региоярус (верхи среднего – низы верхнего миоцена)

Сарматский ярус (Барбот-де-Марни, 1866) отвечает нижней части верхнего миоцена и характеризуется эндемичной фауной моллюсков и остракод морского происхождения (Андрусов, 1902а и др.). Граница среднего и верхнего миоцена в Средиземноморье проводится на уровне 11 – 11.2 млн лет между сerratavaliem и тортоном, в Восточном Паратетисе ей соответствуют самые верхи среднего сармата. Согласно данным радиологического датирования трековым методом нижняя граница сармата определяется в 13.6 – 13.7 млн лет. (Чумаков, 1993, Чумаков и др., 1984). Сармат подразделяется на три подъяруса: нижний, средний и верхний согласно Н.И.Андрусову (1899), или волынский, бессарбский и херсонский по Ж. Симионеску (1903). Граница нижнего и среднего подъярусов, по данным Чумакова, проходит на уровне 12.2 млн лет, граница среднего и верхнего подъяруса – 11.2 млн лет, а верхняя граница региояруса имеет возраст около 9.3 млн лет. По новым стратиграфическим данным возраст верхней границы сармата может отвечать 8.2-8.6 или 7.6 млн лет (Vasiliev et al., 2011; Radionova et al., 2012).

Лектостратотипом является разрез в районе с.Широкое, описанный Л.С. Белокрысом в 1972 г. (Параманова, Белокрыс, 1972). Здесь сармат с размывом залегает на палеогене и по эрозионной границе перекрывается отложениями мзотиса. Гипостратотип выделяется в окрестностях с. Веселянка (Украина) (Куличенко и др., 1979).

Три подъяруса сармата в мелководных фациях подразделяются на слои.

В нижнем сармате (волынский подъярус) установлены снизу вверх слои: кужорские с *Plicatiformes praeplacatus* и *Obsoletiformes lithopodolicus ruthenicus* (Колесников, 1935; лектостратотип – р.Конка, Южная Украина – Белокрыс, 1963, 1976) и збручские с *P. plicatus plicatus* и *O. Obsoletus* (Дидковский, 1964; лектостратотип - Богдановский карьер, Южная Украина Белокрыс, 1963, 1976).

Для относительно глубоководных отложений нижнего сармата характерны *Abra reflexa*, ещё *Macra andrussovi* и виды рода *Inaequicostates* в збручских слоях.

Средний сармат состоит из двух пачек слоев: нижних (новомосковских) (Дидковский, 1964; лектостратотип – Богдановский карьер, Южная Украина) и верхних (днепропетровско-васильевских) (Дидковский, 1964; лектостратотип – р. Ингулец, Южная Украина).

Для мелководных отложений новомосковских слоев характерны *Plicatiformes plicatus plicatofittoni*, *Macra vitaliana* и *Venerupis ponderosus*, для днепропетровско-васильевских – *Plicatiformes fittoni*, *Macra fabreana* и различные виды *Obsoletiformes*.

Глубоководные осадки нижнего сармата, как новомосковские, так и днепропетровско-васильевские слои отличаются присутствием *Cryptomacra pesanseris* и др.

В верхнем сармате выделяются катерлезские слои с обедненным комплексом моллюсков *Macra* (*Chersonimacra*) *bulganica* и др.

По последним данным митридатские слои с мшанковыми биогермами относимые ранее к верхам сармата в настоящий момент сопоставляются с мэотическими отложениями (Гончарова и др., 2009).

В пределах Керченско-Таманского региона, основного района исследования в Восточном Паратетисе в данной работе, толщи сармата представлены преимущественно относительно глубоководными отложениями, состоящими из глин. Сарматские отложения полностью прослеживаются на черноморском побережье Таманского полуострова в разрезе г. Зеленского.

Отложения нижнего сармата представлены глинами, в которых в восточной части Керченского полуострова Л.С. Белокрысом были выделены кужорские (до 80 м) и збручские (до 250 м) слои. Мощность нижнесарматских отложений в разрезе г. Зеленского составляет около 80-90 м.

Отложения среднего сармата четко подразделяются на слои. Новомосковские слои среднего сармата представлены, как на Керченском, так и на Таманском полуостровах, преимущественно глинами, визуально сходными с глинами нижнего сармата. Мощность глин на Таманском полуострове составляет около 200–250 м. Днепропетровско-васильевские слои среднего сармата сложены известковыми и известково-глинистыми породами, представленными чередованием глин и тонкозернистых карбонатных пород. Мощность этих толщ на Таманском полуострове достигает 60 м.

Отложения верхнего сармата, представленные катерлезкими слоями, которые в юго-западной части Керченского полуострова сложены преимущественно известняками. В юго-восточной части Керченского полуострова и на Таманском полуострове эти образования представлены глинами, содержащими в нижней части отдельные прослои карбонатных пород. Мощность катерлезких слоев может составлять 260-290 м.

1.1.1.2 Мэотический регионарус (верхний миоцен)

Мэотический ярус был выделен Андрусовым в 1980 г. Стратотип установлен на западном берегу Керченского пролива в районе г.Аршинцево - к югу от г.Керчь, Здесь отложения представлены толщей переслаивания мелководных рыхлых детритовых известняков, ракушников и глин. Мэотис лежит на глинах верхнего сармата, что видно в разрезах Таманского полуострова и юго-восточной части Керченского полуострова, и перекрывается нижнепонтическими глинами. Нижняя граница мэотических отложений в относительно глубоководных отложениях обычно согласная, но с изменением литологии. Она проводится по первому появлению морской фауны (гастропод *Skeneatenuis* (Baluk)). Верхняя граница отмечается по находкам солоноватоводных понтических кардиид.

Мэотис подразделяется на два подъяруса: нижний (багеровский - Карлов, 1937, Крым) и верхний (акманайский - выделен там же). По последним данным (Radionova et al., 2012) в мэотических отложениях можно выделить зону обратной и прямой намагниченности, что условно делит мэотический ярус на две

магнитные эпохи. Эти эпохи отвечают хронам C3Ar и C3An для верхнего и нижнего мэотиса соответственно. При этом в нижнем мэотисе, который занимает в магнитохронологической шкале преимущественно обратномагнитный интервал, выделяются непродолжительные горизонты прямой полярности (Berggren et al, 1995). Результаты этих исследований позволяют датировать верхнюю границу мэотиса на уровне 6.1 млн лет и нижнюю около 7.6 млн лет. Общая продолжительность мэотиса, таким образом, составляет около 1,5 млн. Эти данные хорошо коррелируются с результатами палеонтологических исследований состава диатомовых (Filipova, Trubikhin., 2006). При этом существуют и другие точки зрения. По данным определений абсолютного возраста прослая витрокластического пепла в кровле сармата методом $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ Vasilev (Vasiliev et al., 2011) нижняя граница мэотиса соответствует 8.2-8.6 млн лет, что увеличивает продолжительность мэотиса до 2.1-2.5 млн лет. Существующее расхождение в оценке продолжительности мэотиса в настоящий момент является одной из научных проблем, на решение которой также направлены данные исследования.

Отложения нижнего мэотиса отличаются в основном эндемичными видами морских родов, имевших средиземноморских предков, среди которых присутствуют следующие двустворчатые моллюски *Dosinia*, *Mytilaster*, *Venerupis*, *Abra*, *Ervilia*. Состав фауны указывает на полуморской характер раннемэотического водоема, имевшего кратковременные связи с открытыми морскими бассейнами. Об этом свидетельствуют редкие находки на некоторых уровнях достаточно полигалинных форм бентосных и даже планктонных фораминифер, наннопланктона (Семененко, Люльева, 1978; Богданович, Иванова, 1997), а также гастропод (Ильина, 1972, 1980, 2000), двустворок (Невесская и др., 1993) и остракод (Аревадзе, 1987).

По последним палеонтологическим данным к низам нижнего мэотиса относят митридатские слои (Гончарова и др., 2009), ранее выделяемые в составе верхнего сармата. Митридатские слои представлены горизонтом крупных

мшанковых биогермов, достигающих размеров в среднем до 5-6 м, с развитием колоний рода *Membranipora*.

Глыбы мшанковых биогермов в основании мэотиса прослеживаются на Керченском полуострове и местами на Таманском полуострове. Выше они сменяются нижнемэотическими отложениями: известняками в западной и северной частях Керченского полуострова, а также глинами с *Abra tellinoides* (Sinz.) в юго-восточной части Керченского полуострова и на Таманском полуострове. Мощность нижнемэотических отложений возрастает к крыльям антиклинальных поднятий от 20 до 300 м.

Отложения верхнего мэотиса характеризуются солоноватоводным комплексом моллюсков с *Congeria panticapaea* Andrus., *C. amygdaloides navicula* Andrus. и др.

На Керченском полуострове верхнемэотические отложения состоят то из ракушечных, нередко песчанистых, известняков с прослоями зеленоватых глин, то из зеленоватых и серых, частично сильно известковистых глин с прослоями детритусовых и раковинных известняков, известковых глин и песка (Колесников). Общая мощность колеблется с запада на восток от 2-4 м до 10-12 м соответственно.

На Таманском полуострове верхнемэотические отложения преимущественно глинистые, содержат диатомовые породы и отдельные прослои известняков, слагая циклы. Мощность глин колеблется от 11 до 75-80 м и по данным бурения местами на крыльях антиклинальных складок может достигать первых сотен м.

1.1.1.3 Понтический региоярус (верхний миоцен)

Понтический региоярус (Барбот-де-Марни, 1869) относится к верхнему миоцену и характеризуются господством разнообразной солоноватоводной фауны моллюсков и остракод (Стратиграфия СССР, 1986). Лектостратотип находится в районе г. Одесса (Украина), где понтические отложения лежат, вероятно,

согласно на мэотических глинах и перекрываются с перерывом лёссовыми четвертичными отложениями. В данном разрезе присутствует только нижняя часть понта. В связи с этим был предложен неостратотип (Стратотипы ярусов, 1975) – разрез западного побережья Керченского пролива в районе г. Аршинцево (1917, 1923), сложенный в низах глинами, а выше - рыхлыми известняками-ракушечниками. Понт здесь представлен почти полностью, хотя самые верхние его слои могут отсутствовать. В этом разрезе граница понта с киммерием не прослеживается. Общая мощность понтических отложений составляет около 35 м. Понтический регионарус подразделяется на два подъяруса: нижний (новороссийский – Андрусов, 1923, Южная Украина), к которому относят евпаторийские и одесские слои, и верхний, состоящий из портаферских и босфорских слоев.

Понтический регионарус соответствует нижней части хрона С3А, преимущественно обратной полярности (Cande and Kent, 1995; Rodionova et al 2012). По последним данным изучения магнитностратиграфии Дацийского бассейна (Krijgsman W et al., 2010) нижняя граница понта соответствует 4.70 ± 0.05 млн лет, граница портафера и босфора 5.5 ± 0.1 млн лет, граница одесских слоев и портафера 5.8 ± 0.1 млн лет и граница понта и мэотиса на уровне 6.04 ± 0.01 млн лет.

Евпаторийские слои (Давиташвили, 1937, Крым), которые известны только в двух районах (Украина и Западная Грузия), содержат очень обедненный комплекс солоноватоводных моллюсков. Для них характерно наличие кардиид только одного вида *Prosodacna*, изобилие пресноводных гастропод и наличие мэотических реликтов (*Abra*) (Стратиграфия СССР, 1986).

Вышележащие одесские слои (Михайловский, 1909, Южная Украина) характеризуются более разнообразным комплексом моллюсков и в первую очередь появлением солоноватоводных родов *Paradacna*, *Euxinocardium*, *Pseudocatillus*, а также эвригалинного морского вида *Parvivenus widhalmi*.

Портаферские слои (Стеванович, 1951) верхнего понта отличаются более разнообразным составом солоноватоводной малакофауны, так же как и вышележащие босфорские слои (Андрусов, 1923). Портафер характеризуется наличием *Congerina subrhomboidea*, отсутствующей в босфоре. Никаких видов морского происхождения в верхнем понте не отмечается.

Высокая охарактеризованность разнообразной малакофауной свойственна мелководным фациям понта, в относительно глубоководных глинистых отложениях встречаются редкие виды родов *Paradacna*, *Valenciennius* и др.

В юго-восточной части Керченского полуострова и на Таманском полуострове понтические отложения представлены глинами, в которых резко выделяется маломощный горизонт ракушняка с эрозионной границей отвечающий портаферским слоям.

На Тамани выделение образований нижнего понта, а также отложений, отвечающих портаферским и босфорским слоям верхнего понта было проведено ещё Н.И. Андрусовым в 1903 году.

Мощность региояруса в прогибах может достигать до 450 м.

1.1.2 Верхнемиоценовые отложения Средиземноморья

Изучение разрезов Средиземноморья (и в частности Италии) сыграли важнейшую роль в развитии стратиграфии неогенового периода. Отложения этого возраста очень широко и хорошо представлены в этой области, а также не столь значительно затронуты литогенетическими и тектоническими изменениями, что позволяет более полно восстанавливать эволюцию осадконакопления и фаунообразования.

В Средиземноморье к верхнему миоцену относятся отложения тортонского и мессинского ярусов.

По мере развития различных методов стратиграфии таких как палеомагнитный, изучение астрономической цикличности, проведение Ar/Ar датировок и др., была разработана новейшая стратиграфическая схема GSSP

(Global Stratotype Section and Point) (Lirer F., Iaccarini S., 2011), принятая на Международном стратиграфическом конгрессе в г.Сальвадор в 1994 г., которая во многом усовершенствовала ранее имевшуюся стратиграфическую шкалу с заменой целого ряда исторически сложившихся стратотипических разрезов (рисунок 3). Создание новой схемы было вызвано необходимостью расширения возможностей сопоставления одновозрастных отложений разных частей Средиземноморья.

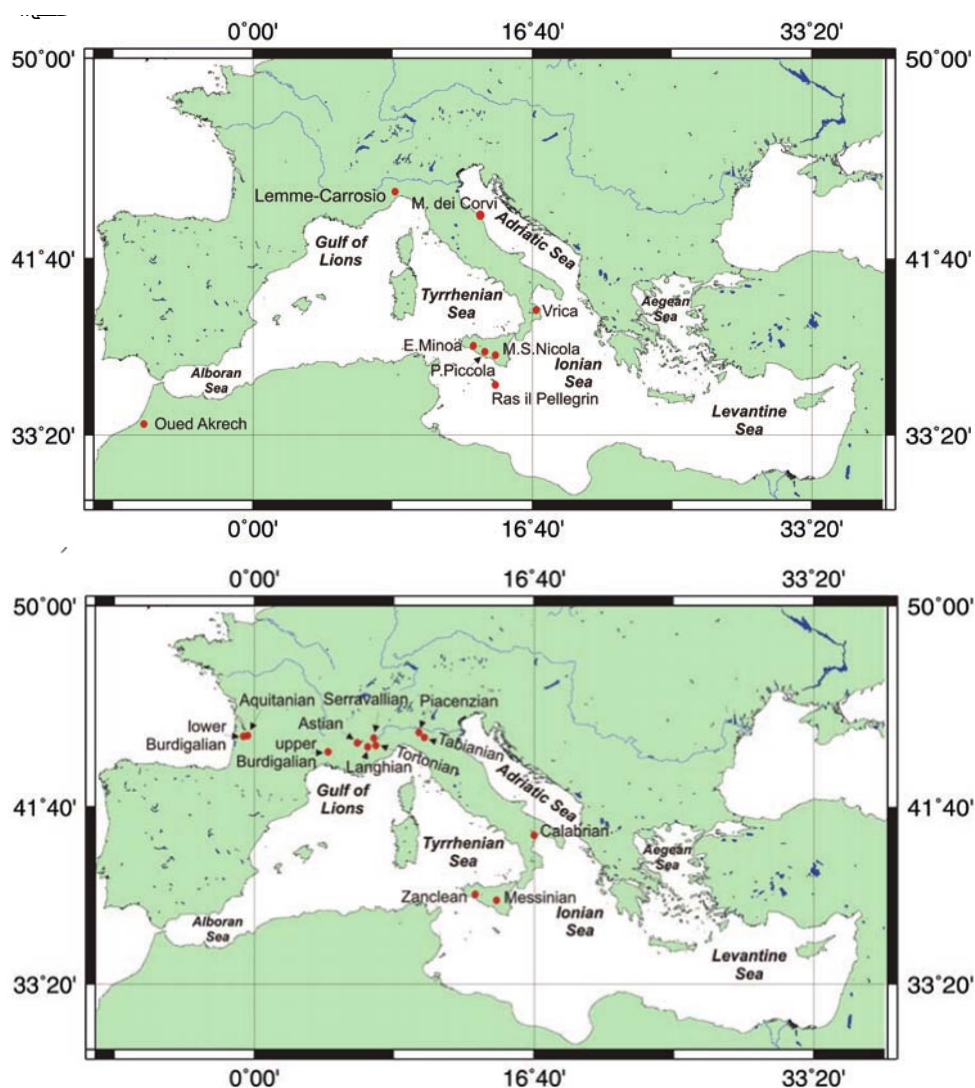


Рисунок 3 – Карта местоположения исторических стратотипических разрезов Средиземноморья (вверху) и карта местоположения стратотипических разрезов Средиземноморья в соответствии с GSSP (Global Stratotype Section and Point) (Lirer F., Iaccarini S., 2011)

1.1.2.1 Тортонский ярус (верхний миоцен)

Тортонский ярус был впервые выделен Майером в 1858 г. Исторический стратотип был утвержден в долине Рио Маццапеди-Кастелания вблизи г. Джианоттив 1953 г., 10 км Южнее Тортоны (Алессандрия, север Италии). Этот разрез представлен глинисто-известковыми отложениями, которые можно условно разделить на две части – нижнюю и верхнюю (Clari and Ghibaudo, 1979). Нижняя часть – это биотурбированные тонкозернистые песчаники переслаивающиеся с алевроитами общей мощностью около 180 м. Верхняя часть – серо-голубые гемипелагические глинисто-известковые отложения с тонкими прослоями турбидитов в верхней части разреза общей мощностью около 80 м. Фациальный и фаунистический состав отложений указывает на накопление их в пределах внешнего шельфа и континентального склона соответственно для нижнего и верхнего уровней разреза.

Основание тортонского яруса выделяется по первому появлению (FO) *Neogloboquadrina acostaensis* (Foresi et al. 1998) отмечаемой в отложениях базальной части стратотипического разреза Рио Маццапеди-Кастелания. По зональному виду *Discoaster hamatus*, обнаруженному среди наннопланктона в основании тортона, нижняя часть отложений сопоставляется с зоной NN9. Для определения отложений тортона разных бассейнов Средиземноморья в дальнейшем было предложено учитывать LCO (Last Common Occurrence) вида *Globigerinoides subquadratus*, (Turco et al. 2002; Lirer and Iaccarino, 2005).

В соответствии с GSSP стратотип тортонского яруса выделяется на пляже Монте де Корви в районе Конеро, что в северной части Италии (Hilgen et al., 2005) (рисунок 4). Разрез представляет собой в верхней части цикличное чередование зеленовато-серых известковых глин, светлых глинистых известняков и коричневых насыщенных органическим веществом сапропелевых прослоев общей мощностью 91 м, получившей название формации Склиера (Montanari et al., 1997). В этих отложениях встречаются два прослоя вулканического пепла с обилием биотита: Респигни и Анкора, датируемые 12.94 и 11.68 млн лет

соответственно, что коррелируется с 76 циклом в разрезе сопоставляемым с 11.6 млн лет. (Hilgen et al., 2005).

По изотопному составу кислорода в рассматриваемом разрезе выявлено проявление ледникового события Mi-5, что также коррелируется с падением уровня океанских вод, отвечающим суперциклу T3.1.

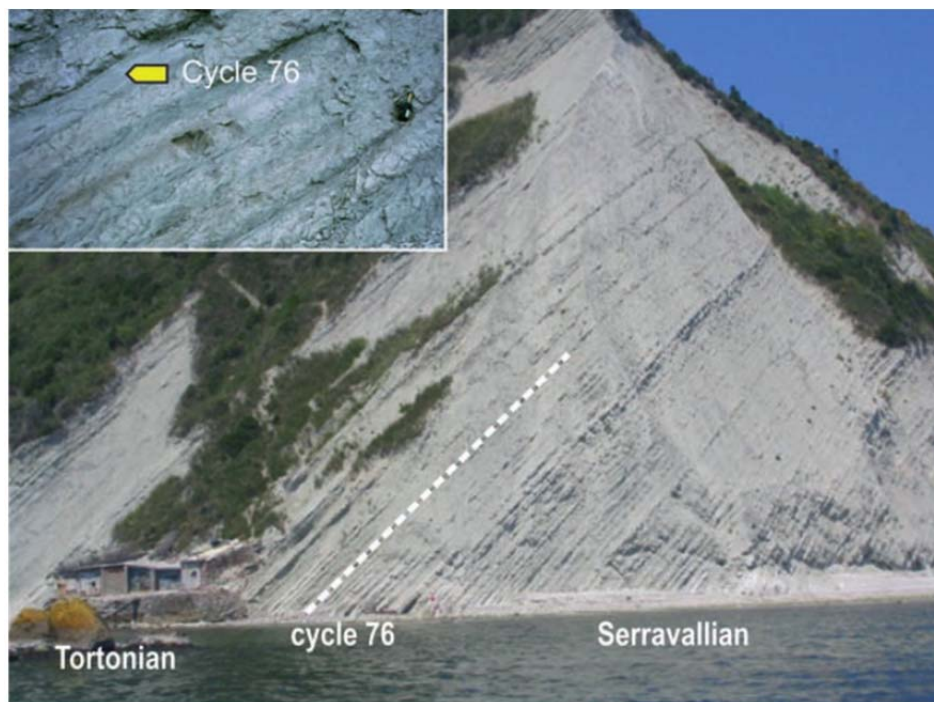


Рисунок 4 – Разрез Монте де Корви в районе Конеро. Стратотип тортона в соответствии с GSSP. Желтым цветом выделен цикл 76, датруемый в 11.6 млн лет. (Lirer F., Iaccarini S., 2011)

1.1.2.1 Мессинский ярус (верхний миоцен)

Мессинский ярус был впервые выделен Маером-Аймаром в 1867 г. Позднее им, в 1868 году было определено положение мессиния в стратиграфической шкале между тортоном и плиоценом. В 1960 году Селли впервые сопоставил обстановки накопления отложений мессинского яруса с гиперсолеными условиями седиментации и осаждением эвапоров. Он предложил в качестве неостратотипа мессинских отложений сделать разрез Паскуазия-Каподарсо. Этот разрез находится на о. Сицилия, между г.Энна и г.Кальтаниссета (рисунок 5). Разрез представлен девятью литологическими пачками («формациями») в основании которых отмечается резкая смена условий осадконакопления,

отражающая развитие Мессинского кризиса солёности (рисунок 6). В разрезе вскрываются отложения от верхов тортона до низов плиоцена.

Нижняя граница мессиния в этом разрезе проводится 25 м ниже мергелистых диатомитов (формация Триполи) по резкому обеднению числа различных видов организмов. В основании мессинского яруса отмечается первое появление (FO) вида известкового планктона *Globorotalia conomiozea*. Мощность мессинских отложений составляет около 165 м.

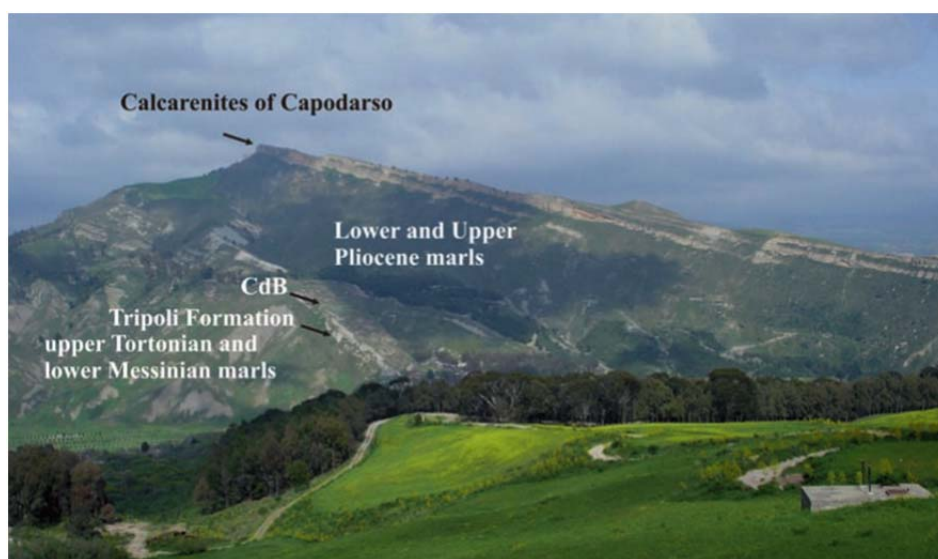


Рисунок 5 – Разрез Паскуазия-Каподарсо, исторический стратотип разреза мессинского яруса. Фото сделано Карузо. (Lirer F., Iaccarini S., 2011)

Значительно позже (Hilgen et al. 2000a) для GSSP в качестве стратотипа был предложен разрез Оуед Акреч неподалеку от г. Рабат, Марокко (рисунок 7). Этот разрез сложен относительно глубоководными отложениями, в котором отмечается непрерывный переход от тортона к мессинию. Это является важным, с точки зрения полноты геологической летописи. Большая часть разрезов мессиния, в том числе расположенных в Италии, с явно выраженными перерывами в осадконакоплении.

Разрез Оуед Акреч представлен глубоководными известковыми глинами, известными как голубые мергели (Blue Marls), переслаивающиеся с известковыми глинами общей мощностью порядка 12 м (6 м собственно мессиний). Астрономически нижняя граница мессиния датируется в 7.251 млн лет (Hilgen et

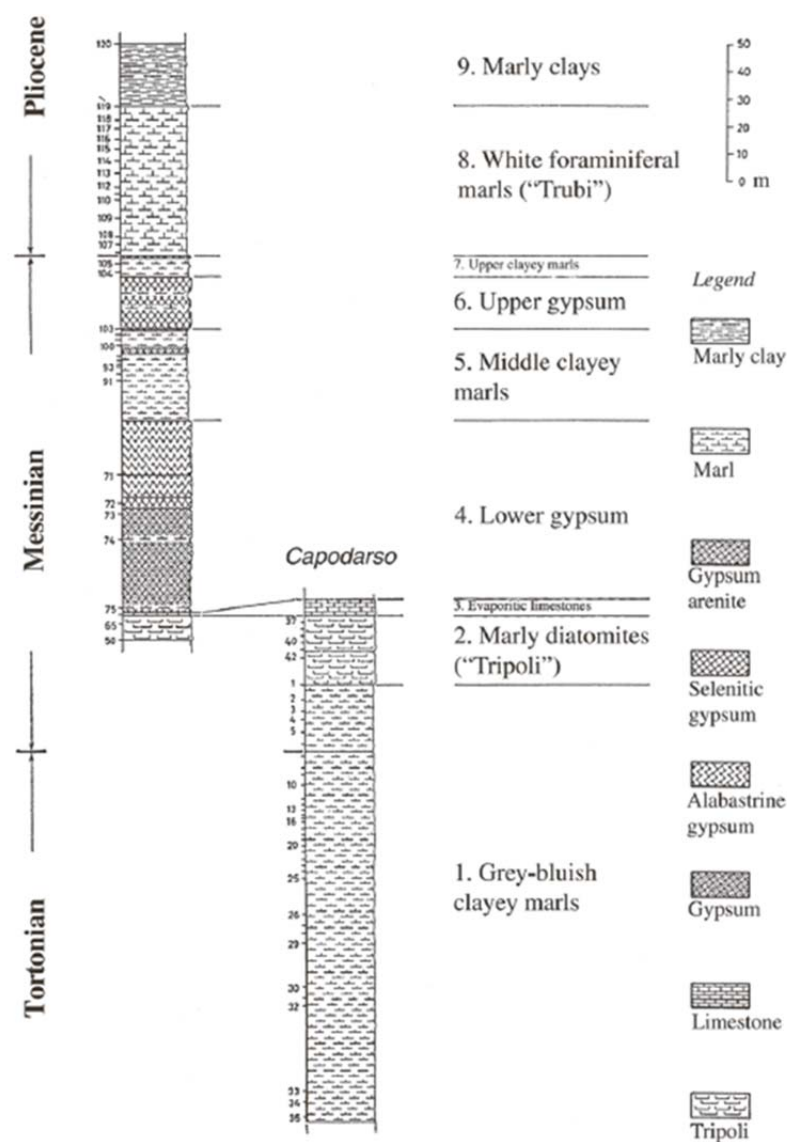


Рисунок 6 – Разрез Паскуазия-Каподарсо: литология и стратиграфия исторического стратотипа мессиния (Selli, 1960)

al. 2000) и отмечается первым регулярным появлением (FRO) вида *Globorotalia miotumida* gr. Нижняя граница мессиния соответствует нижней части хрона C3Br.1r и отвечает глобальному резкому изменению (the global Chron 6 carbon shift) в изотопном составе углерода.



Рисунок 7 – Разрез Оуед Акреч неподалеку от г. Рабат, Марокко и положение границы GSSP тортон/мессиний. (Lirer F., Iaccarini S., 2011)

1.2 Тектоника

1.2.1 Общая характеристика Средиземноморского подвижного пояса

Средиземноморский подвижный пояс, заложение которого произошло в позднем протерозое, простирается на 16 тыс. км от западной Европы до Индонезии, где он смыкается с Тихоокеанским поясом (Милановский, 1996). В пределах этого складчатого пояса выделяются три крупных сегмента: Средиземноморский, Памиро-Гималайский и Индонезийский (рисунок 1). Средиземноморский и Памиро-Гималайский сегменты занимают внутри- или межконтинентальное положение, отделяя Восточно-Европейскую и Китайскую платформы с прилегающими метаплатформенными областями, а также среднюю часть Урало-Монгольского подвижного пояса на севере от Африканско-Аравийской и Индонстанской платформ на юге. Индонезийский сегмент имеет окраинно-континентальный характер и отделяет Юго-Восточную Азию от северо-восточной части Индийского океана.

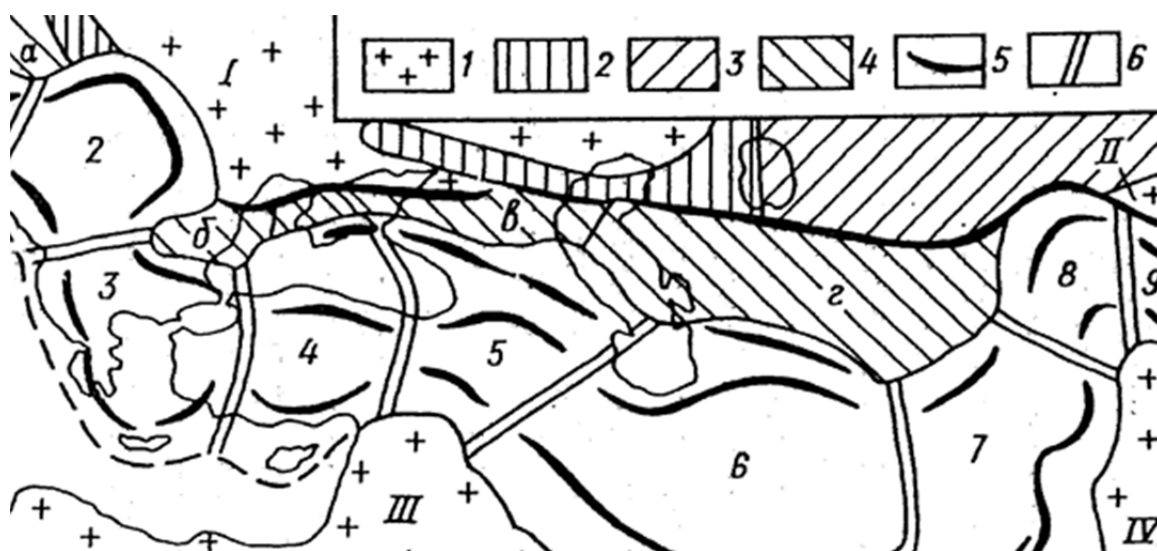


Рисунок 1 – Схема районирования Средиземноморского пояса и прилегающих к нему районов (Милановский, 1996): 1 – древние платформы (I – Восточно-Европейская, II– Китайская, III – Африкано-Аравийская, IV – Индостанская); 2 – метаплатформенные области; 3 – Урало-Монгольский подвижный пояс; 4 – области с домезозойским фундаментом в северной зоне Средиземноморского пояса (а – Западно-Европейская, б – Мезийская, в – Скифская, г – Ужно-Туранская); 5 – области альпийской складчатости в южной зоне пояса и главные ветви складчатых сооружений; 6 – границы сегментов в этой зоне. Сегменты: 1 – Альпийский, 2 – Карпато-Динарский, 3 – Балкано-Эллинский (Эгейский); 4 – Черноморско-Анатолийский, 5 – Кавказский, 6 – Туркмено-Иранский, 7 – Афгано-Пакистанский, 8 – Памиро-Кашмирский, 9 – Гималайско-Тибетский

Собственно альпийский Средиземноморский пояс - это самая молодая часть Средиземноморского геосинклинального пояса, включающая кайнозойские складчатые горные сооружения. Альпийская фаза складчатости выделяется от границы триаса-юры до границы плиоцен-четвертичного периода.

Альпийский Средиземноморский пояс состоит из ряда складчатых и складчато-покровных сооружений, возникших на месте альпийских прогибов и выраженных в виде горных хребтов. В них присутствует мезозойская офиолитовая ассоциация, что указывает на образование океанической коры и

значительное растяжение литосферы, вероятно, на ранней стадии альпийского цикла.

В пределах альпийского Средиземноморского пояса в продольном направлении (с запада на восток) могут быть выделены следующие области: Западно-Средиземноморская, Восточно-Средиземноморская, Анатолийско-Кавказско-Иранская, Афгано-Белуджистано-Памирская, Гималайско-Тибетская, Индокитайская и Индонезийская.

Палеобассейн, отвечающий будущему альпийскому складчатому поясу, зародился в перми – триасе как эпиконтинентальное море и приобрел характер океанского бассейна, наподобие современной Северной Атлантики в начале юры на ранних этапах развития. В 1883 г. это морское пространство было названо М. Неймайром «центральной Средиземным морем», а в 1893 г. Э. Зюсс переименовал его в «Тетис» (Хаин, 1984).

В структуре альпийского Средиземноморского подвижного пояса выделяется целый ряд впадин, представляющие собой современные морские бассейны и являющиеся реликтами древнего океана «Тетиса». К их числу относятся глубоководные впадины Западного и Восточного Средиземноморья, Черного моря, Каспийского моря.

В рамках проводимого исследования, связанного с сопоставлением развития бассейнов Средиземноморья и Восточного Паратетиса в конце миоцена, большое значение имеет рассмотрение тектонического строения глубоководных впадин Западного и Восточного Средиземноморья, а также Черного моря, что будет отражено в последующих подразделах.

Отдельно будет рассмотрена краткая характеристика тектонического строения Керченско-Таманского прогиба, структуры, в пределах которой изучались разрез мзотиса и понта Восточного Паратетиса.

1.2.2 Глубоководные впадины Западного Средиземноморья

Главным бассейном Западного Средиземноморья является Алжиро-Прованский бассейн, простирающийся в долготном направлении к западу от Корсики и Сардинии и к востоку от Балеарских о-вов, от французского побережья к алжирскому (Хаин, 1984). Максимальная глубина 2887 м. Ответвлениями этого бассейна являются Лигурийский бассейн на северо-востоке, между франко-итальянской Ривьерой и Корсикой, Северо-Балеарский бассейн на северо-западе, между Валенсийско-Каталонским побережьем и Балеарскими о-вами, и значительно более крупный и глубокий близширотный Южно-Балеарский (алжирский) бассейн, между Балеарскими о-вами и побережьем Алжира. Западное, более мелководное продолжение этого бассейна, замыкающееся у Гибралтарского пролива, известно как море Альборан. Особое место в структуре Западного Средиземноморья занимает Тирренский бассейн между Корсикой и Сардинией на западе, Сицилией и Калабрией на юге, Апенниннами на востоке. Глубина этого бассейна достигает 3719 м (Хаин, 1984).

Алжиро-Прованская, Лигурийская и Северо-Балеарская впадина характеризуются преимущественно узким шельфом, плоской и широкой абиссальной равниной, глубиной 2700-2900 м, ограниченная континентальным склоном. Дно заполнено осадками, сносимые с континента и Корсики, в основном крупными реками Эбро и Рона. Осадочный слой, мощностью 6-8 км., состоит из: верхнего комплекса, представленного голубыми пелагическими известковыми глинами с прослоями обломочных пород; среднего комплекса, представленного эвапоритовыми отложениями мессинского времени с гипсами в верхней его части; и нижнего комплекса с терригенными отложениями миоценового возраста. Осадочный комплекс осложнен соляными куполами.

Альборанская и Южно-Балеарская впадины характеризуются небольшими глубинами(менее 2000 м). Континентальная кора осложнена многочисленными разрывами запад-юго-западного и юг-юго-западного – север-северо-восточного простирания, что стало причиной активизации известково-щелочного магматизма

в миоцене. Осадочный слой, мощностью 4 км, состоит из двух комплексов, разделенных несогласием: верхний комплекс, сложенный мергельными глинами и турбидитовыми песками; нижний комплекс сложен известковыми глинами с прослоями песчаников. Осадочный комплекс по аналогии с Алжиро-Прованской, Лигурийской и Северо-Балеарской впадинами осложнен соляным диапиризмом.

Тирренская впадина по многим признакам, в т.ч. тектоническому положению морфологии, магматизму и др. отличается от выше описанных впадин. Она имеет треугольную форму и характеризуется глубинами до 2000 м. За узкой полосой шельфа следует полоса периферических прогибов с мощностью отложений до 8 км. Мористее полосы прогибов на юге и юго-востоке протягивается четвертичная вулканическая дуга Эоловых (Липарских) и смежных островов (Хаин, 1984). Продукты вулканизма первоначально имели известково-щелочный состав, а затем шошонитовый с щелочно-бальтовым вулканизмом на западном и восточном окончаниях дуги. Тирренская впадина по настоящий момент является сейсмоопасным регионом, особенно ее юго-восточная и восточная часть с глубинами очагов землетрясений до 489 км (по зарегистрированным данным). В южной и восточной части развиты коровые землетрясения, что сейчас отвечает территории Сицилии и Калабрии.

На западе полоса прогибов сменяется горстовыми поднятиями с выходом на поверхность дна палеозойских метаморфитов, гранитов и обломочных пород типа вбрукано (Хаин, 1984). Осадочный слой Тирренского бассейна состоит из трех комплексов, два из которых были вскрыты бурением. Верхний комплекс плиоцен-четвертичного возраста сложен фораминиферовыми и нано-илами с прослоями турбидитов и пеплов. Средний мессинский или эвапоритовый комплекс сложен гипсами, ангидритами, доломитами и известковыми глинами.

Покровная структура Западного Средиземноморья закончила свое становление в конце раннего или среднего миоцена, за исключением внешних зон Апеннин, после чего начался подъем внутренних зон, связанный вероятно с подъемом изотерм (Хаин, 1984). В начале миоцена началось отодвигание

Корсики, Сардинии, Калабрии, Кабийских массивов к юго-востоку с развитием зоны субдукции на их юго-восточной периферии и известково-щелочным вулканизмом в их пределах. Во второй половине раннего и в среднем миоцене начинает формироваться Тирренский бассейн, происходит раскрытие Южно-Балеарского бассейна и центральной части Алжиро-Прованского бассейна. Это сопровождается надвиганием Балеар к северо-западу и Кабийских массивов к юго-востоку. К началу мессиния все глубоководные впадины Западного Средиземноморья с корой океанского типа существовали в близких к современным очертаниям. Как известно мессиний отвечает началу кризиса солености, который в главную очередь связан с прекращением связи с Атлантическим океаном. Это объясняется завершением образования Рифско-Бетской дуги и последующим осушением обоих проливов. Произошло значительное понижение уровня моря (порядка 2 км), что было впервые отмечено И.С. Чумаковым (1967 г.), исходя из данных по переуглублению долин рек, впадающих в Средиземное море от Рона до Нила.

В начале плиоцена обстановка в Средиземноморье вновь резко изменилась: раскрылся Гибралтарский пролив и воды Атлантического океана вновь наполнили бассейн, восстановив его уровень и показатели солености до нормальных. Одновременно началось погружение глубоководных котловин и сводово-глыбовое воздымание горных сооружений, что в целом можно охарактеризовать как позднеорогенная стадия развития.

1.2.3 Глубоководные впадины Восточного Средиземноморья

Глубоководная впадина Восточного Средиземноморья примыкает к побережью Африки и Аравийскому п-ву. На западе она включает четко обособленную Ионическую впадину, к которой с запада примыкает Пелагийское шельфовое плато – часть Африканской платформы, рассеченной рифтовой системой и занимающее все пространство между Тунисом, Ливией и Сицилией. Ионическая впадина от плато отделена Мальтийским или Мисуратским уступом, ограничена Мессинским конусом на севере и Средиземноморским валом на

востоке. Представляет собой самую обширную и глубокую впадину Средиземноморья – ее глубина превышает 5 км, а значительную площадь занимают глубины свыше 4 км. В состав ее осадочной коры входят мессинские эвапориты с подстилающими мезозойскими и вероятно палеозойскими образованиями, которые увеличиваются по мощности к северу с возможным выклиниванием более древних отложений. Вдоль южной периферии глубоководной впадины развита вулканическая дуга Венинг – Мейнеса с основным вулканизмом, являющаяся, вероятно, восточным продолжением вулканической зоны рифтовой системы, пересекающей Пелагийскую плиту.

Ионическая впадина продолжается на востоке в виде узкого (40-60 км) широтного канала глубиной более 2 км между Киренайским выступом Африканского континента и поднятием Геродота на Средиземноморском валу. На востоке Ливанский прогиб расширяется и вырисовывается впадина Геродота, которая ограничена на северо-западе Средиземноморским валом, а на юго-востоке конусом выноса Нила с мощностью плиоцен-четвертичных осадков до 4 км. (Чумаков, Юцис, 1982). Эта впадина, вместе с Левантийской (Финикийской) впадиной представляет собой морской бассейн Леванта. Мощность осадочного чехла в пределах суши возрастает до 10-12 км, а за пределами континентальной окраины уменьшается до 6 км. В зоне перехода развит барьерный риф. В глубоководной котловине развиты мессинские эвапориты и диапировые структуры (Ben Avraham, 1978).

Финикийская котловина ограничена на севере Кипрской дугой невулканического типа, южная часть которой проходит через хребет Троодос с характерными офиолитами, а северная, отделенная от южной прогибом Мессаория, соединяется подводным хребтом с горами Мизис в Турции. Между Кипром и побережьем Анатолии находят еще две относительно глубоководные котловины Восточного Средиземноморья – впадина Анталы и Киликийская впадина, выполненные мощной толщей неогеновых отложений с мессинскими эвапоритами и проявлениями диапиризма.

Возраст и происхождение основных бассейнов Восточного Средиземноморья остаются дискуссионными: в первом случае, подобно западносредиземноморским, впадины Восточного Средиземноморья считаются молодыми, практически миоценовыми, возникшими на континентальной коре и образовавшиеся в результате ее глубокого погружения и океанизации; во втором случае эти бассейны рассматриваются как реликты Тетиса, относя возникновение этого океана путем рифтообразования и последующего спрединга к началу юры (Хаин, 1984). Начиная со среднего миоцена, согласно Ж. Анжелье и К. ЛеПишрну, литосфера Ионическо-Левантийской системы впадин подвергается субдукции под Калабрийскую и Эгейскую дуги, и ее «океанская» часть на востоке оказывается поглощенной в процессе этой субдукции, чему соответствует уменьшение глубины сейсмофокальной поверхности, а также затухание вулканизма от Калабрии к Кипру (Хаин, 1984).

1.2.4 Черноморская впадина

Глубоководная впадина Черного моря, с максимальной глубиной 2210 м, занимает чуть более 30% акватории Черного моря и простирается на 400 км по широте и 200 км долготы. Она характеризуется крутым континентальным склоном, субокеанической корой мощностью от 25 км в центральной части до 18 км на периферии и мощностью осадочного чехла от 8 до 15 км. Выделяют различия между тремя сегментами Черноморской впадины, разделенными крупными глубинными разломами (см. рисунок 2): центральный сегмент приподнят по отношению к другим, а осадочный чехол сокращен по мощности и составляет около 5-9 км, гранитный слой вероятно отсутствует; западный и восточный сегменты представляют напротив глубокие депрессии с мощным осадочным слоем до 15 км и как следствие характеризуются резко сокращенной по мощности консолидированной корой. Осадочная толща глубоководной котловины Черного моря разделяется на три части, в соответствии с данными глубоководного бурения судном «Гломар Челленджер» в 1975 г.: верхняя толща мощностью 1-2 км плиоцен-четвертичного возраста, средняя толща мощностью 3-

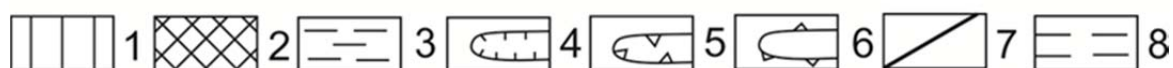


Рисунок 2 – Тектоническая схема Черморской впадины (Хаин, 1984)

1 – Скифская и Мизийская плиты, Грузинская глыба Закавказского срединного массива; 2 – коммерийско-альпийские складчатые сооружения Добруджи, Бакланд, Понта, Малого и Большого Кавказа и Горного Крыма; 3 – олигоцен-неогеновые прогибы, местами с развитием диапировой складчатости: НК – Нижнекамчийский прогиб, С – прогиб Сорокина, КТ – Керченско-Таманский прогиб, и – Индольский прогиб, Т – Туапсинский прогиб, НР – Нижнерионский прогиб; 4 – контуры глубоководной впадины; 5 – наиболее глубокие ванны в пределах впадины с отсутствием геофизического «гранитного» слоя: ЗЧ – Западно-Черноморская, ВЧ – Восточно-Черноморская; 6 – поднятия в пределах впадины: А – Андрусова, СЧ – Северо-Черноморское, ВЧ – Восточно-Черноморское; 7 – главные разломы; 8 – предполагаемый осевой рифт.

5 км миоцен-олигоценного возраста и нижняя толща мощностью 2-8 км, возраст который остается дискуссионным.

Черное море обрамляют два прогиба – Нижнекамчийский прогиб в Болгарии и Нижнерионский прогиб в Грузии. Нижнекамчийский прогиб – это грабеновая структура шириной от 10 км на суше до 70 км на континентальном склоне, отделенная системами ступенчатых сбросов на севере от склона Мизийской плиты, а на юге от Восточного Балкана. Грабен выполнен отложениями верхнего мела и палеогена. Мощность осадочного чехла достигает 12 км, приближаясь, тем самым, к значениям, характерным для глубоководной котловины. Нижнерионский грабен расположен в крайней южной части Колхиды и выполнен мощными (3-4 км) плиоцен-четвертичными отложениями. С юга по крупному Супсинскому разлому на него надвинуты олигоцен-миоценовые

отложения Гурийского прогиба, который по своему развитию отражает ранний этап развития Нижнекамчийского прогиба: интенсивно складчатая структура диапирового характера.

В течение олигоцена и раннего миоцена в условиях недостатка кислорода в Черноморской впадине накопилась мощная, в основном глинистая, темноцветная толща, обогащенная органическим веществом. В среднем миоцене эти бассейны обмелели, стали опресняться, временами утрачивая связь со Средиземным морем, а осадконакопление протекало в них в нормальных условиях (Хаин и др., 2009). В позднем миоцене, в результате коллизии Закавказской микроплиты и Евразийской плиты, произошел распад Понто-Каспийского бассейна Паратетиса, что привело к обособлению Черноморского и Каспийского бассейнов и образованию на их окраине Азово-Кубанской и Кумско-Терской впадин. После среднего сармата связь между Черным и Каспийским морями осуществлялась только через пролив между Ставропольским сводом и Минераловодским выступом, неоднократно прерываясь (Хаин и др., 2009). Начало плиоцена характеризуется для Черноморской впадины отложением мелководных и маломощных киммерийских осадков, что затем в квартале сменилось катастрофическим опусканием дна бассейна до его современных глубин.

1.2.5 Керченско-Таманский прогиб

Керченско-Таманский прогиб разделяет складчатые сооружения Горного Крыма и Большого Кавказа, а в меридиональном сечении впадины Азовского и Черного морей, и представляет собой порог между Индоло-Кубанским прогибом и Черноморской впадиной (рисунок 3). В его структуру входят Таманский полуостров, юго-восточная часть Керченского полуострова и смежный Керченско-Таманский шельф Черного моря (рисунок 4). Керченско-Таманский прогиб протягивается на 130-140 км и имеет ширину около 50 км. По данным сейсмических исследований мощность осадочных толщ, выполняющих прогиб, превышает 10 км.

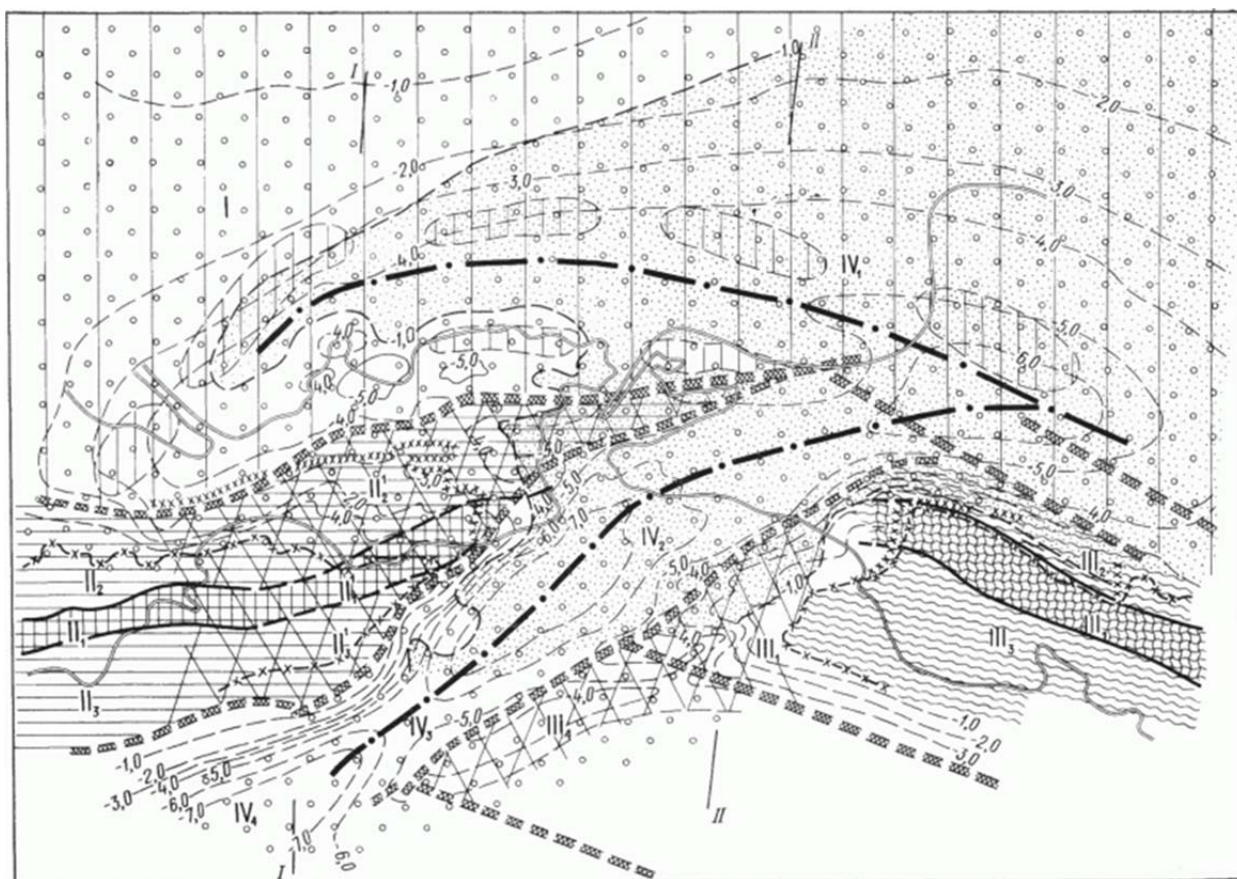


Рисунок 3 – Схема расположения основных тектонических элементов района сопряжения мегантиклинорий Горного Крыма и Северо-Западного Кавказа (Полухтович и др., 1981)

1 - южная окраина Скифской плиты; 2 - погребенные валлообразные поднятия в ее пределах, зоны 3 - антиклинорные, 4 - синклинорные, 5 - периклинальные замыкания мегантиклинорий; районы значительных прогибаний. 6 - в майкопское время, 7 - среднемиоцен-плиоценовое, 8 - граница основных тектонических элементов I - Скифская плита, II - мегантиклинорий Горного Крыма и его восточное погружение (II - Туакский антиклинорий и его продолжение II1, II2 - Восточно-Крымский синклинорий и его продолжение II2, II3 - Судакский синклинорий и его продолжение II31), III - мегантиклинорий Северо Западного Кавказа (III1 - Псебепско-Гойтский антиклинорий, III2 - Абино-Гунайский синклинорий, III3 - Новороссийско-Лазаревский синклинорий, III4 - периклинальное замыкание Кавказского мегантиклинория), IV - Индоло-Кубанский прогиб (IV11 - северная ветвь, IV2 - южная ветвь, IV3 - Южно-Карангатская перемычка, IV4 - впадина Сорокина); 9 - главные разломы и зоны разломов; 10 - изогипсы подошвы майкопской серии, км; 11 - осевые линии среднемиоцен-плиоценовых зон прогибания; границы распространения: 12 - майкопских, 13 - среднемиоценовых - плиоценовых отложений

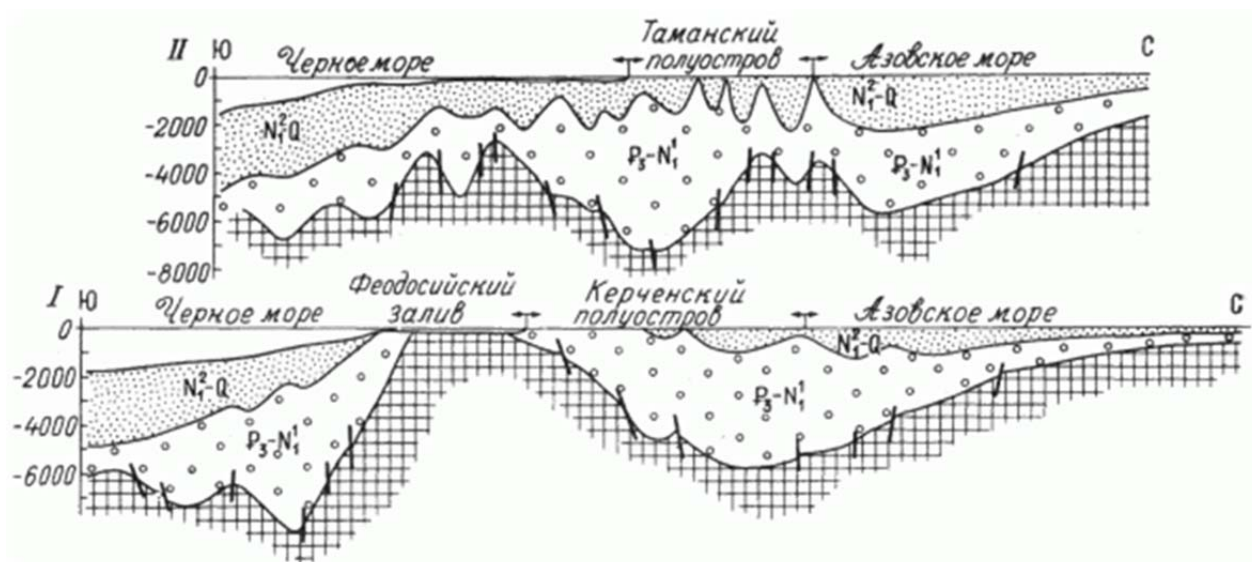


Рисунок 4 – Геологические разрезы юго-западной части Индо-Кубанского прогиба (Полухтович и др., 1981)

Керченско-Таманский прогиб сформировался как единая структура не раньше олигоцена и имеет наложенный характер. В структуре Таманского полуострова выделяется два главных элемента – Северо-Таманский вал и Ахтанизовско-Кызылташская зона к югу от него (Хаин и др., 2009). Северо-Таманский вал представляет собой субширотное поднятие запад-юго-западного простирания, осложненное складками, ядра которых представлены майкопскими отложениями с грязевыми вулканами на поверхности. На западе Северо-Таманский вал надвинут на западное продолжение Западно-Кубанского прогиба.

Ахтанизовско-Казилташская зона занимает основную часть Таманского полуострова и распространяется на юго-запад в акваторию Черного моря. По сравнению с вышеописанной зоной, Ахтанизовско-Казилташская зона погружена по подошве майкопской серии и сложена мощной (свыше 5 км) толщей неогеновых и майкопских отложений, дислоцированных в субпараллельные цепи относительно узких антиклиналей с крутыми до 70° крыльями, разделенные широкими плоскими синклиналями. Складки нарушены разрывами и осложнены многочисленными грязевыми вулканами. Оси складок имеют субширотное

(запад-юго-западное) простирается в северной и центральной части и отчетливое юго-западное в южной части. Ахтанизовско-Казилташская зона некоторыми исследователя рассматривается как продолжение зоны Южного склона Большого Кавказа (Хаин и др., 2009).

2 История развития бассейнов Восточного Паратетиса и Средиземноморья в позднем миоцене

2.1 Восточный Паратетис

Восточный Паратетис (Эвксино-Каспийский водоем) представлял собой крупный бассейн, простиравшийся от северо-восточной Болгарии и восточной Румынии на западе до подножья Копетдага на востоке (Невесская и др., 1986). Геологическое развитие Восточного Паратетиса было цикличным, что обусловлено его переменными связями с водами Западного Паратетиса и Средиземноморья. Циклы развития бассейна были впервые выделены Н.И. Андрусовым в 1918 г. (Избр. тр., 1963).

В начале сарматского времени Паратетис представлял собой полуморской, замкнутый бассейн характеризующийся эпизодическими связями с Средиземноморьем (Невесская и др., 1986). Сарматский бассейн считается самым обширным бассейном Паратетиса в миоцене (рисунок 1). В связи с изоляцией бассейна и, как следствие, превышением притока пресных вод над испарением, в начале сармата описывается трансгрессия (Колесников, 1940). В меньшей степени трансгрессия могла быть вызвана тектоническими подвижками. Восточный Паратетис представлял собой два водоема (Эвксинский и Каспийский), соединенных широкими проливами, образуя при этом практически единый водоем. Изучаемый нами Керченско-Таманский район относится к наиболее глубоководной части бассейна. Соленость вод составляла 14-15‰, что привело к гибели большинства числа полигалинных родов (Ильина и др., 1976). В начале среднего сармата, в связи с тектоническими изменениями, поднятием Крыма и Кавказа Восточный Паратетис характеризовался сокращением площади и регрессией на юге. Это сопровождалось стабильным понижением солености вод до 4-9‰ и ниже, что привело к вымиранию моллюсков морского происхождения (Ильина и др., 1976). При этом, возможно существование в среднем сармате эпизодической связи со Средиземноморьем через Западный Паратетис (Невесская и др., 2003). В конце сармата были широко распространены бентосные диатомеи,

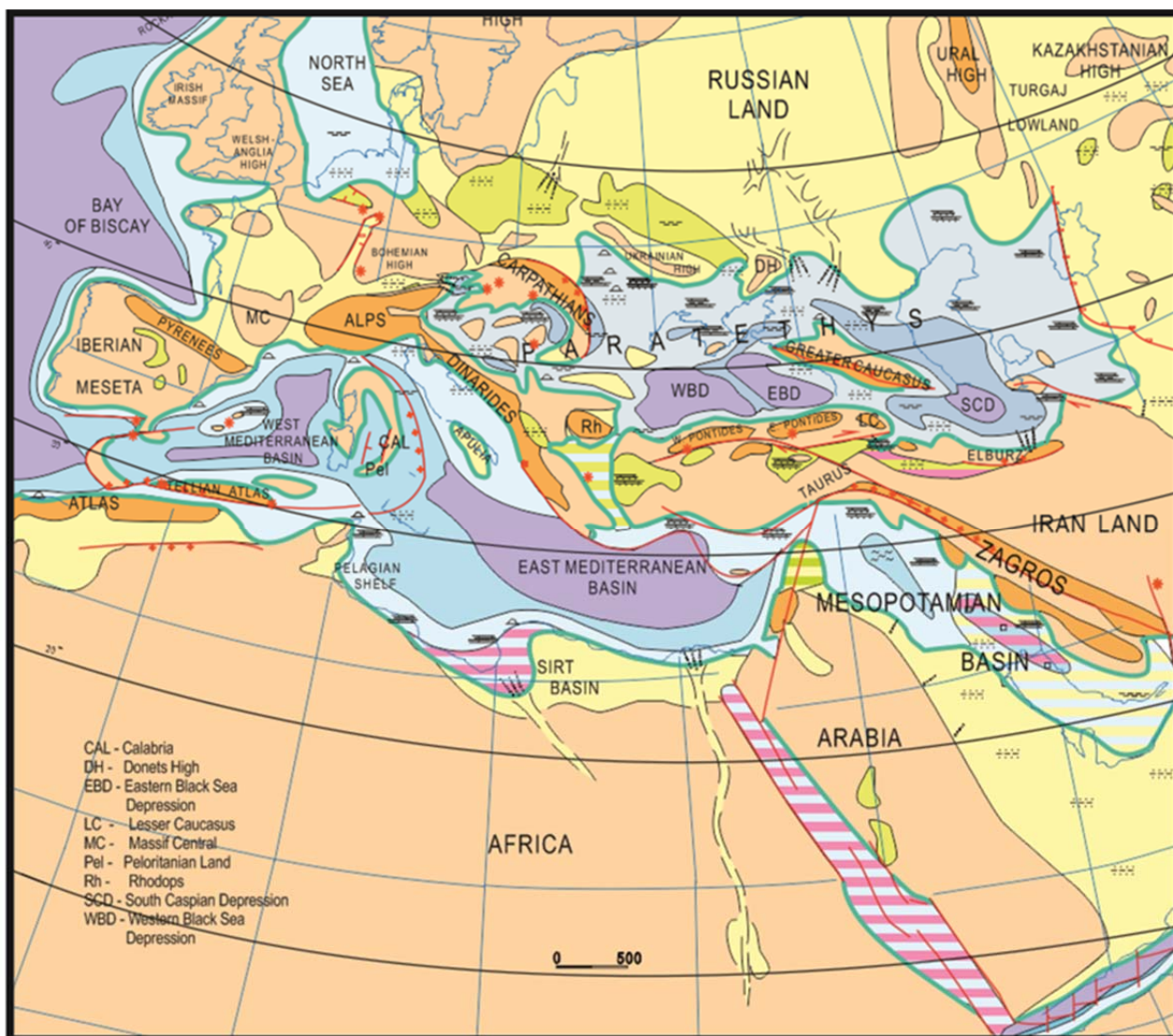


Рисунок 1 – Литолого-палеогеографическая карта Паратетиса для временного интервала 12-11 млн лет. (Porov et al., 2004)

что может свидетельствовать о относительно мелководных условиях осадконакопления и активная гидродинамика (Ростовцева Козыренко). Соленость составляла не менее 5-8 ‰, а сам бассейн имел замкнутый и полуморской характер (Ильина и др., 1976).

Нижний мэотис характеризуется новым трансгрессивным этапов Восточного Паратетиса (рисунок 2). Полностью опресненный позднесарматский бассейн соединился с Средиземноморьем на юге, через промежуточные бассейны в районе Ирана или Восточной Турции (Ильина, 1980), а также возможно на юго-западе через Эгейско-Тракийский полуморской бассейн (Ильина и др. 1980, 2000, Невеская и др., 1984, 1986; Ильина, 1980, 2000). При этом Восточный и Западный Паратетис были полностью изолированы друг от друга. С развитием

трансгрессии и, следовательно, увеличением солености вод (13-18 ‰), увеличилось разнообразие донной фауны, а также некоторых планктонных форм. Основу раннемэотического комплекса составили мшанковые биогермы, построенные практически исключительно эвригалинными видами.

Восточный Паратетис в верхнем мэотисе представлял собой солоноватоводный мелководный водоем (Porov et al., 2004) с эпизодическими сообщениями с морскими водами. При этом можно отметить прогрессирующую изоляцию Восточного Паратетиса и его опреснение.



Рисунок 2 – Литолого-палеогеографическая карта Паратетиса для временного интервала 8.5-7.0 млн лет. (Porov et al., 2004)

В послемэотическое время начинается новый цикл развития Восточного Паратетиса, характеризующийся трансгрессией, особенно в его северной и восточной части (Роров et al., 2004), и приходом разнообразной солоноватоводной фауны (Невесская и др., 1986). Этот цикл продлился до четвертичного времени. Западный и Восточный Паратетис начали сообщаться между собой сначала ограниченно, а потом достаточно широко (Невесская и др., 2003). В начале понта Эвксинский и Каспийский бассейн соединялись через широкий Ставропольский пролив. По мнению Л.А. Невесской со авторами воды в Эвксино-Каспийскую часть Паратетиса поступали из Тракийско-Эгейского залива Средиземноморского моря. По мнению Андрусова (Андрусов, Изб. тр, 1963) раннепонтическая трансгрессия обусловлена притоком преимущественно пресных водов, в связи с изменением климата.

В начале позднего понта значительно изменилась палеогеография бассейна, а в босфорское время Паратетис еще больше сократился: закрылся Ставропольский пролив (Роров et al., 2004) (рисунок 3) Западный Паратетис прекратил свое существование, а Восточный распался на Дакийско-Эвксинский и Каспийский бассейны, развитие которых с этого времени большей частью шло разными путями (Невесская и др., 1986). Однако, на юго-западе Каспийского бассейна в районе Закавказья связь с Эвксином сохранилась в течение всего понта (Невесская и др., 1986). В конце позднего понта произошла регрессия в следствие которой полностью осушился современный шельф Азовско-Черноморского бассейна (Семененко, 1993). В юго-восточной части Керченского полуострова в понижениях дна водоема при этом накапливались песчано-глинистые отложения. Эти различия в характере осадконакопления на территории Восточного Паратетиса были сглажены к концу позднего понта. Восстановилось накопление тонкослоистые глинистых осадков. Максимальные глубины бассейна были на востоке. Тонкослоистое чередование более светлых и темных прослоев глинисто-известкового материала была обусловлена сменой гидродинамики.

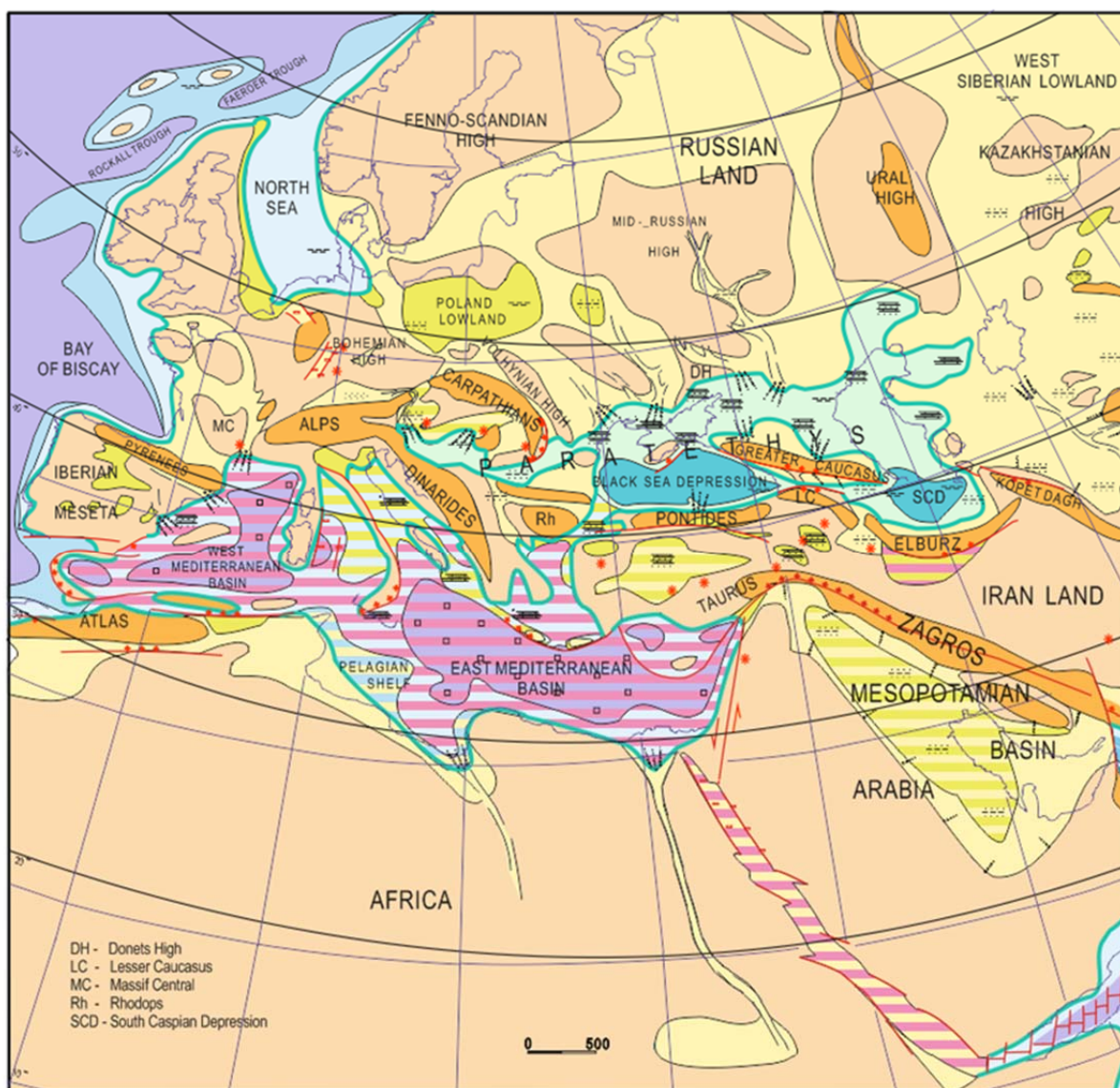


Рисунок 3 – Литолого-палеогеографическая карта Паратетиса для временного интервала 6.1-5.7 млн лет. (Porov et al., 2004)

Результируя вышесказанное, можно отметить, что при частой смене палеогеографии в изучаемом районе Восточного Паратетиса, обусловленной изменениями как тектонического, так и климатического режимов, для верхнемиоценового времени характерна строгая регрессивная тенденция развития бассейна и переход от морского или полуморского режима к солоноватоводному. Начиная с понта солоноватоводный режим стал доминирующим.

2.2 Средиземноморский бассейн

На протяжении нижнего мессиния Средиземноморский бассейн претерпел значительные ограничения в глубоководной циркуляции вод, о чем свидетельствует циклическое формирование сапропелей (темноцветных, богатых органическим веществом сланцев указывающие на значительное снижение кислорода в придонных водах). Непосредственно подстилает первые мессинские эвапориты формация Tripoli (6.96 – 5.97 млн лет) и представляет собой циклическое чередование диатомитов и доломитовых глин и включает в себя 46 чередующихся циклов, формирование которых контролируется прецессией, с периодическим усилением биокремневой продуктивности и следующим за этим накоплением диатомитов. Данные изотопного анализа доломитов позволяют предположить, что в глинистых пачках раньше могли быть прослой эвапоритов. Осадконакопление происходило при высоком уровне моря, а отложение эвапоритов при низком, что было связано с периодическим заполнением Средиземноморского бассейна атлантическими водами, вливавшимися через западный порог.

На этапе 5.98 – 5.97 млн лет отмечается формирование прослоя Calcare di Base мощностью до 6 м, который принято считать первым карбонатным прослоем, насыщенный псевдоморфозами галита, акцессорными гипсовыми кристаллами и целестином. Этот прослой прослеживается не на всей территории Средиземноморского бассейна и фациально замещается отложениями массивных гипсов на его глубоководных участках (рисунок 4).

Данные полученные из обнажений как глубоководных так и мелководных отложений показывают, что до отметки в 5.96 млнлет не происходило значительных изменений в гидрологии бассейна (Hilgen et al., 2004). Гидрология и режим циркуляции вод в Средиземноморском бассейне резко изменилась в пределах 5.96 ± 0.02 млн лет (рисунок 5), что в разрезе отражается появлением первых мессинских эвапоритов, так называемая формация Нижних эвапоритов (Krijgsman et al., 1999). Отложения этой формации имеют среднюю мощность

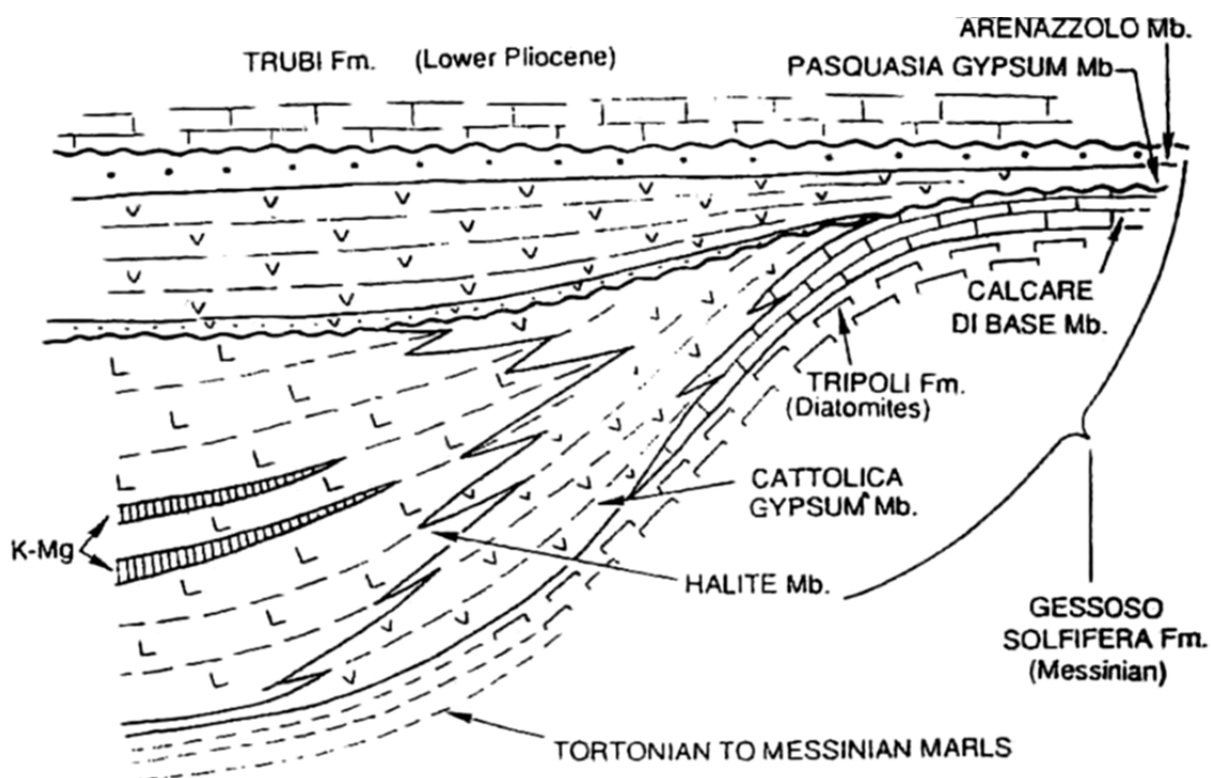


Рисунок 4 – Стратитиграфическая модель распространения мессинских отложений на примере о.Сицилия (Garcia-Veigas et al., 1995)

около 150 м, с некоторыми отклонениями, за счет изменения мощности сланцевых прослоев и ее продолжительность формирования оценивается порядка 200 тыс. лет. В целом, первая эвапоритовая стадия фиксирует начало закрытия двух основных проливов, связывающих Средиземное море с Атлантическим океаном. Один из них это пролив Betic, проходящий через южную Испанию, закрывшийся раньше в конце тортона – начале мессиния. Второй пролив – Rifian, через северное Марокко, который закрылся около 6,08 млн лет назад.

На этой стадии развития бассейна выделяется до 16-17 циклов эвапоритов, чередующихся с сапропелевыми (безкислородными) известковыми глинами. Это отражает влияние регионального климатического воздействия, связанного с изменениями прецессии: в более аридных условиях накапливались эвапоритовые отложения, а более гумидные условия приводили к отложению сапропелевых известково-глинистых отложений.

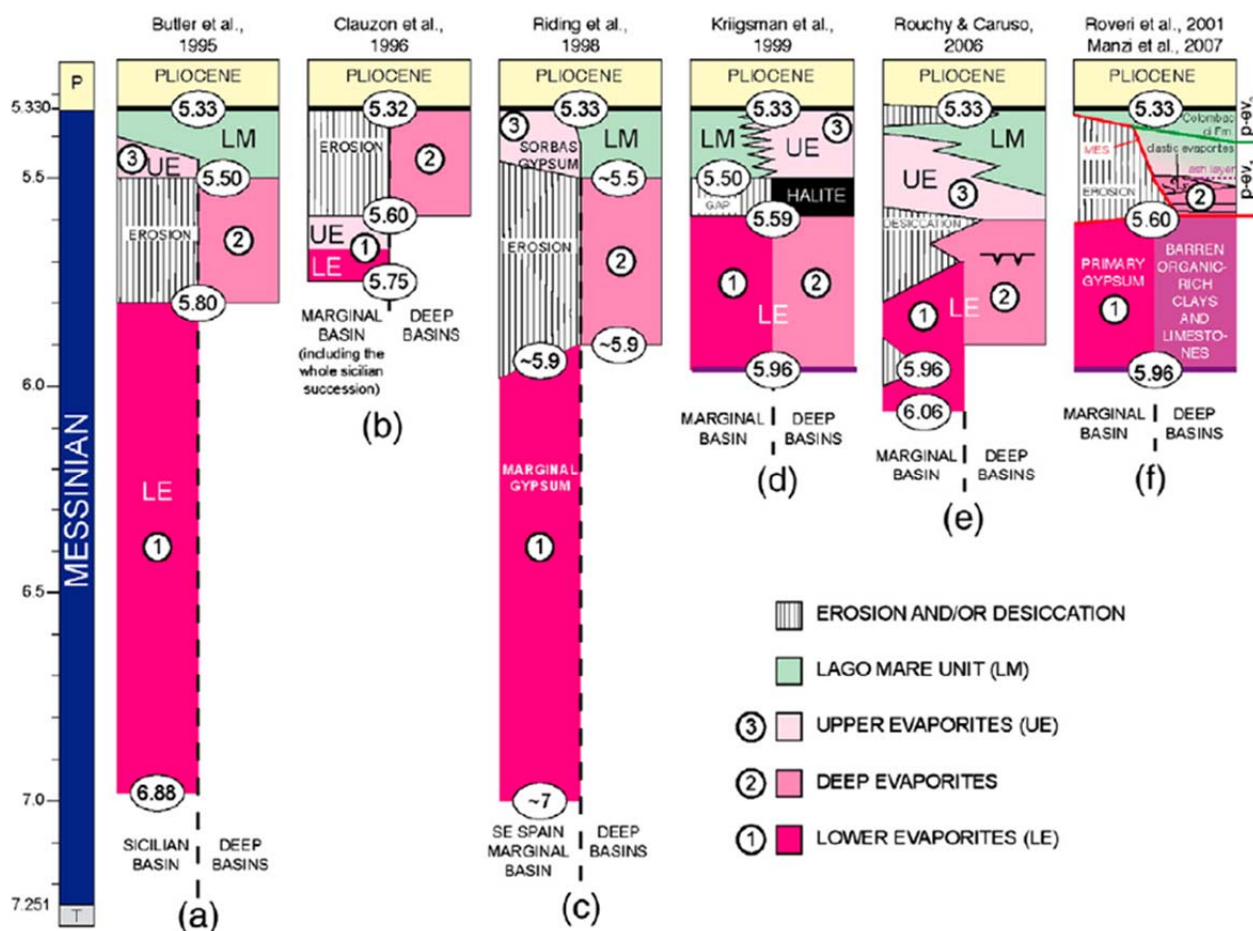


Рисунок 5 – Различные сценарии развития Мессинского соленосного кризиса (Roveri et al., 2014)

По наличию цианобактерий в гипсах можно сделать вывод о глубинах палеобассейна не превышающих 200 м с периодическими притоками кислородосодержащих придонных вод. Отсутствие гипсов в одновозрастных глубоководных условиях может быть связано с слабонасыщенными рассолами и/или бескислородными условиями, т.е. условиями с пониженным содержанием сульфатов, в придонных водах бассейна, что препятствует образованию гипсов. На протяжении этой стадии глубоководные бассейны и абиссальные равнины, вероятно, питались за счет глубоководных морских мергелей и турбидитов.

Второй этап (или этап кульминации Мессинского кризиса) с образованием границы MES (Messinian Erosional Surface – Мессинская эрозионная поверхность) произошел на отрезке 5.6-5.5 млн лет и характеризуется субэдральным воздействием, эрозией эвапоритовых бассейнов, сформированных на протяжении

предыдущего этапа, отложением первичных эвапоритов (в основном галит и калийные соли) и сужением и/или существенным сокращением ранее глубоководных бассейнов, что в комплексе является доказательством существенного падения уровня моря в Средиземноморье. Самое яркое доказательство этих важнейших модификаций бассейновых условий выявлено в мелководных бассейнах Апеннин и Сицилии, где ярко выражено субаэральное воздействие на ПГН, подчеркнутое глубокой эрозией и карстообразованием.

Континентальные окраины Средиземноморья характеризуются появлением эрозионной поверхности (MES) с расчлененным рельефом, что является индикатором существенного омоложения речной сети в позднем миоцене, во время кульминации Мессинского кризиса, когда глубокие каньоны прорезали склоны наиболее крупных рек (Нил, Рона) (Clauzon et al., 1973). Продукты эрозии были перемещены вниз по склону в самые глубоководные участки бассейна (Lofi et al., 2005). По Roveri и др. и более ранние работы (Roveri et al., 2001), (Lofi et al., 2005) и Manzi и др. (Manzi et al., 1999), начало эрозионной фазы окраинных частей Средиземноморского бассейна выражено в разрезах Апеннин и Сицилии резкой активизацией турбидитовой системы, включающей различные по своей масштабности турбидитовые потоки: от гигантских оползней до хаотичных оползневых тел, дебрис флоу, низко и высокоплотностных турбидитовых потоков.

Этот этап Мессинского кризиса, с его сильным стратиграфическим отпечатком, является следствием тесной взаимосвязи между параллельными климатическими, тектоническими и палеогеографическими изменениями. Этот этап включает в себя две последовательные ледниковые эпохи (TG14 и TG12). Климатические события совпадают с тектонической активностью, связанной с важной фазой реорганизации границ Африканско-Евразийской плиты в районе Средиземноморья, характеризуемая активным сбросообразованием и сопутствующим поднятием района Гибралтара (Duggen et al., 2003), (Sierro et al., 2001). Комбинация тектонических и климатических изменений могла

спровоцировать сильное снижение связей с Атлантическим бассейном и, в частности, непродолжительное их перекрытие (Krijgsman et al., 1999), таким образом, вызывая испарение и понижение уровня моря в Средиземноморском бассейне и накоплении галитов.

Следующий этап развития Мессинского кризиса солености соответствует формации Верхних эвапоритов (5.61-5.33) и характеризуется периодическими сменами солености воды, проявившиеся во всей акватории Средиземного моря, что было отражено в прослоях эвапоритов и обломочных отложениях, включающих в себя солоноводную и пресноводную фауну (Orszag-Sperber et. al., 2006). Изучаемая вертикальная организация отложений Верхних эвапоритов позволяет выделить два подуровня (p-ev1 и p-ev2 (Roveri et al., 2001)).

Нижний уровень характеризуется циклическим чередованием гипсов и сланцевых прослоев и более развит в южной и восточной части Средиземноморья (Сицилия, Ионические о-ва, Крит, Кипр, дельта Нила). Гипсовые фации отличаются от формации Нижних эвапоритов и свидетельствуют о режиме осадконакопления в очень мелководных условиях (Lugli S., 1999; Manzi et al., 2007). Мощность отложений варьируется от нескольких десятков метров (Сицилия) до 1 км (Апеннинский прогиб).

Верхний уровень или Lago Mare (в пер. «озеро-море») характеризуется сильным влиянием пресных вод, о чем свидетельствуют осадочные фации, отражающие омоложение речной сети и/или изменения в режиме осадконакопления. Об этом также свидетельствуют фаунистические и растительные комплексы, которые характеризуются увеличением таксонов Паратетиса (*Loxocorniculina djafarovi*, *Galeacysta etrusca*) (Bertini A., 2006; Gliozzi et al., 2007, Londeix et al., 2007). Нижняя граница этого уровня соответствует 5,42 млн лет и характеризуется мощностью от нескольких десятков метров (Сицилия) до 400 м. (Апеннинский прогиб).

На отметке 5.33 по данным циклостратиграфии отмечается переход к полностью морским условиям, что свидетельствует об окончании кризисных

условий осадконакопления. Следующий этап получил свое название как Занклеанский потоп и характеризуется полным восстановлением связей Средиземноморского бассейна с Атлантическим океаном и формированием формации Труби (5.33-4.2 млн лет), которая представлена белыми и серыми глинистыми известняками, по мощности около 100 м, формирующие седиментологические циклы около 1 м по мощности. По результатам фациальных исследований было сделано предположение, что серые прослои накапливались в гумидных климатических условиях, а белые прослои, напротив, в условиях аридного климата и условиях минимального континентального сноса.

3 Краткий обзор представлений о положении понтического региояруса Восточного Паратетиса в общей стратиграфической шкале

Одной из проблем стратиграфической шкалы неогена Восточного Паратетиса является определение соответствия существующих региоярусов подразделениям общей стратиграфической шкалы. Особый интерес, учитывая цели и задачи проводимого исследования, вызывает положение понтического региояруса, которому может отвечать наступление Мессинского кризиса солености в Средиземноморье.

Границы понтического региояруса тесно увязаны с положением мэотического и сарматского региояруса, которые также рассматриваются в данной работы. Необходимо отметить, что именно понтический региоярус – его продолжительность, возраст границ и их корреляция с подразделениями стратиграфической шкалы Средиземноморья – на протяжении нескольких десятилетий является предметом наиболее острой дискуссии в международном научном сообществе. В настоящий момент не существует единой точки зрения о положении понта относительно стратиграфической шкалы Средиземноморья, что подтверждается изданными работами последних лет (Чумаков, 2000; Невеская и др., 2003; Семененко и др., 2009; Krijgsman et al., 2010; Vasiliev et al., 2011; Попов и др., 2013 и др.). Часть имеющихся точек зрения представлены на рисунок 1. Некоторые из них мы рассмотрим подробнее.

Вопрос о стратиграфическом положении понта тесно связан с изучением палеомагнетизма и корреляцией с палеомагнитными эпохами. В неогене выделяется 46 зон прямой и обратной намагниченности, которые по преобладающей полярности объединены в более крупные магнитозоны. В конце миоцена и в начале плиоцена выделяются магнитозоны: седьмая, шестая, пятая и Гилберт.

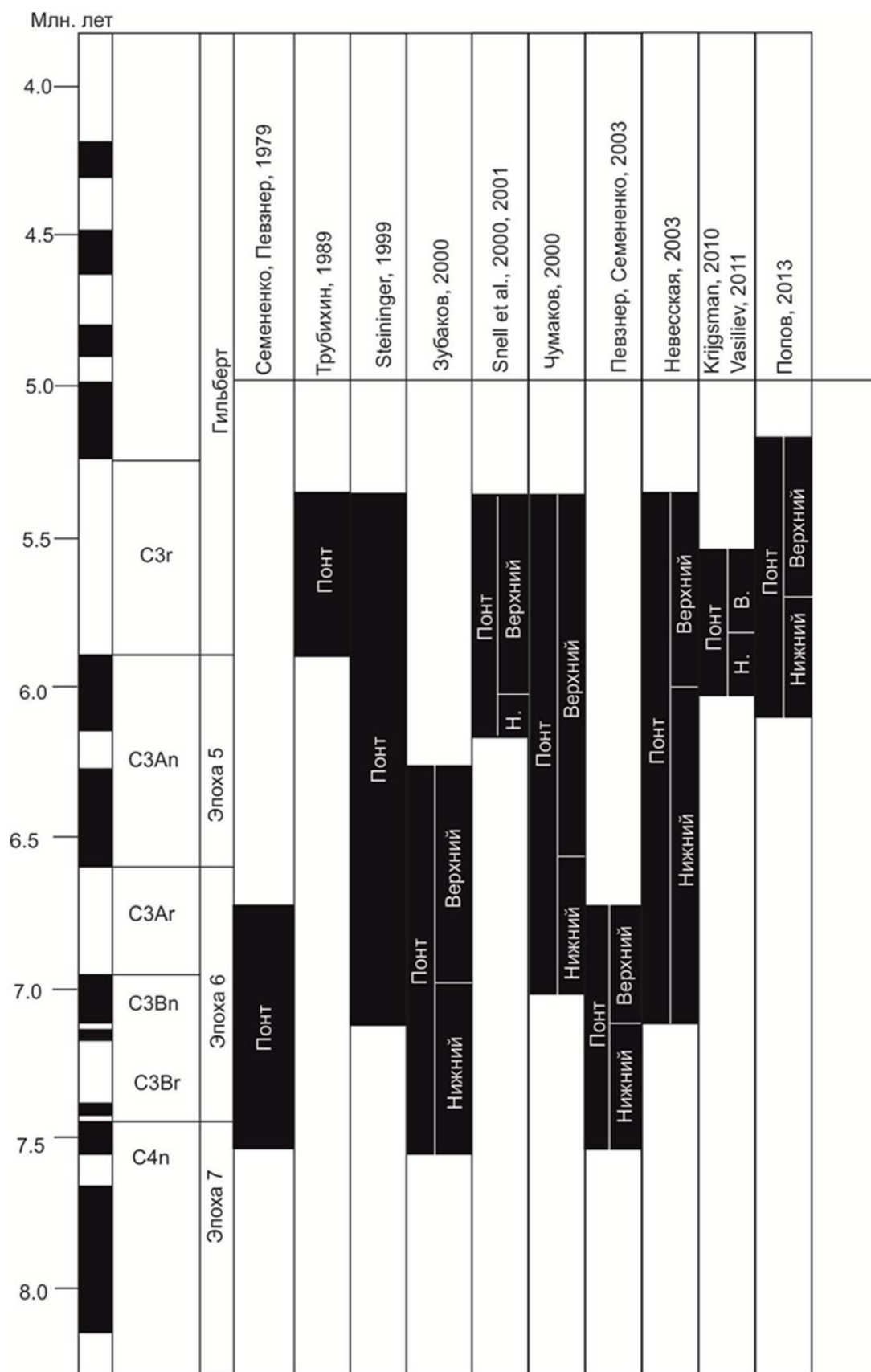


Рисунок 1 – Обзор части представлений о положении понтического региона (по Певзнер и др., 2003 с дополнением)

В настоящий момент, наибольшее распространение получила эталонная геомагнитная шкала (Cenozoic geomagnetic polaritytime scale - GPTS) опубликованная W.A. Berggren в 1995 г. (Berggren et al., 1995) (рисунок 2). В геомагнитной шкале выделяются хроны, которые позволяют проводить более детальную корреляцию. Таким образом, шестая магнитозона соответствует хронам C3Br-Ar, пятая магнитозона соответствует хрону C3r и т.д. Для неогенового периода в 2004 г. L. Lourens и др. издали на настоящий момент самую детализированную геомагнитную шкалу (Lourens et. al., 2004).

MIDDLE-LATE MIOCENE TIME SCALE

TIME (Ma)	CHRONOS	POLARITY	EPOCH	AGE	PLANKTONIC FORAMINIFERA			CALCAREOUS NANNOPLANKTON		
					(SUB)TROPICAL		TRANSITIONAL	(SUB)ANTARCTIC		
					Berggren (this work)		Berggren and others (1983a); this work	Berggren (1992)	Martini (1971)	
					Blow (1989)				Bukry (1973, 1975)	
5	C3n	1 2 3 4n	MIOCENE	EARLY	PL1	b a	N 19 N 18	<i>Gt. puncticulata</i> IZ <i>Gt. sphericomiozea</i> IZ	NN14 NN13 NN12	CN10 c b a
6	C3r			LATE	M14	<i>Gt. linguaensis</i> - <i>Gt. tumida</i> IZ				
7	C3An	1 2n				<i>Gd. extremus/</i> <i>Gt. plesiotumida</i> - <i>Gt. linguaensis</i> ISZ	Mt10 N 17	<i>Gt. conomiozea/</i> <i>Gt. mediterranea</i> - <i>Gt. sphericomiozea</i> IZ		
8	C3Ar	1 2n								
9	C4n	1 2n	MIOCENE	TORTONIAN	M13	<i>N. acostaensis</i> - <i>Gd. extremus/</i> <i>Gt. plesiotumida</i> ISZ	Mt9 N 16	<i>N. mayeri</i> - <i>Gt. conomiozea</i> IZ	NN11 d c b a	CN9 d c b a
10	C4r	1 2n								
11	C4An	1 2n								
12	C4Ar	1 2n								
13	C5n	2n	MIOCENE	MIDDLE	M12	<i>N. mayeri</i> - <i>N. acostaensis</i> IZ	N 15		NN10	CN8
14	C5r	2 3r			M11	<i>Gt. nepenthes</i> - <i>M. mayeri</i> Conc. RZ	N14		NN9b	CN7b
15	C5An	1 2n			M10	<i>Gt. f. robusta</i> - <i>Gt. nepenthes</i> IZ	N13		NN9a	CN7a
16	C5Ar	1 2n			M9	<i>Gt. f. robusta</i> - <i>Gt. f. robusta</i> IZ	N12		NN9	CN7
17	C5ACn	1 2n	MIOCENE	SERRAVALIAN	M8	<i>Gt. f. robusta</i> - <i>Gt. f. robusta</i> IZ	N11		NN8	CN6
18	C5ADn	1 2n			M7	<i>Gt. peripheroacuta</i> Lin. Z	N 10		NN7	CN5b
19	C5Bn	1 2n			M6	<i>O. suturalis</i> - <i>Gt. peripher.</i> IZ	N9		NN6	CN5
20	C5Br	1 2n			M5	<i>Pr. glomerata</i> - <i>O. suturalis</i> ISZ	N8		NN5	CN4
21									NN4	CN3

Рисунок 2 – Геомагнитная шкала для среднего и позднего миоцена (Berggren et al., 1995)

В 1989 г. Валерий Михайлович Трубихин впервые опубликовал данные палеомагнитных исследований, которые фиксируют обратную намагниченность понтических отложений. На основании полученных результатов, а также учитывая анализ фауны изучаемых отложений, В.М. Трубихин сопоставил

понтический регионарус с нижней частью палеомагнитной эпохи Гилберта (Gilbert) до эпизода Твера (Thvera). Мессинскому регионарусу отвечают часть 6-й палеомагнитной эпохи, полностью 5 палеомагнитная эпоха, а также нижняя часть эпохи Гилберта, что позволяет сделать вывод о корреляции большей части понта с верхами мессинского яруса Средиземноморья (Trubikhin, 1989) (рисунок 3).

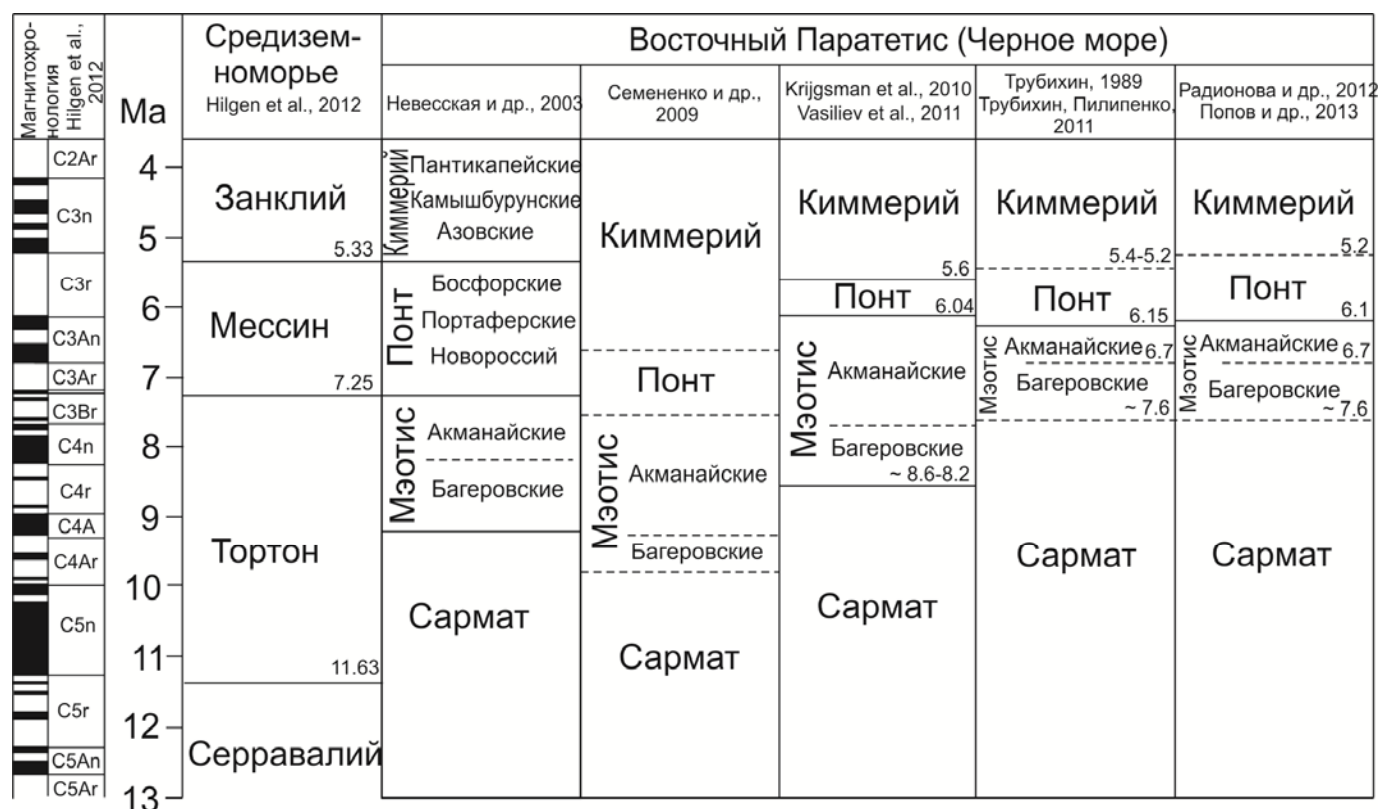


Рисунок 3 – Схема сопоставления регионарусов Восточного Паратетиса по последним опубликованным данным (Rybkina et al., 2015)

В дальнейшем вокруг точки зрения В.М. Трубихина о положении понта в общей стратиграфической шкале развернулась острая научная дискуссия.

В статье И.С. Чумакова (2000) указывается, что по радиометрическим датировкам вулканических пеплов новороссийских слоев понта Азербайджана граница между мэотисом и понтом проходит около 7.0–7.2 млн лет. Верхняя граница нижнего понта отвечает 6.5–6.4 млн лет. При этом продолжительность понта, как и всего мессиния, оценивается около 1.8 млн лет. По мнению И.С.Чумакова, понтический регионарус сопоставим с хронами C3Ar, C3An, C3r, а

именно с 6, 5 магнитозонами и нижней частью эпохи Гилберта, т.е. полностью коррелируется с мессинием (рисунок 4).

1				2			
№	Хроны	ПОЛЯРНОСТИ ЭПОХИ					
5	C3n		Г И Л Ь Б Е Р Т	П Л И О Ц Е Н	З А Н К Л И Й	Т Р У Б И	К И М М Е Р И Й
6	C3r		5	М Е С С И Н И Й	д о з а п о р и т о в ы й (Т Р И П О Л И)	Г И Л Ь Б Е Р Т	К И М М Е Р И Й
	C3An						
	C3Ar						
	C3Bn						
7	C3Br		6	М Е С С И Н И Й	д о з а п о р и т о в ы й (Т Р И П О Л И)	Г И Л Ь Б Е Р Т	К И М М Е Р И Й
8	C4n		7	М Е С С И Н И Й	д о з а п о р и т о в ы й (Т Р И П О Л И)	Г И Л Ь Б Е Р Т	К И М М Е Р И Й
				Т О Р Т О Н	В Е Р Х Н И Й Т О Р Т О Н	М Э О Т И С	В Е Р Х Н И Й М Э О Т И С
							Э П И П О Н Т
							В Е Р Х Н И Й П О Н Т
							Б О С - Ф О Р
							Н О В О Р О С С И Й
							Е В П А - О Д Е С С И Й
							Т О Р И Я
							С А
							К И Е С Л О И

Рисунок 4 – Стратиграфическая схема (Чумаков, 2000)

1 – полярности, эпохи по Berggren; Стратиграфия и геохронология верхнего неогена Эвксина; 2 – стратиграфия и геохронология верхнего неогена Эвксина.

По данным М.А. Певзнера и др. (2003), в результате комплексного анализа данных по палеомагнитизму, наннопланктону, фауне млекопитающих, трековым датировкам отложений верхнего миоцена Восточного Паратетиса, понтические отложения соотносятся с верхней частью 7-й магнитозоны (C4n) и большей частью 6-й магнитозоны (C3Br–C3Ar). Нижняя и верхняя граница понта

проводится на уровне 7.5 и 6.7–6.6 млн лет соответственно. Граница между нижним и верхним понтом – 7–7.1 млн лет (рисунок 1). Эти данные в дальнейшем были подтверждены и уточнены в работе В.Н. Семененко и др. (2009), посвященной корреляции неогена Восточного Паратетиса и Средиземноморья по планктонным микрофоссилиям (фораминиферы, наннопланктон, диноцисты). В соответствии с этой точкой зрения, нижний понт коррелируется с верхней частью тортона, а верхняя граница нижнего понта совпадает с границей тортона/мессиния (рисунок 3). Согласно этим представлениям, длительность понта составляет около 0.8 – 0.9 млн лет.

В 2003 г. Л.А. Невесской с коллективом авторов была опубликована статья о стратиграфической шкале неогена Восточного Паратетиса, которая в дальнейшем послужила основой для разработки унифицированной региональной стратиграфической схемы неогеновых отложений южных регионов России (рисунок 5), рекомендованной к использованию в настоящий момент. По данным Л.А. Невесской с соавторами (2003), понтические отложения соответствуют мессинскому ярусу Средиземноморья с границами 7.2–5.3 млн лет. На это указывают палеогеографические данные, а также состав соноватоводной фауны моллюсков и диноцист понта и мессиния. Эта точка зрения во многом совпадает с представлениями И.С. Чумакова (2000).

После утверждения унифицированной региональной стратиграфической схемы неогеновых отложений южных регионов России в 2004 году, дискуссии о положении большей части региональных ярусов, включая понт, не прекратились. За последнее десятилетие разрезы Восточного Паратетиса были изучены различными мультидисциплинарными методами и получены новые данные.

В 2010 г. была опубликована работа W. Krijgsman et al. (2010), в которой рассматриваются результаты изучения верхнемиоценовых отложений Дакийского бассейна (Румыния) и Эвксино-Каспия и приводится датировка границ основных стратиграфических подразделений. По данным W. Krijgsman et al. (2010), возраст границы между мэотисом и понтом соответствует $6,04 \pm 0,01$ млн лет (рисунок 3).

В Эвксино-Каспии граница между нижним и верхним понтом датируется около 5.8 ± 0.1 млн лет. Понтические отложения сопоставляются с верхней частью мессиния, что и предполагалось изначально В.М. Трубихиным (1989).

В 2011 г. была опубликована статья I. Vasiliev и др., в которой рассматривалась геохронология верхнемиоценовых отложений Черного моря, основываясь на данных магнитостратиграфии и датировок методом $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, полученных при изучении отложений сармата, мэотиса и понта разреза мыса Железный Рог Тамани. Нижняя и верхняя границы понта по данным проведенного исследования были датированы 6.04 ± 0.01 и 5.5 млн лет соответственно, что согласуется с представлениями W. Krijgsman et al. (2010). При этом необходимо отметить, что в данной работе в описании понтических отложений Тамани отсутствуют босфорские слои, наличие которых в рассматриваемом разрезе ранее не вызывало сомнения и было подтверждено всеми проводимыми исследованиями. Последнее обстоятельство вызывает много вопросов и ставит под сомнение часть полученных при этом результатов. Необходимо также отметить, что нижняя граница мэотического яруса датируется на уровне 8.6–8.2 млн лет по радиометрическим определениям возраста пеплового прослоя, присутствующего в кровле сармата (херсонский региоподъярус). В соответствии с этими данными длительность мэотического региояруса составляет 2.2 – 2.6 млн лет, а понтического региояруса – около 0.5 млн лет. Согласно полученным результатам, понтический региоярус отвечает в основном нижней части эпохи Гилберта, что согласуется с точкой зрения В.М. Трубихина (1989).

В 2012 году вышла статья коллектива российских учёных (Radionova et al., 2012), рассматривающая результаты комплексных исследований опорных разрезов неогена Таманского полуострова (разрезы горы Зеленского, мыса Панагия, мыса Попов Камень, мыса Железный Рог, Тамань). В этой работе на основе синтеза палеомагнитных, палеонтологических и геохронологических данных граница между мэотисом и понтом отвечает около 6.1 млн лет. Граница

Система		Общая стратиграфическая шкала (Berggren et al., 1995)					Восточный Паратетис			
Млн. лет	Отдел	Ярус	Зоны по палеомагнитным факторам раннеплиоцену		Зоны по палеомагнитному	Регно-ярус	Регно-подъярус			
Четвертичная	Плейстоцен	Калабрий	PT1		NN21	Апшерон Q _{1ар}				
					NN20					
					NN19					
	Плиоцен	Верхний	PL6		NN18	Акчагыл N _{2ak}				
		Галазий	PL5 + PL4 + PL3		NN17					
		Палеоценовый			NN16					
		Нижний	PL2		NN15 + NN14	Киммерий N _{2km}				
			N19		NN13					
			PL1		NN12					
	Мiocен	Мессиний	M14		NN11	Понт N _{1pt}	Верхний			
		Туртон	N17		NN10	Мэотис N _{1mt}	Верхний			
			M13							
Неогеновая			N16		NN9b	Сармат N _{1sgm}	Верхний			
					NN9a					
					NN8					
			M12		NN7					
			M11				Средний			
			M10							
			M9							
			N12							

Рисунок 5 – Стратиграфическая схема верхнемиоценовых отложений Восточного Паратетиса (по Невеская и др., 2003)

между нижним и верхним мэотисом соответствует примерно границе хронов C3Ar/C3An датированной 6.733 млн лет. Предполагается, что возраст нижней границы мэотиса отвечает ~7.6 млн лет, на что также указывает наличие в кровле сарматских отложений морских видов диатомей *Thalassiosira burckliana* (LO 7.9 Ma), *Th. gounowii* (LO 7.9 Ma) и *Th. antique* (FO 7.7 Ma). В настоящей работе эта точка зрения также будет учтена автором для дальнейших расчетов и определений.

В 2013 г. прошло всероссийское совещание, посвящённое проблемам адаптации ревизованной Международной стратиграфической шкалы (МСШ) к геологическим условиям России и обустройства Общей (национальной) стратиграфической шкалы (ОСШ). По итогам совещания коллективом автором Попов С.В. и др. была опубликована статья, обобщающая новые данные, в которой понтический регионрус по моллюскам, микрофлоре и палеомагнитным данным соответствует в основном хрону C3r и его границы датируются 6.1 и 5.2 млн лет (Попов и др., 2013). Таким образом, по последним данным комплексных стратиграфических исследований понтический регионрус в большей степени соответствует верхам мессиния (рисунок 3, рисунок 6).

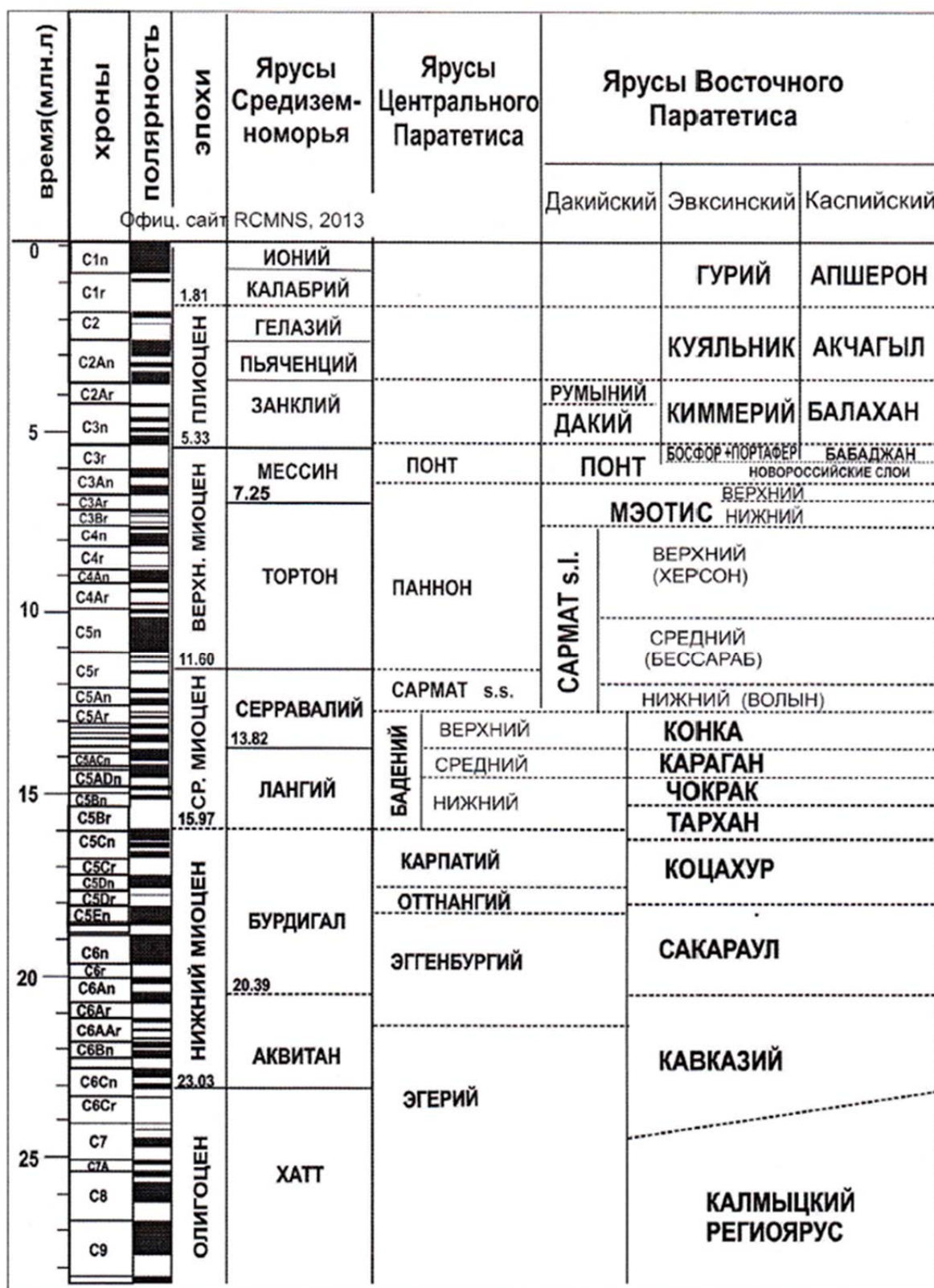


Рисунок 6 – Схема сопоставления регионарусов Восточного Паратетиса с Центральным Паратетисом и Средиземноморьем (Попов и др., 2013)

4 Литологическая характеристика изучаемых верхнемиоценовых отложений Восточного Паратетиса и Средиземноморья

4.1 Опорные разрезы Восточного Паратетиса

4.1.1 Разрез Попов Камень

Разрез Попов Камень является опорным разрезом для мэотического региояруса на территории России и расположен в районе мыса Попов камень на черноморском побережье (рисунок 1). Верхний мэотис в разрезе срезается лассовыми породами, а вышележащие отложения понта здесь отсутствуют (рисунок 2). Разрез литологически хорошо изучен и далее будет представлено его послойное описание в соответствии с опубликованными данными (Ростовцева и др., 2008).

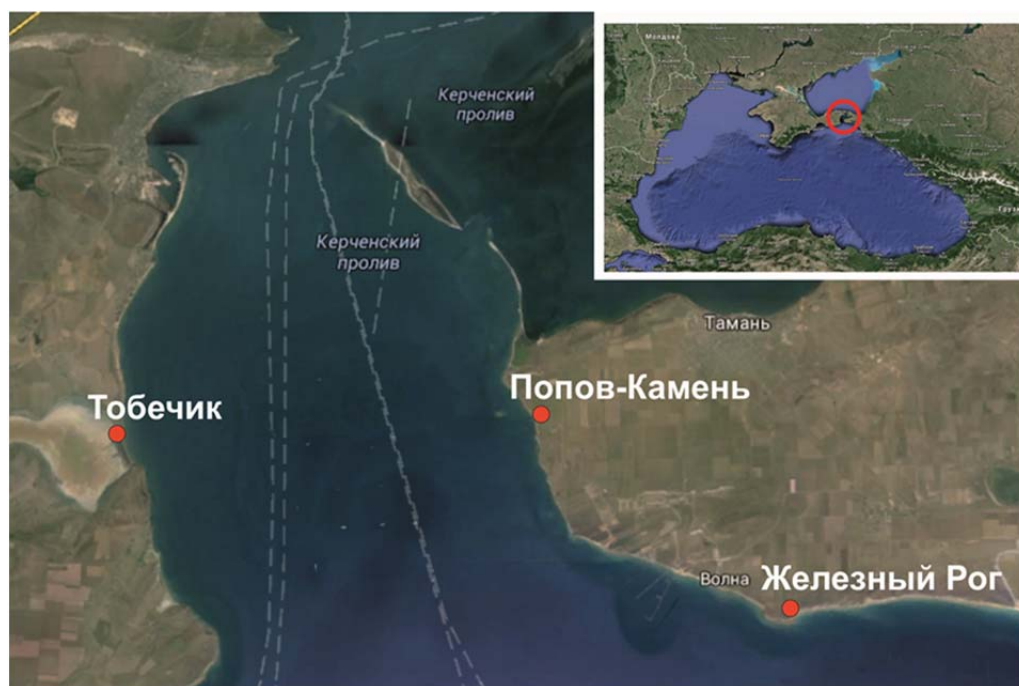


Рисунок 1 – Положение изучаемых разрезов Восточного Паратетиса. Спутниковый снимок предоставлен google maps

В береговых обрывах черноморского побережья Таманского полуострова, в районе мыса Попов Камень с северо-запада на юго-восток снизу верх прослеживаются (рисунок 3):

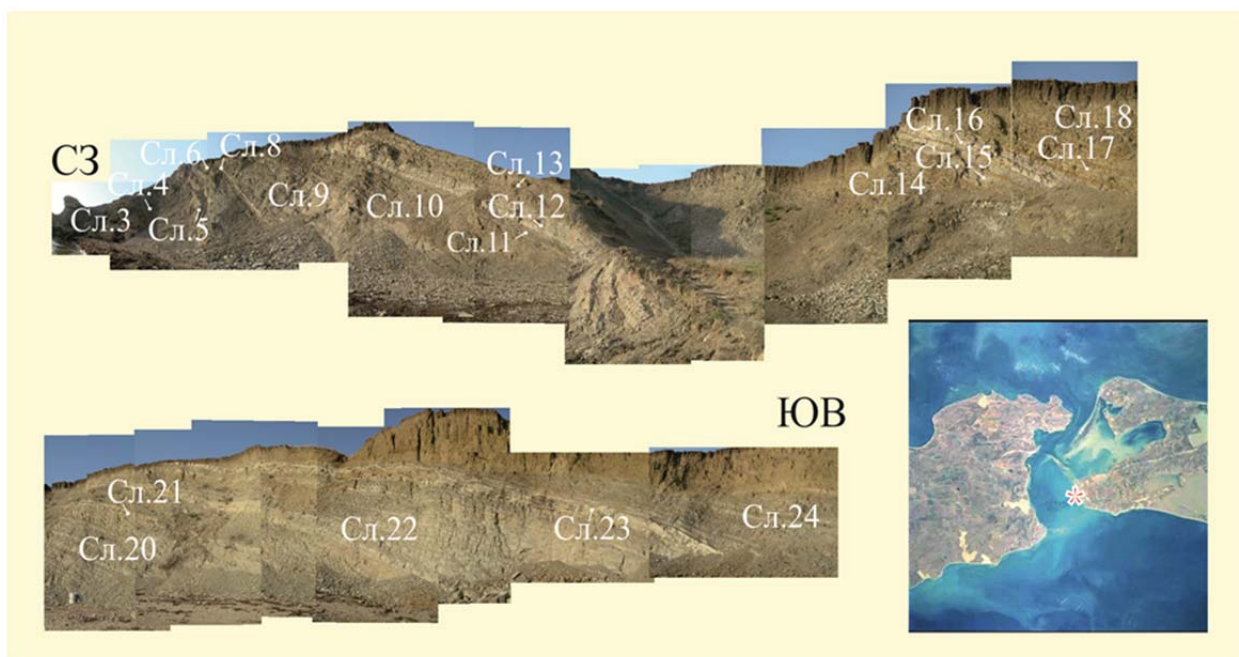


Рисунок 2 – Общий вид сармат-понтических отложений в разрезе Попов Камень (Таманский полуостров)

Верхний сармат.

1. Ритмичное чередование глин с прослоями (до 0.2 м) карбонатных пород (преимущественно пеллоидных и микробиальных доломитизированных известняков), видимой мощностью около 20-30 м

2. Глины темно-серые, тонкослоистые, слабодиадомовые, местами алевроитистые, с 1-3 см прослоями пепла (на интервалах по Чумакову и др. 1992: около 40 м выше подошвы слоя, с радиометрическим возрастом 11.19 ± 0.74 млн лет и 60 м ниже кровли слоя, с радиометрическим возрастом 10.58 ± 0.75 млн лет). В верхней части глин отдельные прослои (до 0.2 м) известняков бурых, копролитовых, содержащих примесь мелкого боя водорослевых корочек, местами с неровными карманообразными нижними границами. По Т. Ф. Козыренко в кровле слоя в глинах содержатся многочисленные обломки створок преимущественно бентосных видов диатомей (целыми встречаются только панцири мелких видов), среди которых наиболее часто встречается *Synedra tabulata* (Ag.) – около 170 м

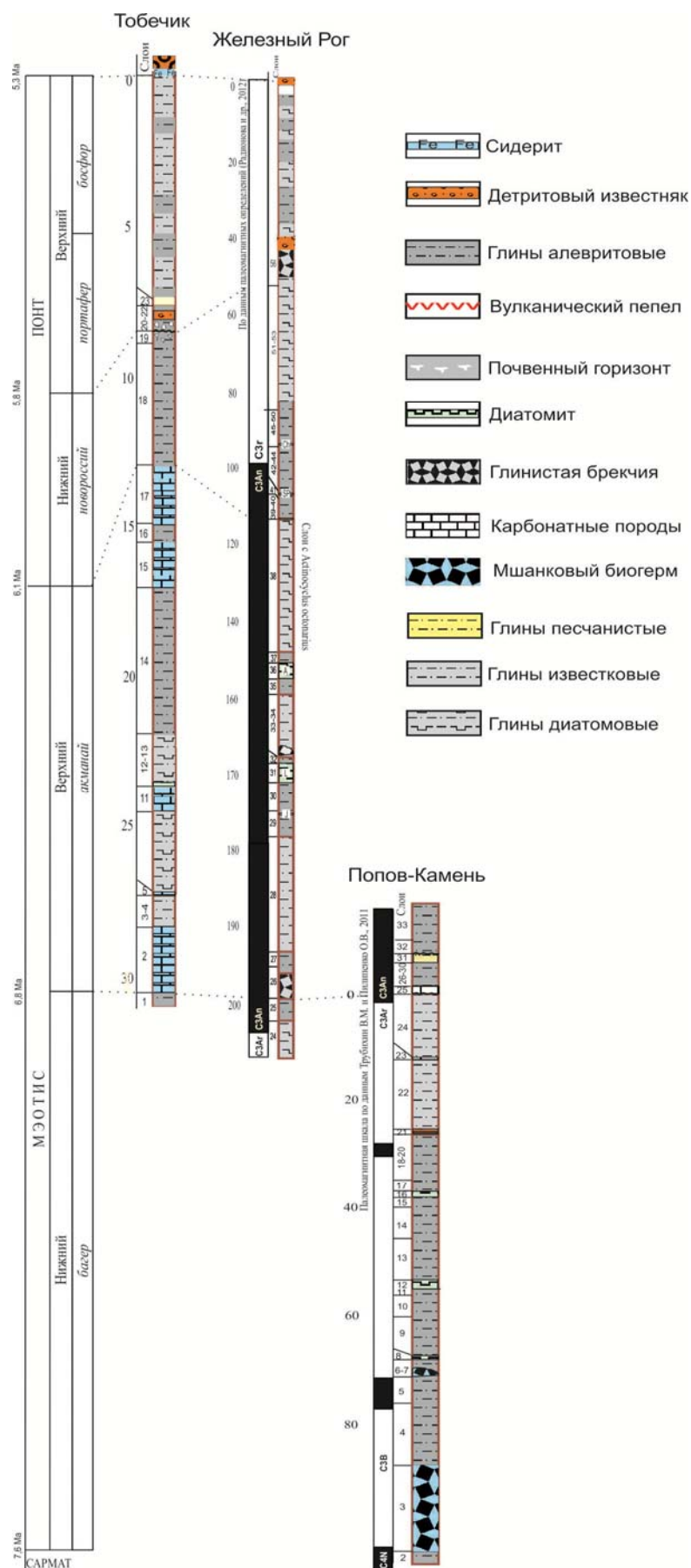


Рисунок 3 – Литологическая колонка изучаемых разрезов Восточного Паратетиса

3. Глыбы мшанковых известняков (3,5-4 м), залегающие в глинах и построенные в основном колониями мшанок рода *Membranipora*, образующие выступ мыса Попов Камень – около 15-18 м

Нижний мэотис.

4. Глины темно-серые, зеленоватые, слабо- и известковистые (до 7%), с незначительным содержанием диатомей, тонкослоистые, песчано-алевритистые (15-20%), с мм линзочками и прослоями-«примазками» терригенного материала – 10 м

5. Глины светло-серые, слабодиатомовые и диатомовые, слабо- и известковистые (до 8%), с незначительным (5-10%) содержанием терригенной алевритовой примеси, тонкослоистые. По Т.Ф. Козыренко среди диатомей доминируют тихопелагические виды *Paralia sulcata* (Ehr.) Cl., *Actinopteryhus senarius* (Ehr.) Ehr., обрастатели *Dimerogramma minor* (Greg.) Ralfs., *Grammatophora spinosa* Pr.-Lavr., а также присутствуют планктонные формы *Coscinodiscus asteromphalus* Ehr. и др. – 6-8 м

6. Горизонт известковистых глин светло-серых, голубоватых, с включениями (0,5-2,5 м) мшанковых биогермов, не выдержанный по мощности – 2,5-3 м

7. Глины темно-серые, тонкослоистые, с незначительным содержанием диатомей, в нижней части известковистые, в кровле (0,2-0,3 м) – бескарбонатные – 1-1,5 м

8. Диатомит, белый, тонкослоистый. По Т.Ф. Козыренко среди диатомей преобладают планктонные виды рода *Thalassiosira* Cl. (*T. tenera* Pr.-Lavr., *T. coronifera* (Pr.-Lavr.) Pr.-Lavr., *T. delicatissima* Pr.-Lavr., *T. eccentrica* (Ehr.) Cl., *T. baltica* (Grun.) Ostf.), часты виды рода *Chaetoceros* Ehr. (*Ch. affinis* Laud., *Ch. muelleri* Lemm.) – 0.15 м

9. Глины светло-серые, слабодиатомовые и диатомовые, слабо- и известковистые (до 8%), тонкослоистые – 6 м

10. Глины темно-серые, слабоалевритистые (10%), слабо- и известковистые (до 10%), слабодиаомовые, тонкослоистые – 3.5 м

11. Глины темно-серые, черные, с незначительным содержанием алевритовой примеси и диатомей, слабо- и известковистые (до 8%), с чешуей и остатками костей рыб, налетами ярозита, ожелезнением и пиритизацией – 0.4-0.5 м

12. Диатомиты и диатомовые глины, светло-серые, белесые, слабо- и известковистые (до 5%), тонкослоистые – 1.8 м

13. Глины по литологическому строению во многом подобные глинам Слая 9, в верхней части с целыми раковинами *Abra tellinoides* (Sinzow) – 8 м

14. Глины по литологическому строению во многом подобные глинам Слая 10, с незначительным содержанием диатомей – 6 м

15. Глины серо-зеленые, песчано-алевритистые (15–20%), слабо- и известковистые (до 8%), с незначительным содержанием диатомей – 1.7 м

16. Диатомиты и диатомовые глины по литологическому строению во многом подобные породам Слая 12 – 1–1.1 м

17. Глины светло-серые, алевритистые (15–20%), слабоизвестковистые (10–15%), с тонкой линзовидной слоистостью, подчеркнутой скоплениями раковинного детрита, с незначительным содержанием диатомей, в основании с 1–2 см прослоем мелкодетритового известняка – 1.5–1.8 м

18. Глины светло-серые, слабоалевритистые (10%), слабоизвестковистые (около 10%), с раковинами *Abra tellinoides* (Sinzow) и мелких гастропод, скоплениями раковинного детрита, незначительным содержанием диатомей – 2.5–3 м

19. Горизонт известковистых глин с единичными раковинами двустворчатых моллюсков *Abra tellinoides* (Sinzow) и включениями мелких (0.1–0.3 м) мшанково-серпуловых биогермов. Биогермы содержат раковины *Mytilaster volhynicus* (Eichw.), *Ervilia pussila minuta* Sinzow, *Polititapes abichi*

Andrus.(образует небольшие скопления вместе с полихетами родов *Spirorbis* и *Serpula* сем. *Serpulidae*), обломками раковин *Dosinia* (*Pectunculus*) *maeotica* Andrus. – 0.5–0.7 м

20. Глины светло-серые, слабоизвестковистые, с незначительным содержанием диатомей и терригенной алевритовой примеси – 4.5–5 м

21. Глины светло-серые, алевритистые (15%), известковые (21%), с незначительным содержанием диатомей, в основании и в кровле с прослоями бурых, детритовых известняков (1-2 см и 0.2-0.3 м соответственно). Верхний прослой - раковинно-детритовый рыжеватый (с ожелезнением) известняк состоит преимущественно из раковин *Polititapes abichi* Andrus.и *Mytilaster volhynicus* (Eichw.) разной размерности (от мелких до крупных) и редких *Ervilia pusilla minuta* Sinzow – 0.7-0.8 м.

22. Глины светло-серые, известковые (31%), насыщенные раковинным детритом, с раковинами остракод, фораминифер, спикулами кремневых губок, обломками и целыми створками диатомей, с незначительным количеством алевритовой примеси и отдельными маломощными (до 0.15 м) прослоями (на интервалах 1 и 6.15 м от кровли слоя) детритовых известняков – 10–12 м

23. Известняки светло-серые, мелко-тонкозернистые, детритово-оолитовые, доломитизированные, плотные, сливного вида, в основании песчанистые, наслаиваясь (0.1-0.25 м) образующие бронирующий горизонт – 0.8-1 м

24. Глины светло-серые, алевритистые, известковые, насыщенные тонким раковинным детритом, с тонкой горизонтальной и линзовидно-штриховатой слоистостью, целыми раковинами *Abra tellinoides* (Sinzow), спикулами кремневых губок, незначительным содержанием створок диатомей – 12-14 м

25. Известняки бурые, в нижней части детритово-оолитовые, с линзовидной слоистостью, содержащие многочисленные раковины двустворчатых моллюсков *Ervilia pusilla minuta* Sinzow (от мелких, обычно с двумя створками, до крупных, часто поломанных) Находки раковин *Mytilaster volhynicus* (Eichw.), *Cerastoderma*

arcella mithridatis (Andrus.), *Congerina* (Andrusoviconcha) *amygdaloides navicula* Andrus., а также мелких гастропод и обломков колоний мшанок (*Membranipora* sp., опр. Л.А. Висковой) – единичны. Органические остатки покрыты известковой (водорослевой корочкой). В верхней части известняки доломитизированные, песчаные, наслаиваясь (0.1-0.25 м) образующие единый горизонт – 1.2 м

Верхний мэотис.

26. Глины темно-серые, слабо и неизвестковистые (до 8%), с раковинным детритом и терригенной алевроитово-песчаной примесью, незначительным содержанием диатомей, с раковинами остракод – 0.3 м

27. Глины светло-серые, известковые (31%), с раковинным детритом и терригенной алевроитово-песчаной примесью, с незначительным содержанием диатомей, с раковинами остракод – 0.4 м

28. Глины темно-серые, слабоизвестковистые (11%), с линзовидными скоплениями раковинного детрита, алевроитово-песчаной примесью, незначительным содержанием диатомей, в средней части с выклинивающимся по простиранию прослоем до 0.2 м детритового известняка – 2.2 м

29. Глины светло-серые, диатомовые. По Т.Ф. Козыренко среди диатомей доминируют *Cymatosira savtchenko* Pr.-Lavr., *Thalassiosira maeotica* Pr.-Lavr., в меньших количествах содержатся *Nitzschia sigma* (Kütz.) W. Sm., *Navicula directa* W. Sm., *N. digitoradiata* (Greg.) Ralfs., *Cocconeis scutellum* Ehr. и др. – 0.2-0.3 м

30. Глины темно-серые по литологическому строению во многом подобные глинам Слой 28, в нижней части (0.2 м от подошвы) с линзовидным прослоем (до 0,1 м) детритового известняка, в основании с остатками ствола древесины – 1.1-1.3 м

31. Глины светло-серые, песчаные, известковые, с резкой, ровной, срезающей нижней границей, в основании со скоплениями мелкой глинистой гальки, выше с косо-волнистой, линзовидной слоистостью, насыщенные тонким раковинным детритом, с раковинами гастропод и обилием раковин остракод. По

Е. М. Тесаковой остракоды в основном представлены *Loxosconcha* sp., в меньших количествах присутствуют *Leptocythere crebra* Suzin, реже встречаются *Cyprideis littoralis* Brady, *Xestoleberis maeotica* Livental, *X. lubrica* Suzin – 2 м

32. Глины по литологическому строению во многом подобные глинам Слая 28, с ожелезнением и пиритизацией – 2.5 м

33. Глины темно-серые, слабодиаомовые, слабоизвестковистые (до 13%), тонкослоистые, с налетами ярозита. По Т. Ф. Козыренко среди дитомей преобладает *Rhaphoneis maeotica* (Milov.) Sheshuk. et Gleser., реже встречаются *Coscinodiscus radiatus* Ehr. и *Paralia sulcata* (Ehr.) Kütz. – видимая мощность 6.5-8.5 м

Выше отложения плохо обнажены и закрыты оползнями.

Общая мощность описанных отложений мэотиса составляет около 105-108 м.

В рассматриваемой части бассейна в раннем и позднем мэотисе при изменении гидрологического режима было установлено существование различных обстановок седиментации (Ростовцева и др., 2008). В раннем мэотисе существовал полуморской бассейн, который эпизодически соединялся с открытыми морскими водами. В самом начале раннего мэотиса формировались глинистые отложения с высоким содержанием терригенной алевроитовой примеси, образовавшихся в результате плоскостного смыва на фоне наступившей морской трансгрессии и проявившихся на отмелях и верхних частях подводных поднятий (Сл. 4). Дальнейшее сокращение терригенной примеси привело к осаждению слабодиаомовых глин с заметным количеством бентосных форм диатомей, что свидетельствует о глубинах осадконакопления не более 50 м (Сл.5). Возникли благоприятные условия для роста мшканково-водорослевых биогермов (Сл.6). Дальнейшее усиление морской трансгрессии обусловило формирование осадков с наиболее высоким содержанием диатомей (диатомитов и диатомовых глин) (Сл.8–14). Были широко развиты планктонные виды диатомовых водорослей (Сл.8). Диатомовое осадконакопление во многом контролировалось количеством

поступления терригенного материала, которое было непостоянным: так в насыщенных терригенной примесью осадках отмечается низкое содержание диатомей. В середине раннего мэотиса привнос терригенного материала значительно усилился, что свидетельствует об обмелении бассейна. Это привело к локальному накоплению диатомовых отложений (Сл.16) и широкому развитию алевроито-глинистых илов на внешней части шельфа (Сл.15, 17). Позднее сокращение поступления терригенной примеси, появление гнездовидных скоплений раковин двустворчатых моллюсков, а также хорошая аэрация вод способствовали кратковременному и ограниченному развитию мшанково-водорослевых биоценозов (Сл.19).

Во второй половине раннего мэотиса происходило накопление известково-алевритистых глинистых осадков (Сл. 21-25). Тип слоистости (штриховато-линзовидной, прерывистой и др.), пестрый состав примесей, смешение различных биогенных (створок диатомей, раковин моллюсков, спикул губок, фораминифер и др. компонентов), с терригенными свидетельствуют о конседиментационном переотложении осадочного материала, высокой активности эдафогенного размыва. Формирование этого типа отложений, очевидно, было связано с началом сноса осадочного материала с мелководья (первых десятков метров) в более глубоководные участки водоема, с развитием стоковых донных течений (Сл. 23) и образованием «стоковых» шлейфов (Ростовцева, 2007). В Керченской части рассматриваемого бассейна накопление глин сменилось формированием детритовых известковых осадков, что свидетельствует об изменении условий осадконакопления, активизации орогенических движений (Щерба и др. 2001) и обмелении бассейна.

Верхнемэотический бассейн характеризуется солоноватоводными условиями с кратковременными притоками морских вод. Это подтверждается присутствием морских видов диатомей в осадках (Сл.33, по наличию *Coscinodiscus radiatus* Ehr. и др.), составом комплекса остракод (Сл. 31, появлением видов рода *Loxosconcha* и др., принадлежащих по Н.И. Ильницкой

(Ильиницкая, 1975) к относительно соленолобной, условно морской, экологической группе. В условиях сублиторали (30–50 м) с широким развитием донных течений (Сл.31) накапливались глинистые осадки с терригенной алевроитово-песчаной примесью и линзовидными скоплениями раковинного детрита. Конец мзотиса характеризуется усилением притока морских вод, что подтверждается наличием морских планктонных форм диатомей (Сл.33).

4.1.2 Разрез Железный Рог

Разрез мыса Железный Рог расположен на черноморском побережье Таманского полуострова (рисунок 1) и является опорным разрезом понтического региона юга регионов Европейской части России. Разрез представлен отложениями верхней части сармата, мзотиса, понта и низов киммерия общей мощностью 460 м. Разрез сложен преимущественно глинами монотонного строения. Нижняя часть разреза, сложенная отложениями верхнего сармата и нижнего мзотиса, осложнена оползнями и обвалами. Это было впервые отмечено Н.И. Андрусовым и хорошо изучено. Далее будет представлено послойное описание разреза в соответствии с опубликованными данными (Ростовцева, 2009, рисунок 4).

Верхний сармат.

1. Пачка ритмичного чередования глин с прослоями (до 0.2 м) карбонатных пород, сложенных тонкозернистыми и копролитовыми известняками, местами доломитизированными. В верхней части толщи присутствует прослой (1 см) вулканического пепла – 15-20 м

2. Глины темно-серые, тонкослоистые, слабодиатомовые, слабо- и известковистые, с миллиметровыми прослоями-«примазками» алевроитового материала, с выцветами ярозита, ожелезнением, в основании с единичными карбонатными прослоями и стяжениями, отдельными горизонтами (обычно до 0.25 м) содержащими включения глинистых катышей. В нижней части глин среди диатомей преобладают *Achnanthes brevipes* Ag., реже встречаются виды родов *Surirella* Turp., *Nitzschia* Hass., *Navicula* Bory – 20-25 м

3. Переслаивание глин темно-серых с пачками (до 1-1.5 м) тонкого чередования темно-серых глинистых и белесых арагонитовых прослоев – 5 м

4. Глины серые, тонкослоистые, слабоизвестковистые (12%), с миллиметровыми прослоями-«примазками» алевроитового, местами тонкопесчаного материала. Отложения плохо обнажены и во многом закрыты оползнем – 50 м

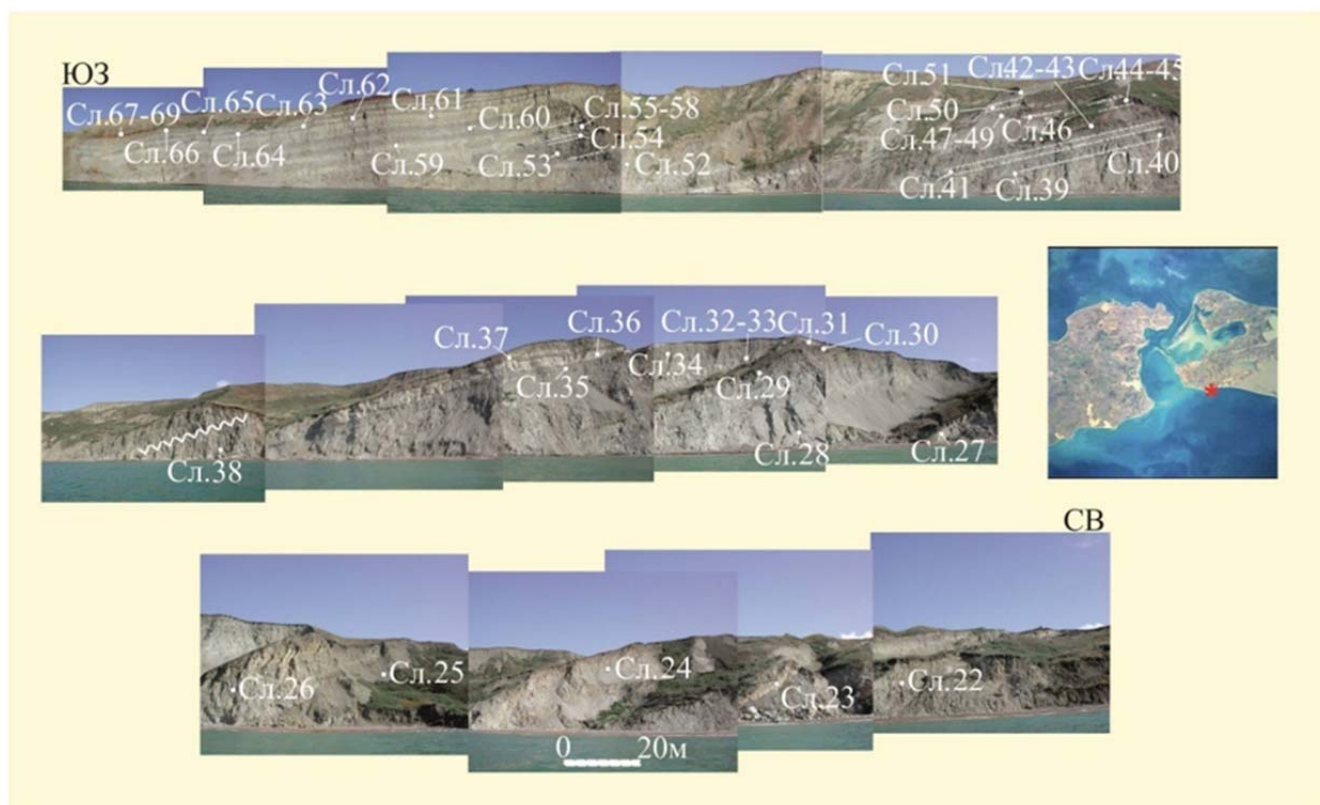


Рисунок 4 – Общий вид сармат-понтических отложений в разрезе м. Железный рог (Таманский полуостров)

5. Глины светло-серые, слабодиадомовые, слабо- и неизвестковистые, тонкоплитчатые (листоватые), с ожелезнением, высыпками ярозита, выделениями гипса, с отдельными карбонатными стяжениями. Среди диатомей преобладают *Achnanthes brevipes*, *Synedra fasciculate* (Ag.) Kutz., *Rhopalodia musculus* (Kutz.) O. Mull, встречаются *Gyrosigma acuminatum* (Ktz.) Rbh., *Aulacosira praegranulata* (Jouse) Simonsen, присутствуют единичные створки *Thalassiosira* Cl., *Chaetoceros* Ehr., цисты золотистых водорослей *Chrysophyta* и спикулы кремневых губок – 15-18 м

Нижний мэотис.

6. Глины темно-серые, тонкослоистые, слабо- и известковистые, в основании и в кровле с белесыми прослоями (толщиной до 7-8 см) витрокластического вулканического пепла – 2-3 м

7. Глины темно-серые, тонкослоистые, слабо- и известковистые, с высыпками ярозита – 8-10 м

8. Глины темно-серые, до черного цвета, тонкослоистые, слабо- и известковистые, с обилием чешуи и костей рыб (по определениям Е.К. Сычевской: *Sparus diamomaclus*, *Morone voigtii*, *Clupeonella* sp.), отпечатками креветок – 2.5 м

9. Глины по литологическому строению сходные с глинами Сл.7 – 6-5 м

10. Диатомит, белый, тонкослоистый – 0.1 м

11. Глины по литологическому строению сходные с глинами Сл.7- 5 м

12. Пачка тонкого переслаивания темно-серых глинистых и белесых арагонитовых миллиметровых прослоев, содержащих чешую и мелкие обломки костей рыб – 1.8-2 м

13. Глины серые, тонкослоистые, известковистые (12%) – 9 м

14. Глины светло-серые, тонкослоистые, слабодиатомовые – 4.5 м

15. Глины по литологическому строению сходные с глинами Сл.7, в кровле сильно ожелезненные – 6-8 м

16. Глины серо-зеленые, тонкослоистые, слабодиатомовые, известковистые (16%) – 4.5 м

17. Диатомит, белый, с преобладанием среди диатомей *Thalassiosira delicatissima* Pr.-Lavr., *T. baltica* (Grun.) Ostf., *T. coronifera* Pr.-Lavr., *T. tenera* Pr.-Lavr., *Actinocyclus variabilis* (Makar.) Makar, рода *Chaetoceros*, реже встречаются *Navicula digitoradiata* (Greg.) Ralfs, *Nitzschia panduriformis* Greg., *Nitzschia sigma* W.Sm. – 1-3 см

18. Глины серо-зеленые, тонкослоистые, известковистые, с незначительным содержанием диатомей – 5 м

19. Глины светло-серые, тонкослоистые, диатомовые –3.5 м

20. Глины по литологическому строению во многом сходные с глинами Сл.18, известковистые (22%), слабоалевритистые, со следами биотурбации отмечаемых по поверхностям напластования в виде включений мелких неправильной формы белесых телец. В верхней части со створками диатомей, среди которых преобладают *Thalassiosira delicatissima* Pr.-Lavr., *T. baltica* (Grun.) Ostf., *T. coronifera* Pr.-Lavr., *T. tenera* Pr.-Lavr., *Actinocyclus variabilis* (Makar.) Makar, *Chaetoceros*, реже встречаются *Navicula digitoradiata* (Greg.) Ralfs, *Nitzschia panduriformis* Greg., *Nitzschia sigma* W.Sm – 4.5 м

21. Глины диатомовые по литологическому строению во многом сходные с глинами Сл.19, известковистые (19%) – 1.5 м

22. Глины по литологическому строению сходные с глинами Сл.18, со следами биотурбации, с раковинами *Abra tellinodes* (Sinzov) – 10-15 м

23. Глины диатомовые по литологическому строению сходные с глинами Сл.19, слабоизвестковистые (7%) – 4.5-5 м

24. Глины по литологическому строению сходные с глинами Сл.18 – 15-20 м

25. Глины темно-серые, тонкослоистые, слабо- и неизвестковистые, слабоалевритистые, с незначительным содержанием диатомей и спикул кремневых губок – 5-6 м

Верхний мэотис:

26. Брекчия глинистая, с обломками глин и глинистых диатомитов размером в основном 3-10 см (с отдельными оторженцами до 0.8-1.5 м), хаотично расположенных, с алеврито-глинистым заполнителем, содержащим тонкий раковинный детрит – 8-10 м

27. Чередование прослоев (5-20 см) глин с градационной слоистостью, подчеркнутой в нижней части присутствием глинистой мелкой гальки и алевроитовой примесью, в верхней – более однородным составом пород – 3 м

28. Глины светло-серые, слабодиаомовые, слабоизвестковистые (10%) и известковистые, тонкослоистые, с прослоями-«примазками» алевроитовой примеси. В основании (1.5-2 м от подошвы) с преобладанием среди диатомей пресноводных видов родов *Cyclostephanos* Round, *Cyclotella* Kütz., а также *Epithemia* Bréb, реже встречаются *Navicula tuscula* (Ehr.) Grun., *Operhora martyi* Herib., *Diatomella balfouriana* Cl. и др. – 20 м

29. Глины слабодиаомовые, коричневатые с белёсыми прослоями, сложенными предположительно (из-за недоступности изучения коренных выходов) диатомитами – 6 м

30. Глины темно-серые, тонкослоистые, слабо- и неизвестковистые – 7 м

31. Диаомовые глины и глинистые диатомиты, белесые, легкие, тонкослоистые, со створками диатомей *Coscinodiscus radiatus*, *Chaetoceros* (*Ch. affinis*, *Ch. muelleri*, *Ch. danicus*), *Raphoneis maeotica*, единичными створками *Toxarum undulatum*, *Ardisonia cristallina*, обилием цист золотистых водорослей и эбриидей (родов *Hermesinum*, *Ebriopsis*) – 5 м

32. Глины темно-серые, однородные, неизвестковистые – 1.5 м

33. Детритовый известняк, невыдержанный по мощности, карманообразной нижней границей, с глинистой галькой (1-2 см) – 0.2-0.6 м

34. Глины светло-серые, слабодиаомовые, известковистые (21%), тонкослоистые, с прослоями-«примазками» алевроитовой примеси, в основании с линзой (до 0.8-1 м), сложенной до 0.1-0.3 м обломками глин. В верхней части с преобладанием среди диатомей *Coscinodiscus radiatus* – 20-23 м

35. Глины темно-серые, однородные, тонкослоистые, слабо- и неизвестковистые – 5 м

Нижний понт (новороссий).

36. Диатомит глинистый, местами карбонитизированный, образующий бронирующий горизонт, с моновидовидым комплексом диатомей *Actinocyclus ostonarius* Ehr., маркирующий – 4.5 м

37. Глины серые, тонкослоистые – 2.5 м

38. Глины светло-серые, тонкослоистые, слабодиатомовые и диатомовые, известковистые (12%), тонкослоистые, с обилием диатомей *Actinocyclus ostonarius*, а также 1–2 см прослоем витрокластического пепла, расположенным 16–18 м выше от основания слоя и имеющим абсолютный возраст 8.4 млн лет, датированным калий-аргоновым методом (Чумаков и др., 1996), в верхней части (5–6 м ниже кровли) с прослоем (0.2 м), раковинно-детритового глинистого известняка, содержащего раковины *Congerina amygdaloides navicula* и др., мелкую глинистую гальку и залегающего по неровной границе. В кровле и 2 м ниже с двумя прослоями (до 0.2–0.3 м) мм ленточного чередования глин и чистых диатомитов с *Actinocyclus ostonarius* – 37–41 м

39. Глины серо-зеленые, известковистые, с незначительным содержанием створок диатомей – 2 м

40. Глины серые, известковые (содержание CaCO_3 с учетом раковинного материала достигает 33%), песчано-алевритистые (10–15%), с раковинами моллюсков *Paradacna abichi* (R. Hoernes) и др., в верхней части с обилием раковин остракод *Caspiocypris candida* (Livental), *Pontoniella acuminata* (Zalanyi), *P. loczyi* (Zalanyi), *Cyprideis torosa* Jones, *Bacunella* aff. *dorsoarcuata* (Zalanyi), Gen. sp. – 3–5 м

41. Глины темно-серые, до черного цвета из-за вторичных поверхностных выделений («налёта»), содержащих ярозит (9%), родохрозит (12 %) и другие сульфидные и карбонатные минералы, известковистые, алевритистые, тонкослоистые, в нижней части с редкими раковинами двустворчатых моллюсков и остракод – 2 м

42. Глины серо-зеленые, из-за ожелезнения пятнисто-бурые, известковые (содержание CaCO_3 с учетом раковинного материала достигает 41%), песчано-алевритистые, с раковинами моллюсков *Paradasna abichi* и др. — 0.2-0.3 м

43. Диатомит, белый, тонкослоистый, с *Actinocyclus octonarius*, маркирующий, отмеченный С.В. Поповым и А.С. Застрожным (1998) — 0.6 м

44. Глины темно-серые, до черного цвета из-за вторичных поверхностных выделений («налёта»), состоящих из ярозита (30%), родохрозита (8 %) и других сульфидных и карбонатных минералов, известковистые, тонкослоистые, с чешуей и мелкими обломками костей рыб, в основании с раковинами остракод — 2.5-3 м

45. Глины серо-зеленые, известковые и известковистые, в нижней части (2.5 м) алевритистые, в средней части (1-1.2 м) песчано-алевритистые со спикулами кремневых губок, раковинами остракод, в кровле (0.7-0.8 м) темно-серые, алевритистые — 4.5 м

46. Глины светло-серые, диатомовые, песчано-алевритистые — 1.2 м

47. Глины серые, известковистые (24%), алевритистые — 4-5 м

48. Глины серо-зеленые, слабодиатомовые (предположительно содержащие *Actinocyclus octonarius*), слабоизвестковые и известковистые, алевритистые, во многом закрытые оползнем — 10-12 м

49. Глины темно-серые, синеватые (сизые), известковистые, алевритистые, с обильным содержанием сульфидов железа (возможно марказита и пирита), с раковинами моллюсков *Paradasna abichi*, *Valenciennius* sp. и др., в кровле (0.1 м) темно-серые, со сидеритизацией — 10-12 м

50. Глина зеленовато-серая, алевритистая, известковистая, с хаотично расположенным раковинным детритом и отдельными включениями целых раковин двустворок, с повышенным содержанием каолинита (около 51%) — 1.5 м

Верхний понт (портафер).

51. Глина зеленовато-серая, песчано-алевритовая, известковистая, с линзовидными скоплениями раковинного детрита и целых раковин двустворок, с неровной нижней границей, с горизонтом (1.5-2 м от основания слоя) карбонатных желвакообразных стяжений, с послойным ожелезнением – 3-3.5 м

52. Глины зеленовато-серые, неоднородные, брекчированные, с хаотично расположенными оторженцами глин от 0.05 до 0.7 м, со следами пластичных деформаций, с неравномерным ожелезнением – 3-3.5 м

53. Известняк детритовый глинистый, с неровной нижней границей, с плохо выраженной линзовидной слоистостью, с отдельными включениями целых раковин моллюсков, мелкой гальки (фосфатов, песчаников и др.) – 0.2-0.5 м

54. Известняк детритовый, светло-серый (почти белый), состоящий в основном из обломков раковин двустворок, с неровной (эрозионной) нижней границей, с неравномерным ожелезнением, с *Congerina subrhomboidea* Andrus. и др – 0.2-0.3 м

Верхний понт (босфор).

55. Глины серые, алевритистые, известковые, залегающие по неровной нижней границе, в основании ожелезненные, в нижней части с линзами и прослоями раковинного детрита, углефицированными обломками древесины – 2.5-3 м

56. Глины темно-серые, алевритистые, известковистые (22%), тонкослоистые, с целыми раковинами моллюсков, с бурыми горизонтами ожелезнения – 9 м

57. Переслаивание глин темно-серых, алевритистых, известковистых и глин светло-серых известковых, содержащих обломки и целые раковины моллюсков *Paradasna abichi* и др. Темно-серые пачки алевритистых глин, мощностью 0.8 и 1 м, развиты на интервалах 1.2 и 3 м от основания слоя соответственно – 8 м

58. Глины темно-серые, алевроитистые, известковистые (17%), тонкослоистые, с раковинами моллюсков *Paradasna abichi* и др., с ожелезнением – 3 м

59. Переслаивание прослоев (до 0.2 м) глин темно-серых, алевроитистых, известковистых и глин светло-серых известковых, содержащих раковины моллюсков *Paradasna abichi* и др – 1.5 м

60. Глины темно-серые, алевроитистые, известковистые, тонкоослоистые, с раковинами моллюсков *Paradasna abichi* и др., с неравномерным ожелезнением – 3.5 м

61. Переслаивание прослоев (до 0.2 м) глин темно-серых, алевроитистых, известковистых и глин светло-серых, известковых, содержащих раковины моллюсков *Paradasna abichi* и др. – 1.8 м

62. Глины темно-серые, алевроитистые, известковистые (21%), тонкослоистые, с раковинами моллюсков *Paradasna abichi* и др., с ожелезнением, в кровле с тонкопесчанистой примесью зерен кварца, полевых шпатов, гидрослюда и др. – 4.5 м

Киммерий.

63. Глины в нижней части (0.2 м) сидеритизированные, образующие бронирующий прослой, в верхней (0.6 м) – табачные, с ожелезнением – 0.8 м

64. Железная руда, бурая, оолитовая с раковинами *Arcicardium acardo* (Desh.) и др.

В изучаемой части бассейна к концу сармата карбонатное и терригенное осадконакопление сменилось осаждением глин, характеризующихся незначительным содержанием диатомей и заметной песчаной примесью, что свидетельствует о поступающей в бассейн тонкой речной взвеси. На границе сармата и мэотиса отмечаются прослой витрокластических пеплов, которые имеют важное корреляционное значение. В начале мэотиса накапливались в основном слабоизвестковистые и бескарбонатные однородные глины на глубинах

около 75-100 м. Во второй половине раннего мэотиса условия осадконакопления изменились и сменились накоплением глин с повышенным содержанием диатомовой, известковой и в меньшей степени обломочной примеси. Для данных отложений характерна биотурбация, включение раковин моллюсков, что свидетельствует о нормальных условиях циркуляции вод, сопровождающейся заметной известковистостью осадков. В основании верхнего мэотиса выделяется слой глинистой брекчии с изменчивой мощностью от 2 до 10 м и характеризующейся однородным составом как обломков глин и глинистого матрикса брекчии так и вмещающих отложений, что в свою очередь свидетельствует о подводно-коллювиальном происхождении рассматриваемых осадков. Верхняя часть мэотиса имеет цикличное строение и характеризуется влиянием кратковременных притоков вод по результатам анализа диатомей.

В нижней части понта выделяются отложения с моновидовым комплексом диатомей *Actinocyclus octanarius* (Radionova et. al., 2012) . Выше по разрезу количество диатомовых уменьшается, что сопровождается опесчаниванием и свидетельствует о привносе тонкой речной взвеси и развитии стагнации природных вод. Далее обстановка сменяется регрессией, по выявленным песчаным глинам с высоким содержанием каолинита. Портафер характеризуется горизонтами глин брекчиевого строения, сочетающимися с прослоем раковинно-детритового известняка со следами многократного перемыва циклического строения, что вероятно свидетельствует об астрономических колебаниях климата в условиях открытого мелководья.

4.1.3 Разрез Тобечик (Яныш-Такыл)

Разрез располагается в береговых обрывах керченского пролива (рисунок 1), у пересыпи южной окраины оз. Тобечик. Разрез представлен отложениями верхнего мэотиса, нижнего понта, портафера, босфора и киммерия общей мощностью около 30 м (рисунок 5), что значительно меньше по сравнению с выше описанными разрезами мыса Железный Рог и Попов Камень. Впервые разрез Тобечик был описан Н.И. Андрусовым в 1906 г. и к настоящему моменту

хорошо изучен. Далее будет представлено послойное описание разреза в соответствии с опубликованными данными (Ростовцева и др., 2011).

1. Глины серо-зеленые, тонкослоистые, известковистые (CaCO_3 10%), с *Ervilia pusilla minuta* Sinzov, раковинным детритом, раковинами фораминифер, остракод – видимая мощность 0.5 м

Верхний мэотис.

2. Известняки раковинно-детритовые, оолитовые, с эрозионной нижней границей, с линзовидной, мульдообразной слоистостью с *Abra tellinoides* (Sinz.) (много), *Cerastoderma mitridatis* Neves., *Ervilia pusilla minuta* Sinz., *Congerina panticapaea* Andrus. (редко), окатанными *Pirenella disjunctus disjunctoides* (Sinz.) – 2,25 м

3. Тонкое (ленточное: от 1 мм до 1.5 см) чередование известковых, тонкозернистых и глинистых прослоев – 1-1.3 м

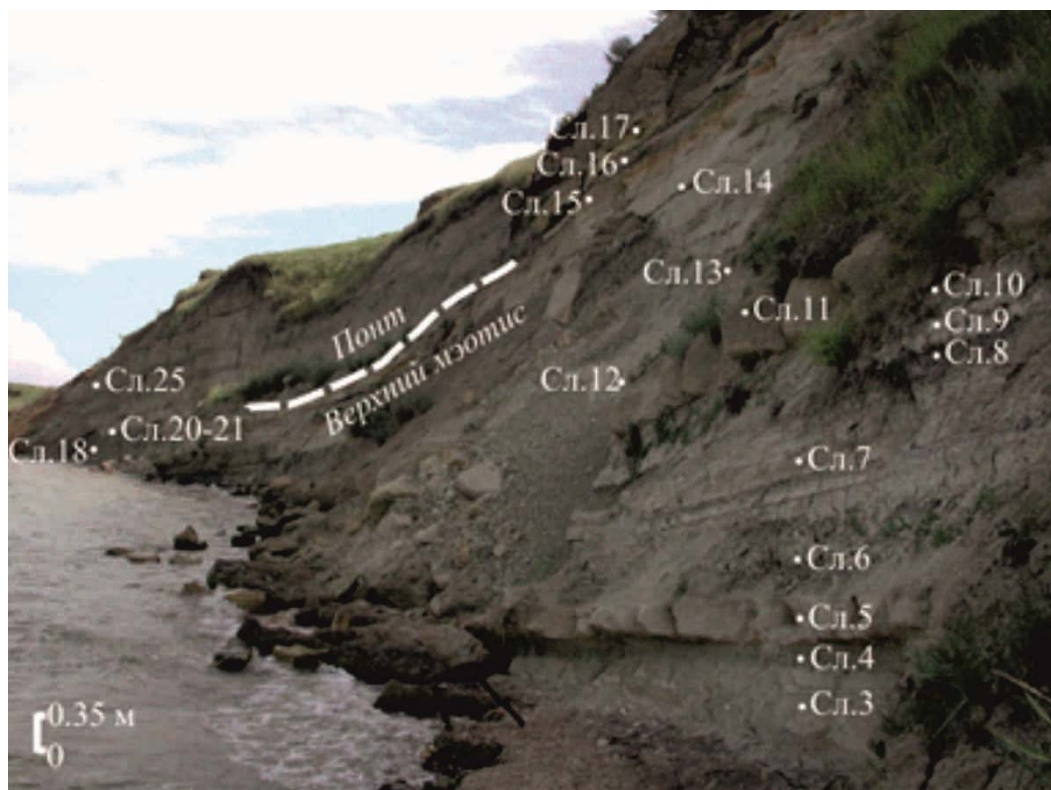


Рисунок 5 – Общий вид верхнемэотиских-понтических отложений в разрезе Тобечик (Керченский пролив)

4. Глины серые, алевроитово-песчаные, известковистые (CaCO_3 16%), комковатые, с включениями (до 10-15 см) водорослево-серпуловых желвачков – 0.3 м

5. Известняк раковинно-детритовый, оолитовый, с линзовидной слоистостью, состоящий в основном из обломков и целых раковин двустворок *Congerina panticarpa* и др., присутствуют раковины гастропод, фораминифер – 0.35 м

6. Глины серо-зеленые, слабодиадомовые (20-25%) и диатомовые. По Т.Ф. Козыренко, среди диатомей преобладают *Cymatosira savtchenkoi*, часты планктонные виды родов *Thalassiosira* Cl. и *Chaetoceros* Ehr., встречаются бентосные формы: обрастатели и живущие среди обрастаний *Grammatophora spinosa*, *Cocconeis scutellum*, виды родов *Biddulphia* Gray, *Dimerogramma* Ralfs, единичны виды населяющие грунты *Surirella*, *Trachineis*, *Diploneis* – 0.9 м

7. Глины светло-серые в основании известковые, с *Congerina panticarpa*, редкими раковинами гастропод, в верхней части диатомовые с комплексом диатомей сходным со слоем 6 – 1.1 м

8. Глины серо-зеленые, слабодиадомовые (15%). По Т.Ф.Козыренко, среди диатомей преобладают планктонные виды родов *Thalassiosira* и *Chaetoceros*, часты *Cymatosira savtchenkoi*, реже встречаются бентосные *Grammatophora spinosa*, *Cocconeis scutellum* и др. – 0.3 м

9. Глины светло-серые, известковые, в основании с редкими раковинами гастропод, остракод, с линзовидными скоплениями и рассеянным тонким раковинным детритом – 0.3 м

10. Глины с деформационным нарушением в кровельной части, комковатые, известковые – 0.3–0.45 м

11. Известняк, состоящий в основном из раковин гастропод *Hydrobia*, с оолитами и включениями водорослевых корочек, мутьдообразной слоистостью, с линзовидными скоплениями раковин *Congerina panticarpa* и др. – 0.8 м

12. Глины темно-серые, известковистые, в нижней части с линзовидным маломощным (3-8 см) прослоем диатомита, в средней – раковинно-детритового известняка, с мелкими гастроподами, обломками мелких *Abra tellinoides*, конгериями, *Hydrobia* sp., позвонками и костями рыб. По Т. Ф. Козыренко, в прослое диатомита преобладают *Cymatosira savtchenkoï*, присутствуют планктонные виды родов *Thalassiosira* и *Chaetoceros*, в меньших количествах содержатся бентосные формы (обрастатели и живущие среди обрастаний, отличающиеся большим разнообразием), среди которых чаще других встречаются виды рода *Biddulphia* и др. – 0,35 м

13. Глины серо-зеленые, диатомовые, тонкослоистые. По Т.Ф. Козыренко среди диатомей преобладают *Cymatosira savtchenkoï*, планктонные виды рода *Chaetoceros*, реже встречаются бентосные формы *Grammatophora spinosa*, *Rhopalodia gibberula* v. *protracta*, виды родов *Rhabdonema* Kütz., *Cocconeis* Ehr., *Ardissonia* De Notaris, *Rhopalodia* O.Müll. и др. – 1.2–1.5 м

14. Глины темно-серые, слабо- и известковистые (CaCO_3 до 7%), слабодиатомовые (10 %) тонкослоистые, с единичными в нижней и верхней частях тонкими (до 7 см) прослоями глинистых раковинно-детритовых известняков. По Т.Ф. Козыренко в нижней части с редкими створками *Cymatosira savtchenkoï* и др., в верхней с единичными панцирями диатомей *Cymatosira savtchenkoï* – 4.62 м

15. Известняк песчано-оолитовый, глинистый, с мультислойной слоистостью, подчеркнутой обильными скоплениями раковинно-детритового материала, с текстурами знаков ряби, в нижней части с чередованием прослоев глинистых и сложенных целыми раковинами *Abra tellinoides*, с *Congerina panticapaea*, *C. amygdaloides* Andrus. в средней – тонкопесчанистый с раковинами бентосных фораминифер, в кровле с *Theodoxus stefanescui* (Font.) – 1.5 м

16. Глины серо-зеленые, тонкослоистые, слабо- и известковистые – 0.5-0.6 м

17. Известняк песчано-оолитовый, глинистый, с линзовидной слоистостью, подчеркнутой скоплениями раковинно-детритового материала, с текстурами знаков ряби, с раковинами моллюсков *Congeria panticapaea*, *Hydrobia* sp., фораминифер *Ammonia beccarii* (L.), верхней части с *Mastra superstes* (David.) – 1–1.1 м

Нижний понт.

18. Глины темно-серые, синеватые (сизые), тонкослоистые, слабо- и неизвестковистые, с незначительной тонкой алевроитовой рассеянной примесью, с редкими раковинами фораминифер, чешуей рыб, в нижней части с двумя известковыми глинистыми прослоями (5-10 см) – 3.5-4 м

19. Глины темно-серые, синеватые (сизые) с известковыми «журавчиками» – 0.3 м

Портафер.

20. Глины серо-зеленые, буроватые (сильно ожелезненные), песчанистые, с хаотично расположенными раковинным детритом и целыми раковинами моллюсков с неровной (карманообразной) нижней границей – 0.3 м

21. Известняк раковинно-детритовый, состоящий в основном из раковин двустворок, с *Congeria subcarinata* (Desh.), *C. subrhomboidea* Andrus. и др., невыдержанный по мощности – 0.06 м

22. Глины серо-зеленые, известковые (CaCO_3 25%), тонкослоистые – 0.06 м

Босфор.

23. Глины серые, песчаные, известковые, насыщенные крупным раковинным детритом – 0.35 м

24. Глины серые, песчано-алевритовые, известковые, с раковинным детритом – 0,5 м

25. Переслаивание светло-серых (известковых (CaCO_3 25%)) и темно-серых (известковистых (CaCO_3 15%)) пачек песчано-алевритовых глин, сложенных

тонким (1-5 см) ритмичным чередованием прослоев более глинистых и насыщенных раковинами *Paradacna abichi* (R. Hoern.), *Valenciennius* и др. Темно-серые пачки песчано-алевритовых известковистых глин мощностью 0.3; 0.9; 0.8 и 0.6 м развиты в основании слоя и на интервалах 1.4; 3.05 и 5.85 м (от подошвы слоя) соответственно – 6.45 м

Киммерий.

26. Глина полностью сидеритизированная, темно-серая на сколе, песчанистая, плотная, образующая бронирующий прослой – 0.08 м

27. Железная руда, бурая с раковинами *Pteradacna edentula* (Desh.), *Arcicardium acardo* (Desh.)

В результате проведенных исследований, а также учитывая особенности строения разновозрастных соседних толщ, в изучаемых отложениях было выделено несколько фациальных типов осадков (Ростовцева и др., 2011) и обстановок осадконакопления соответственно. В нижней части верхнемэотического комплекса отложений выделяются раковинно-детритовые известняки с зернами оолитов с характерной линзовидной слоистостью. Эти отложения свидетельствуют о мелководных условиях формирования, при действии волнений различной силы. В условиях активной гидродинамики накапливались известковые детритовые осадки, слагающие намывные бары, с песчано-алевритово-глинистыми осадками по периферии аккумулятивных валов. Выше отложения сменяются отложениями сложного строения, представленные чередованием различных типов глин, от известковых до бескарбонатных, с прослоями раковинных (гастроподовых) и раковинно-детритовых известняков с характерной ленточной слоистостью, что по видимому связано с сезонностью развития известкового планктона. Также эти отложения характеризуются наличием диатомовых глин и глинистых диатомитов, образующие прослои от 0.03 до 1.5 м с доминированием вида *Cymatosira savtchenkoï* (Ростовцева и др., 2006). Отмечается также высокая численность планктонных морских и солоноватоводных видов родов *Thalassiosira* Cl. (*T. Delicatissima* Pr.-Lavr., *T.*

maeotica Pr.-Lavr. и др.) и Chaetoceros (споры и щетинки). Среди фитобентоса чаще всего встречаются морские и солоноватоводно- морские диатомовые- обрастатели и живущие среди обрастаний *Grammatophora spinosa* Pr.-Lavr., *Cocconeis scutellum*, *Dimerogramma minor* (Greg.) Ralfs и др. По наличию в осадках фауны бентосных видов диатомей, а также обилию среди них форм обрастателей предполагается, что накопление рассматриваемых отложений происходило в пределах зоны обитания фитобентоса, вероятно, при широком развитии подводной растительности, образующей обширные луга-заросли на дне бассейна, заселявшиеся гастроподами (Ростовцева и др., 2011). В целом обстановка осадконакопления была мелководной (30-50 м), с невысокой гидродинамической активностью и периодическим проникновением морских вод, о чем свидетельствует присутствие морских планктонных видов диатомей *Paralia sulcata* (Ehr.) Cl (Сл.7,12,13), *Endictya oceanica* Ehr. (Сл.13) и др. Верхняя часть верхнего мзотиса представлена песчано-оолитовыми известняками с прослоями глин в средней части и примесью раковинного детрита и цельных раковин моллюсков *Mastra superstes* David. и фораминифер *Ammonia beccarii* (L.), что свидетельствует скорее всего о формировании в мелководной обстановке при среднем волнении аккумулятивных валов и поступлении морских вод. О седиментации в условиях средней гидродинамической активности свидетельствуют присутствие глинистой примеси в известковых осадках, пониженные содержания детритового материала, тонкопесчаная размерность обломочных компонентов (кварца, полевых шпатов и др.), а также развитие в описываемых отложениях прослоев глин.

В основании понтических отложений залегают глины известковистые и слабо известковистые, обычно с незначительным содержанием обломочной примеси, местами со скоплениями раковинного детрита, включающего обломки толстостенных раковин моллюсков *Paradasna abichi*. Выделяются два прослоя (5 и 10 см) известковых глин, в одном из которых обнаружены мелкие обрывки багряных водорослей (Ростовцева и др., 2011). Осадки формировались преимущественно в относительно мелководных условиях в пределах подводных равнин при спокойных гидродинамических условиях. Выше отложения

сменяются на песчано-глинистые с прослоями раковинно-детритового известняка, сильно ожелезненные с карманообразной нижней границей и беспорядочным расположением обломков. Эти отложения свидетельствуют о наступлении аномальных условий седиментации, вероятно наличию подводно-коллювиальных процессов и быстрому спазматическому накоплению осадков при быстром повышении уровня вод. Прослой раковинно-детритового известняка с *C. subrhomboidea* Andrus. отвечает отложениям горизонтов конденсации, образующимся в результате многократного перемыва осадочного материала.

Босфорские слои верхнего понта сложены переслаиванием темно-серых слабо известковистых и светло-серых известковистых пачек глин с обломочной примесью песчано-алевритовой размерности и тонким ритмичным чередованием более глинистых прослоев с раковинами *Paradacna abichi*, *Valenciennius* и др. В основании количество обломочной примеси выше (Сл. 23), что свидетельствует о резком опесчанивании отложений в самом начале босфорского времени. В целом осадки сопоставимы с отложениями подводной аккумулятивной равнины эпиконтинентального бассейна и отличаются резко выраженным циклическим строением, обусловленным периодическими астрономическими колебаниями климата.

4.2 Опорные разрезы Средиземноморья

4.2.1 Разрез Гиблискеми

Разрез Гиблискеми (*Gibliscemi*) назван по одноименной горе *Monte Gibliscemi* и расположен в центральной части о. Сицилия (рисунок 1). Разрез представляет собой крутой склон высотой около 80 м, осложненный оползневыми и обвальными процессами, с видимой четкой субгоризонтальной слоистостью, связанной с выделением более темных прослоев в общей белоснежной массе. Возраст изучаемых отложений верхний тортон – мессиний (14.2-5.98 млн лет) и представлен формациями Аргиле Скаглиозе (*Argille Scagliose*), Ликата (*Licata*) и Триполи (*Tripoli*). Разрез особенно интересен глубоководными сапропелевыми

известковыми глинами формации Ликата (“Argille di Lacata”), которые широко применяются для астрономических датировок в пределах среднего миоцена.



Рисунок 1 – Положение изучаемых разрезов Средиземноморья. Спутниковый снимок предоставлен google maps

В разрезе снизу вверх выделяется (рисунок 2):

Тортон

1. Формация “Argille Scagliose” Сильно деформированные разноцветные глины – 3 м

2. Формация Ликата. Циклическое чередование белоснежных гемипелагических известковых глин с сапропелевыми известковыми глинами и/или серыми известковыми глинами – 60 м

Нижний мессиний

3. Формация Триполи. Диатомовые глины циклично чередующиеся с известняками и сапропелевыми известковыми глинами – 17 м

Изучаемые нами отложения формации Licata представляют собой достаточно однообразное чередование темно-серых, светло-серых и коричневых

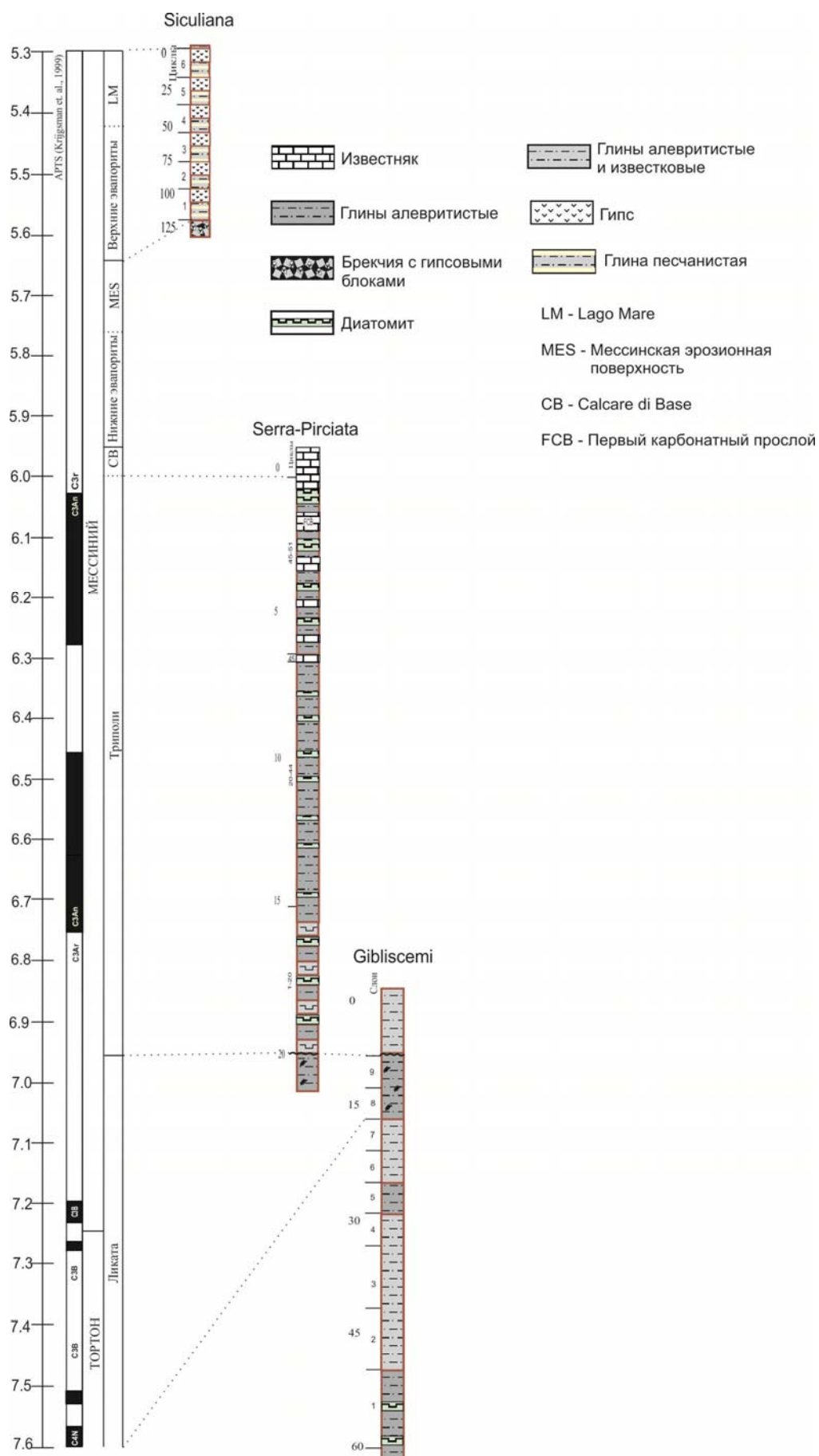


Рисунок 2 – Литологическая колонка изучаемых разрезов Средиземноморья

глинистых прослоев (рисунок 3). Мощность данных прослоев колеблется от 5 до 10 м. Коричневые глины особенно выделяются в разрезе по высокому содержанию фораминифер (до 30%); для темно-серых прослоев характерна интенсивная биотурбация с значительной концентрацией фораминифер в ходах илоедов; светлые глины достаточно однородны также с характерной биотурбацией. Более темные прослои выделяются по значительной глинистой примеси, а также наличию сапропелевого материала, характерного для данной формации. В общей массе отложения рыхлые, некрепкие, слабо консолидированные, что вызывает оползневые процессы. Склон сильно задернован, в рельефе выделяются крупные древние оползневые блоки, заросшие кустарной растительностью. Вверх по разрезу породы становятся более крепкими, известковистыми, отдельные прослои образуют уступы в рельефе (рисунок4).



Рисунок 3 – Общий вид разреза Gibbliscemi (фото автора)

В ходе данного изучения была детально описана и опробована формация Licata. Склон значительно задернован. Общая мощность 60 м.

1. Глина светло-серая, зеленоватая, пелитоморфная, комковатая с включением диатомовых – 10 м.

2. Глина известковая светло-серая, пелитоморфная, характерна слабовыраженная плитчатая отдельность, включения толстостенных раковин – 10 м.

3. Глина известковая, темно-серая, зеленоватая, плотная, есть видимые следы ходов илоедов, отличающиеся по более светлому окрасу размером от 0,5 см до 1,5 см, а также более светлые остатки жизнедеятельности илоедов – 10 м.

4. Глина известковая, серая, схожа с образцом 3/1, отличается отсутствием ходов илоедов и следов их жизнедеятельности – 5 м.

5. Глина серая, плотная, крепкая – 5 м.

6. Глина известковая, серая – 5 м.

7. Глина известковая, серая – 5 м.



Рисунок 4 – Известковые прослои в верхней части разреза Gibliscemi (фото автора)

8. Глина светло-бежевая, тонкоплитчатая, сильно пачкает руки – 5 м.

9. Глина темно-серая, рыжеватая, тонко-слоистая, некрепкая, неплотная, обилие органической и обломочной примеси, а также фито-зоопланктона и сапропелевого материала, характерны сильные ожелезнения – 5 м.

Выше формация Licata с тектоническим несогласием перекрывается отложениями формации Tìrpoli (нижний мессиний).

Залегающие в основании описываемого разреза отложения (Слой 1), отвечают обстановке осадконакопления характеризующейся высокой биопродуктивностью фито- и зоопланктона, с развитием диатомей. О высокой продуктивности фито- и зоопланктона в период накопления этих осадков свидетельствуют развитие мм частых тонкозернистых известковых прослоев (сезонная слоистость), обилие фораминифер, присутствие сапропелевого вещества, диатомовых водорослей. Обилие диатомей, скорее всего, было связано с началом общего похолодания климата, наступившим после миоценового климатического оптимума (17-15 млн лет), и определившим в это время начало формирования Антарктического ледового покрова. Образование сапропелевых слоев было связано с прецессионным влиянием астрономических циклов в состоянии максимальной инсоляции (минимум прецессии).

Выше по разрезу, выделяются отложения (Слои 2-4), отвечающие обстановке накопления известково-глинистых осадков и характеризуется отложением известковых глин (Слой 2, Слой 3, Слой 4) содержащих раковины фораминифер и обломочную примесь, количество которых постепенно уменьшается вверх по разрезу, что, скорее всего, является отражением снижения скоростей седиментации. Внутри данной обстановки скорости седиментации не были постоянными. Отложения Слоя 3, накапливались с чуть меньшей скоростью седиментации, о чем свидетельствуют развитие в этих осадках отдельных ходов илоедов и более обильная, по сравнению с ниже- и вышележащими отложениями, пиритизация. Наличие обломочных компонентов, вероятно, свидетельствует о достаточной близости суши, эоловом разносе.

Данные отложения выше перекрываются горизонтом биотурбации (Слой 5). В данном прослое практически отсутствуют раковины фораминифер (менее 2%) и обильна копролитовая составляющая, порода практически нацело биотурбированна. Подобные отложения свидетельствуют если не о перерыве в осадконакоплении, то о значительных снижениях скоростей осадконакопления (близких к нулю). Наличие элементов размыва и обилие ходов илоедов, выделенных при микроскопическом описании пород, позволяет нам данные отложения отнести к генетическому типу подводного элювия, преимущественно биоэлювию.

Залегающие выше по разрезу отложения Слоев 6-7, соответствуют обстановке накопления известково-глинистых осадков, описанной ранее для Слоев 2-4. После перерыва в осадконакоплении вновь возобновился режим седиментации характерный для средних глубин тепловодных морских бассейнов. Накопление рассматриваемых известково-глинистых осадков (Слой 6, Слой 7) с раковинами фораминифер и незначительной обломочной примесью, количество которой уменьшается вверх по разрезу, выше снова сменяется образованием отложений подводного элювия. Эти отложения перекрываются неоднородными глинами с очень незначительной обломочной и органогенной примесью, содержащей включения интракластов (продуктов размыва) (Слой 8, схожая с обстановкой Шб). По наличию интракластов эти осадки сопоставляются с горизонтом подводного физического элювия (развалов), возможно с предшествующим этапом формирования твердого дна.

В самой верхней части разреза развиты сапропелевые отложения, представленные глинами с обилием фито- и зоопланктона (Слой 9). Данная обстановка осадконакопления схожа с вышеописанной, но отличается отсутствием остатков диатомовых водорослей. Эти отложения мы также сопоставляем с условиями увеличения гумидности климата, вызванных силами прецессии. Обилие в осадках толстостенных фораминифер маркирует условия схожие с относительно глубоководными условиями морского бассейна.

Подобная цикличность формации Licata соответствует в основном нормальным морским условиям осадконакопления с периодическими снижениями скоростей осадконакопления, формированием горизонтов биотурбации, что в глобальном масштабе отвечает предкризисным обстановкам седиментации и началом ограничения связи с Атлантическим океаном. Выше данная формация с тектоническим несогласием перекрывается формацией Tripoli мессинского возраста с первыми проявлениями эвапоритообразования. Периодичность накопления сапропелевых и известковых отложений связана с циклическими изменениями климата, установленными Миланковичем.

4.2.2 Разрез Serra Pirciata

Разрез Sierra Pirciata располагается неподалеку от старой шахты по добыче серы Tallarita, около 5 км от города Riesi, вдоль дороги из Riesi в Sommatino, 4 км южнее от разреза Monte Gallitino (рисунок 1). Разрез представляет собой длинный узкий островершинный хребет высотой от 5 м до 25 м (рисунок 5). Эта гряда выходит на поверхность вдоль моноклиальной структуры, осложненной сбросовой складкой, связанной с проявлениями тектоногенеза. Общая мощность разреза 38 м, который включает в себя 4 м пород формации Licata (средний тортон-нижний мессиний) и около 19 м формации Tripoli (нижний мессиний, верхняя граница формации Tripoli датируется 5,98 млн лет). Формация Tripoli по разрывному нарушению сбросового типа перекрывает глобегеринновые мергели формации Licata и представляет собой 25 ритмичных цикла, которые вверх по разрезу переходят в серые мергели мощностью до 15 м чередующиеся с брекчиевидными известняками, относящиеся к формации Calcare di Base (5,98 млн лет).

В разрезе снизу вверх выделяется (рисунок 2):

Породы формации Licata

1. Сапропелевые глобегеринновые мергели – 4 м

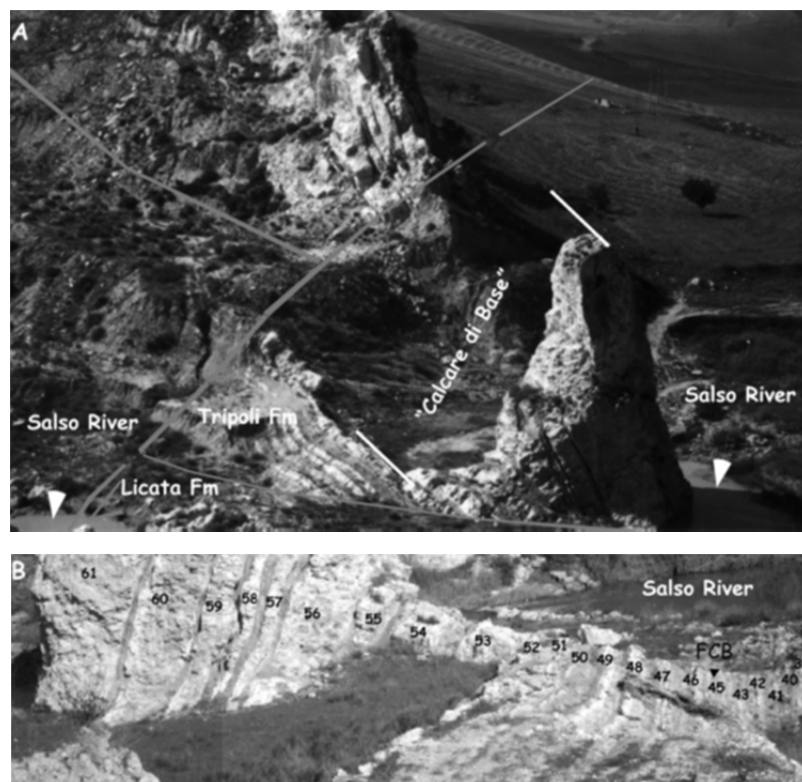


Рисунок 5 – Разрез Serra Pirciata

А – Общий вид разреза Serra Piciata, формация Tripoli перекрывает формацию Licata с несогласием. В – Литологические циклы формации Tripoli (циклы 39 -51), которые выше переходят в 15 м толщу отложений Calcare di Base

Породы формации Tripoli

2. Чередование красноватых мергелевых известняков, белых диатомитов и серых мергелей, образующих 7 закономерно построенных циклов – 2,8 м
3. Сильно деформированная часть разреза – 1,7 м
4. Чередование прослоев серых мергелей и белых диатомитов, образующих 13 однотипного строения циклов – 8,5 м
5. Известняки плитчатые, доломитовые, циклически чередующиеся с прослоями глин и диатомовых мергелей (смешанных пород, содержащих глинистую, известковую и диатомовую составляющие). Выше 0,2 м от основания слоя отмечается карбонатный прослой, содержащий псевдоморфозы галита и гипса, считающийся маркером начала зарождения эвапоритообразования в

бассейне Кальтанисетта (Pedley etc., 1993) и относящийся к так называемому Первому карбонатному прослою (First Carbonate Bed – FCB) – 6 м.

В ходе данного исследования при изучении этого разреза был детально опробован наиболее мощный и полный цикл № 50 из слоя 4, относящегося к формации Tripoli (Триполи). В котором снизу вверх прослеживаются:

1. Известняк слабо глинистый серый, кремовый, неяснослоистый, крепкий, плотный, массивный, излом раковистый, присутствуют горизонтальные линзы предположительно окремнения, в разрезе формирует уступ. – 62 см.

2. Глина известковая, темно-серого цвета, тонкоплитчатая (плиточки от 2 мм до 1 см) с желтыми примазками лимонита по плитчатости, крепкая, плотная. – 25 см.

3. Глина известковая, цвет серый, среднеплитчатая (плиточки 2 см до 5 см), неслоистая, некрепкая, в разрезе образует впадину – 22 см.

4. Глина известковая, цвет кремовый, светлая, тонкоплитчатая (размер плиточек от 1 мм до 1 см), крепкая, плотная, в основании слоя темно-серая, песчанистая. – 23 см.

5. Глина известковая, цвет темно-серый, тонкослоистая, слоистость горизонтальная, тонкоплитчатая (плиточки размером от менее 1 мм до 2 мм), крепкая, неплотная, на выветренной поверхности хрупкая, в нижней части слоя (40 см сверху-вниз) наблюдаются более известковые прослои мощностью 1,5 см – 54 см.

6. Известняк слабоглинистый, серый, кремовый, на выветренной поверхности серый, структура комковатая, немассивная, неплитчатый, тонкослоистый (слоистость около 1 мм), некрепкий, хрупкий (разваливается в руках) с редкими включениями черных углей – 5 см.

7. Известняк микритовый, серый, на выветренной поверхности кремовый, желтоватый, слабо выражена плитчатая отдельности (от 2 см до 11 см), межплитчатое пространство заполнено тонко-плитчатым известняком, излом

острый, крепкий, плотный, присутствуют кальцитовые жилы с кристаллами кальцита около 1.5 мм – 18 см.

8. Известняк мелко среднекристаллический, кремовый, светлый, текстура массивная, мраморовидный, очень крепкий, очень плотный, излом острый, есть видимые включения слюды и кварца – 150 см.

Большая часть литологических последовательностей формации Tripoli отвечает нормальным морским условиям осадконакопления. Схожие палеонтологические определения и литологические характеристики отложений формации Tripoli в различных разрезах, отвечающих различным по глубинности обстановкам осадконакопления, свидетельствуют о стойкой связи с Атлантическим океаном и формировании относительно глубоководного морского бассейна полузакрытого типа. Вверх по разрезу мы наблюдаем смену нормальных морских условий осадконакопления условиями эвапоритообразования, со свойственными им гиперсоленными водами и тектонической закрытостью бассейна от поступления свежих морских вод из Атлантического океана. Изучаемый нами цикл №50 относится к верхней части разреза формации Tripoli (локально это двенадцатый цикл снизу вверх из тринадцати). По опубликованным данным (Bellanca et al., 2009), нижележащий цикл №34 свидетельствует о начале эвапоритообразования и смене нормальных морских условий, условиями гиперсоленных вод. Это выражено в резком сокращении изобилия и разнообразия известкового наннопланктона, что вверх по разрезу в литологическом цикле №37 приводит к полному исчезновению фораминифер, а также в резкой смене преобладающей кальцитовой составляющей доломитом, количественные характеристики которого в пределах известковых прослоев достигают 90%. Более детально рассмотрим цикл №50, характеризующий завершающую стадию формации Tripoli и переход к первой стадии эвапоритообразования Calcare di Base.

В цикле №50 можно выделить три последовательно сменяющие друг друга обстановки осадконакопления, различающиеся прежде всего степенью солености вод.

В нижней части цикла залегает доломит, который соответствует первой выделяемой обстановке осадконакопления осолоненной лагуны с осаждением доломита. Согласно изотопным данным доломит характеризуется высокими значениями $\delta^{18}\text{O}$, близкими к 7‰, что свидетельствует об его отложении из сильно насыщенных эвапоритовых растворов. Именно изучаемый нами цикл №50 характеризуется столь высокими значениями изотопов $\delta^{18}\text{O}$. В то же время отрицательные значения изотопов $\delta^{13}\text{C}$, свидетельствуют о влиянии микробной сульфат редукции, что подтверждается наличием относительно значительной органической примеси. Обломочная примесь свидетельствует о мелководных либо относительно мелководных условиях осадкообразования под влиянием сноса с континента временными речными потоками. Тем не менее, воды оставались гиперсоленными, что приводило к выпадению в осадок доломитов.

Вверх по разрезу мы наблюдаем переход к обстановке осадконакопления осолоненной лагуны с периодическим опреснением, в которой в свою очередь можно выделить три этапа смены условий седиментации. Первому этапу соответствует Сл.2, сложенный глинами с обилием сапропелевого органического вещества. Таким образом, мы наблюдаем смену доломитообразования накоплением глинистого материала с обилием органики. Хорошая сохранность органики, по-видимому, связано с застойностью условий седиментации, связанной со стратификацией вод с различной соленостью. Так как в это время изоляция Средиземноморского бассейна от вод Мирового океана только усиливалась, что привело к вымиранию большей части биоты, скорее всего, поступление пресных вод обусловило привнос глинистого материала в бассейн и рост биопродуктивности в фотическом слое. Приток пресных вод привел к расслоению толщи воды, вызванную различной плотностью вод, на которую непосредственное влияние имеет степень солености.

Поступление пресных вод в гиперсоленую лагуну, приводило к формированию застойных вод в придонной части бассейна, где в бескислородных условиях мог сохраняться, не окисляясь, сапропелевый материал (Hilgen etc. 1999). Вероятно, поступление пресных вод имело спорадический характер (периодически усиливалось и ослабевало (климатические колебания мелкого масштаба, сезонность)), что отразилось на установлении новых условий (Пб), связанных с накоплением Сл.3-4, сложенных частым чередованием глинистых и карбонатных осадков. Данной обстановке отвечает переслаивание глинистых и карбонатных прослоев (Слой 3, Слой 4), доля кальцита составляет 76% по данным порошкограмм, что указывает на общее снижение солености изначально существовавших в лагуне вод. Песчаная примесь в основании слоя №4 свидетельствует о сносе с суши пресноводными временными потоками обломочного материала. Подобные условия выше сменяются обстановкой Пв, в которой отмечается увеличение доломитовой составляющей до 55% (Слой 5), что вероятно свидетельствует о резком сокращении поступления пресных свежих вод в бассейн осадконакопления. Подобные колебания притока пресных вод (усиление и сокращение) контролируется климатическим фактором, связанных с изменением прецессии (прецессия минимальна, прецессия максимальна соответственно), развитием сухих и более влажных периодов.

Верхняя часть разреза отвечает обстановке осолоненной лагуны с осаждением известковых карбонатов (Сл.6-8). В этой обстановке также прослеживается смена условий седиментации: гиперсоленые условия осадконакопления, в которых выпадает в осадок доломит, количество которого достигает значений 97% (данные порошкограмм) или кальцит (92%). В это время приток пресных вод отсутствовал или был совсем незначительным. В результате усиливающейся регрессии наблюдается увеличение количества обломочной примеси вверх по разрезу. Обломочная примесь, вероятно, поступала с суши за счет эрозии, осушаемых участков побережий. При этом, наличие бескислородных условий не фиксируется, так как в данных отложениях присутствует копрогенный материал, видны следы биотурбации. Смена в режиме осадконакопления и

накопление кальцита, вероятно, было связано с начавшимся вновь или слегка усилившимся поступлением в лагуну пресных вод, количество которых хватало только для разбавления рассолов из которых вместо доломита осаждался преимущественно кальцит.

Выше залегают отложения цикла № 51, который в верхней части разреза знаменуется первой стадией эвапоритообразования *Calcare di Base* с накоплением мощных толщ гипсов, чередующиеся с глинистыми известняками, фациально замещающиеся в глубоководной части бассейна *Caltanissetta* массивными гипсами.

4.2.3 Разрез Siculiana

Разрез *Siculiana* находится к западу от деревни *Siculiana*, расположенной в юго-западной части о. Сицилия. Разрез представляет собой клиф высотой 130 м на пляже *Giallonardo* (рисунок 6). Разрез слагают четыре цикла, которые относятся к формации Верхние эвапориты мессиния и отложения плиоцена. Формация Верхних эвапоритов отвечает верхнему мессинию, общая мощность которого колеблется от 50 до 150 м. Разрез очень схож с разрезом *Eraclea Minoa*, но отличается от последнего лучшей доступностью - отсутствие частных построек в основании разреза делает возможным детальное литологическое описание и отбор образцов. Тем не менее *Siculiana-Giolonardo* не позволяет произвести полное описание верхнемессинских отложений, так как нижние два цикла не выходят на поверхность. Глины шестого цикла смещены разрывным нарушением и контакт между формациями *Lago-Mare* (Лаго-Маре) и *Trubi* (Труби) не может быть четко выявлен, в связи с тектоническими деформациями.

В разрезе снизу вверх выделяется (рисунок 2):

Формация Верхних эвапоритов

1. Брекчия с крупными гипсовыми блоками, резко выделяющаяся в основании разреза – 3 м

2. Задернованная часть разреза, соответствующая выходам отложений выделяемых в цикл 1 и 2 – 40 м



Рисунок 6 – Разрез Siculiana с обозначением описанного цикла №3

3. Отложения циклического строения, в нижней части представленные алевролитами и реже песчаниками, чередующимися с известняками, выше сменяющиеся прослоями различного строения гипсов, выделяемые в цикл №3 – 25 м

4. Отложения сходного литологического строения со Слом 3, выделяемые в цикл №4 – 20.4 м

5. Отложения сходного литологического строения со Слом 3, выделяемые в цикл № 5 – 45 м

6. Отложения сходного литологического строения со Слом 3, выделяемые в цикл №6. Верхняя граница цикла осложнена разрывным нарушением – 22 м

Строение циклов схоже с соответствующими циклами в разрезе Eraclea Minoa. Более детально отложения формации Верхних эвапоритов, имеющих циклическое строение можно охарактеризовать следующим образом. Нижняя часть цикла представлена алевролитами с дециметровыми прослоями песчаников, переслаивающихся с белыми тонко-слоистыми известняками, мощность которых увеличивается вверх по разрезу. Их мощность колеблется от 13 до 26 м. Эти отложения выше перекрыты толщами гипсов, представляющих чередование глинистых, тонко-слоистых гипсов (так называемые balatino) и гипсовых аренитов

общей мощностью от 1 м до 3.5 м с характерной волнистой слоистостью, возможно свидетельствующей о периодах обмеления бассейна. Выше данные отложения перекрываются прослоями первичных селенитовых гипсов, мощность которого увеличивается вверх по разрезу и колеблется от нескольких дециметров до двух метров, а также (в их нижней части) чередованием глинистых известняков, тонкослоистых гипсов (balatino) и селенитами. Общая мощность данных прослоев с первичными селенитами колеблется от 6 м до 9 м.

В ходе данного исследования при изучении этого разреза был детально опробован наиболее полный и доступный для отбора образцов цикл № 4, относящегося к формации Верхних эвапоритов (верхний мессиний). Было отобрано тринадцать образцов из цикла №4 и два образца из верхней части цикла №3. В изучаемом цикле снизу вверх прослеживаются:

Цикл №3 (рисунок 6)

1. Гипс – сиенит, светло-бежевый, гига-крупнокристаллический, с кристаллами гипса, ориентированными в одном направлении, размером до 7 см, крепкий, плотный, выделяющийся в рельефе и обнажающийся в разрезе в виде крупных блоков – 20 см

2. Гипс – сиенит, бежевый, крупнокристаллический, с кристаллами гипса, образующими друзы, крепкий, плотный, выделяющийся в рельефе – 27 см.

Цикл №4

3. Глина известковистая, серая, зеленоватая, текстура комковатая, неслоистая, крепкая, плотная – 20 см

4. Песчаник рыжеватый, тонкослоистый, неплотный, некрепкий, слабосцементированный, глинистое вещество в цементе, основная масса карбонатная с включением растительного детрита и обломочного материала – 20 см.

5. Песчаник светлый, рыжеватый, текстура волнистая (прослои от 2 до 4 см), крепкий, плотный, хорошо сцементированный, глинистое вещество в цементе

(реже пойкилитовый гипс), основная масса карбонатная с включением фораминифер и боя раковин – 12 см.

6. Ритмичное чередование серых и светло-серых глин с толщиной прослоев около 20 см. Глины серые, неяснослоистые, неплотные (крошатся в руках), с включениями углефицированными растительными остатками. Глина светло-серая, рыжеватая из-за неравномерного ожелезнения, песчанистая (20-25%), неслоистая, неплотная, с обилием раковин фораминифер – 120 см

7. Ритмичное чередование серых и светло-серых глин, аналогичное Слою 6 – 150 см

8. Ритмичное чередование серых глин и рыжеватых известняков с толщиной прослоев около 20 см. Глины серые, неяснослоистые, неплотные (крошатся в руках), с включениями углефицированными растительными остатками, мощностью прослоев. Известняк фораминиферовый (порода практически нацело сложена из бентосных фораминифер) рыжеватый, текстура неслоистая, крепкий, глинистое вещество в цементе – 150 см

9. Глина серая, темноватая, неяснослоистая, неплотная (крошится в руках) без видимой примеси растительного детрита, с незначительной обломочной примесью (кварц) и примесью фораминифер – 900 см

10. Глина серая, светловатая, неяснослоистая, неплотная (крошится в руках) без видимых примесей – 11 см

11. Глина серая, светловатая, неяснослоистая, комковатая, биотурбированная, без видимых примесей – 580 см

12. Гипс – сиенит, серый, светлый, мелкокристаллический с кристаллами гипса, образующими стяжения, в нижней части слоя характерны глинистые примазки, крепкий, плотный, выделяющийся в рельефе в виде уступа – 20 см

13. Гипс – сиенит, серый, розоватый, крупнокристаллический с игольчатыми, волокнистыми кристаллами без определенной ориентировки, выделяется в рельефе в виде уступа, бронирует Цикл №4 – 10 см

В верхней части каждого цикла прослой селенита срезаны эрозионной поверхностью, которая заполнена гипсаренитами. Выше данный прослой перекрывается следующим циклом осадконакопления. Это дает возможность предположить, что бассейн осадконакопления был периодически осушен, либо уровень воды в нем был пониженный в конце каждого периода эвапоритообразования.

В рассматриваемом в работе цикле №4 выделяется три крупные обстановки осадконакопления, характеризующиеся парагенезом различных литологических типов пород: развитие дистальных частей подводно-дельтовых выносов, накопление бассейновых отложений, накопление гипсов.

Развития дистальных частей подводно-дельтовых выносов (основание цикла). В основании изучаемого нами цикла №4 в разрезе Siculiana-Gialonardo залегают глины песчано-алевритистые и песчано-алевритовые, которые выше переходят в песчаник. Данные прослой (слой 3,4,5) мы будем выделять в одну единую обстановку осадконакопления. В этих прослоях мы наблюдаем увеличение обломочной примеси вверх по разрезу, что знаменует в верхней части образованием кварцевых песчаников. Отложения формировались в условиях проградации подводных речных выносов. Усиление действия речного стока было относительно резким (ниже данных отложений расположена бронирующая поверхность цикла №3, представленная гипсами) и вероятно была связана с климатическими изменениями, а именно с установлением теплого, влажного (гумидного) климата. О притоке в бассейн речных вод опосредованно свидетельствует наличие в перекрывающих эти отложения глинах видов фораминифер способных обитать при пониженной солености вод (до 13‰).

Подобные циклические климатические изменения хорошо описываются теорией Миланковича об изменении прецессии и инсоляции. Гумидный климат отвечает максимальной инсоляции. С учетом повышенной влажности воздуха и влиянии речных потоков можно сделать вывод о разбавлении морских вод пресными водами, о чем также свидетельствуют отрицательные значения $\delta^{18}\text{O}$

(Manzi etc., 1960). В соответствии с палеонтологическими определениями данные отложения накапливались в пределах шельфа. Минимальные значения солености могли быть около 13-28 ‰. Проградация речных подводных выносов, могла быть вызвана развитием регрессии.

Далее обстановка сменяется режимом накопления бассейновых отложений (середина цикла). В соответствии с выделенными парагенезами пород в этой части цикла, в целом соответствующей единым условиям осадконакопления, можно выделить 3 более мелкие обстановки седиментации.

Нижняя часть данной обстановки, разрез представлен ритмичным чередованием глин с тонкой обломочной примесью и редкими включениями мелких раковин фораминифер и глин со значительной обломочной и органогенной примесью. Таким образом, мы видим относительно постепенный переход от нижележащих песчаных отложений, что выражено в сохранении обломочной составляющей в вышележащих слоях. Тем не менее, отмечаемое в отложениях преобладание глинистого материала над обломочной примесью, а также возросшее обилие раковин фораминифер можно связать с трансгрессией и возможно углублением бассейна. Учитывая цикличность строения рассматриваемых отложений, выраженной в чередовании различных литотипов, мы можем предположить, что развитие трансгрессии, связанной, скорее всего, с эвстатическими изменениями уровня моря, было поступательным. Возможно, также циклическое строение отложений могло быть связано с неравномерностью подачи речных выносов, имеющих сезонный характер. По видовому составу фораминифер соленость вод в бассейне в это время была около 28 ‰. Условия соответствовали обстановкам открытого шельфа.

Вверх по разрезу мы переходим к обстановке, представленной чередованием известняков фораминиферовых и глин. Появление известняков со значительной примесью фораминифер свидетельствует об установлении наиболее благоприятных условий для обитания фораминифер (оптимальной солености, отсутствия зернистой терригенной примеси, благоприятной гидродинамики) что,

вероятно, можно связать с продолжающимся увеличением солёности вод бассейна. Отметки глубинности бассейна не превышали средний шельф и выше, что подтверждается наличием помимо широко распространенных планктонных форм, бентосных форм фораминифер, а также сохранение небольшого количества обломочной примеси, разносимого течениями и штормами. Формирование осадков с обилием фораминифер и малым содержанием зернистой обломочной примеси свидетельствуют о незначительном сносе обломочного материала с суши. Сокращение терригенного сноса свидетельствует о переходе к другим климатическим условиям – климат становится менее влажным и, скорее всего, прохладным.

Выше обстановка характеризуется последовательной сменой отложений от глинистых с обломочной примесью до чистых глин, отличительной особенностью которых является отсутствие какой-либо примеси и ее однородность. Отсутствие фораминифер возможно свидетельствует об критических условиях в бассейне седиментации, связанных вероятно со сменой солёности в бассейновых водах, которые не позволили существовать описанные выше формы (вероятные значения солёности более 34 ‰). В верхней части толщи глины переходят в глины сильно биотурбированные, что в классической интерпретации говорит о перерыве в осадконакоплении. Мы наблюдаем снижение скоростей осадконакопления и переход к ещё более аридным сухим и холодным климатическим условиям, что отвечает минимальной инсоляции в соответствии с циклами Миланковича. Также для данного слоя характерно снижение влияние метеорных вод, о чем свидетельствуют более высокие значения изотопов $\delta^{18}\text{O}$ в карбонатах (Longinelli, 1979). Это приводит к так называемому негативному гидрологическому режиму и выше по разрезу формируются эвапориты.

Как было уже отмечено выше, каждый цикл формации Верхних эвапоритов завершается стадией накопления гипсов. Климат становится исключительно аридным. Для бассейна Caltanissetta (в изучаемой области) характерно обмеление и соответствующие гиперсолёные условия. В данном цикле №4 мы наблюдаем

развитие гипсов тонко-мелкокристаллических, без или с незначительным содержанием обломочной примеси. В описываемых гипсах был встречен прослой вулканокластического материала андезибазальтового состава, что может указывать на развитие вулканизма в смежных с изучаемым районах. Проявления такого рода вулканизма в это время известны в пределах северной части Африки.

Появление обломочной примеси в гипсах может свидетельствовать об усилении процессов эрозии, связанных возможно с наступлением регрессии. Ослабление притока океанических вод и обмеление бассейна способствовали увеличению солености вод до фазы осаждения эвапоритов. Прогрессирующие обмеление могло вызвать размыв эвапоритов в прибрежных частях бассейна, с последующим их переотложением в более глубоководные участки водоема. Высокая минерализация поверхностных вод могла приводить к первичному осаждению гипсов и в более глубоководных обстановках бассейна (гипсов-селенитов). Прослой гипсов-селенитов в кровле цикла №3, подстилающего цикл №4. Отсутствие селенитовых гипсов говорит о слабо гиперсоленых условиях эвапоритообразования, о чем свидетельствуют геохимические исследования: для селенитов характерны большие значения изотопов $\delta^{18}\text{O}$ как в кристаллических водах, так и в сульфатах.

Существует несколько точек зрения на формирование гипсовых прослоев формации Верхних эвапоритов. Вероятнее всего, с учетом структуры гипсов, они являются переотложенными из краевых частей бассейна Caltanissetta. В свою очередь образование селенитов свидетельствует об расслоенности толщи воды с гиперсолеными морскими водами в придонной части (непосредственно морские воды Средиземноморского бассейна как такового, а также ограниченные поступления вод Атлантического океана) и пресными метеорными водами в приповерхностной части. Подобные условия делают возможным формирование селенитовых гипсов на месте, без переотложения путем выпадения в осадок. Эти данные подтверждаются изотопными анализами, а именно значения изотопов Sr, свидетельствующие о значительных поступлениях свежих пресных вод в соленый

морской бассейн, что приводит к расслоенности толщи воды. Тем не менее, вопрос о происхождении непосредственно морских Средиземноморских вод на стадии эвапоритообразования остается нерешенным. На всем протяжении Мессинского соленосного кризиса связь между Средиземноморьем и Атлантическим океаном была ограниченной, хотя приток вод из Атлантики либо из Красного моря были возможны, но весьма незначительны в соответствии со сниженными изотопными соотношениями $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. Несомненно, данная связь с Атлантическим океаном и прилив свежих океанических вод в бассейн Средиземноморья более ярко проявилась в формировании формации Нижних эвапоритов и солей, но полностью отрицать ее влияние на формировании Верхних эвапоритов нельзя. Данный вопрос, несомненно, требует дальнейшего изучения.

5 Методика циклостратиграфических исследований

Для решения поставленных задач в ходе данного исследования помимо детального литологического изучения отложений (послойного анализа строения разрезов, исследования пород в шлифах и с помощью высокоточных технологий) были также использованы методы циклостратиграфии. Так как методы литологии хорошо изучены далее будет приведено более детальное описание методов циклостратиграфии. Термин «циклостратиграфия» был впервые предложен на заседании Глобальной геологической программы по седиментологии, которое проходило в Перугии (Италия) и Дигне (Франция) в 1988 г. (Fischer et al., 1988). Циклостратиграфия определяется как «направление стратиграфии, которое занимается идентификацией, характеризацией, корреляцией и интерпретацией циклических (периодических или близких к периодическим) вариаций в стратиграфической записи, результаты которых в дальнейшем могут использоваться в геохронологии с целью улучшения точности и структуризации данных о стратиграфическом возрасте» (Nilgen et. al. 2004). К таким циклическим или периодическим процессам можно отнести все явления, начиная от ежедневных приливно-отливных циклов, заканчивая движением тектонических плит с периодичностью активизации порядка 10 млн лет. (House, 1995). Тем не менее, в методах циклостратиграфии наиболее часто используются астрономические циклы, связанные с изменениями орбиты Земли и её отклонениями от оси, вызванные гравитационными силами Солнца, Луны и других планет Солнечной системы (рисунок 1).

Базовые принципы влияния изменений орбиты Земли на эпохи четвертичных оледенений были впервые опубликованы Adhemar J. A. (1842) и Croll J. (1864, 1875), а в последствии значительно дополнены работами Milankovitch M. (1920, 1941). Первым геологом, который применил принципы циклостратиграфии к расшифровке ритмично построенных глинисто-известковых отложений, связав циклическое строение толщ с изменениями в прецессии Земли, был Gilbert G.K. (1985). Используя методы циклостратиграфии,

Gilbert G.K. по количеству и длительности циклов определил продолжительность накопления формации. Идею радиоизотопного датирования предложил Эрнест Резерфорд в 1905 году, через 9 лет после открытия радиоактивности Анри Беккерелем. Уже через 2 года, в 1907, Бертрам Болтвуд, радиохимик из Йельского университета, опубликовал первые определения возраста некоторых геологических образцов. В последующие годы шло интенсивное развитие ядерной физики и усовершенствование технологий, благодаря чему к середине 20 века была достигнута приемлемая точность радиоизотопных датировок. Этому особенно помогло изобретение масс-спектрометра. В 1949 году Уиллард Либби разработал радиоуглеродный анализ и продемонстрировал его пригодность на образцах дерева известного возраста (в интервале 1400 — 4600 лет), за что в 1960 году получил Нобелевскую премию по химии.

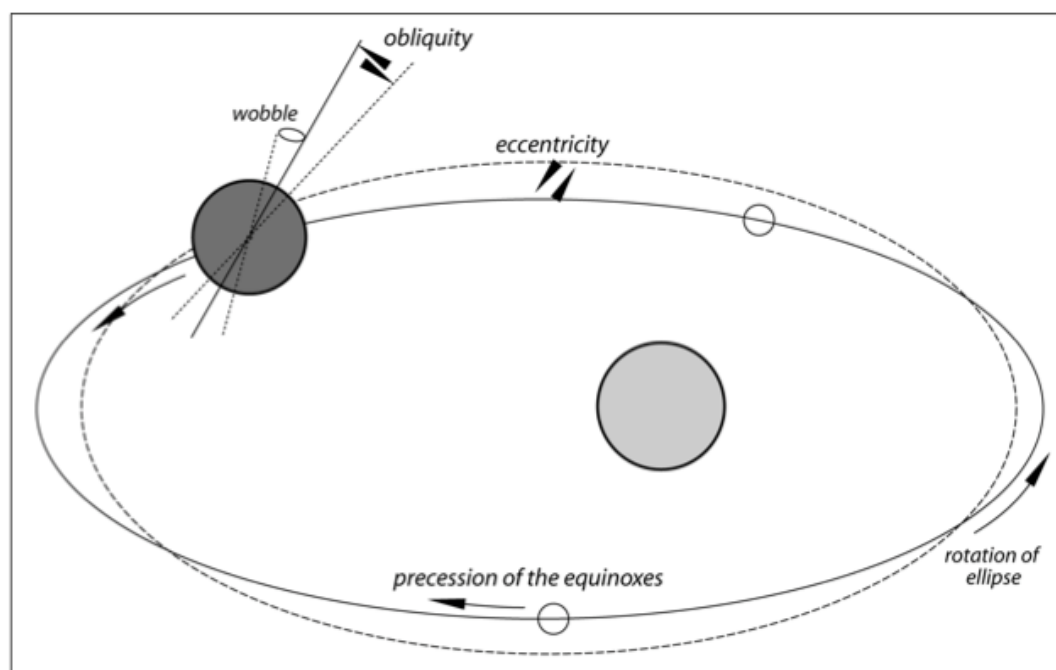


Рисунок 1 – Основные параметры астрономической цикличности (по Stresser et al., 2006)

Изменения орбиты Земли характеризуют следующие параметры: эксцентриситет, прецессия и изменения угла наклона Земной орбиты (рисунок2). Эксцентриситет – это угол эллиптичности Земной орбиты, который варьируется от 0° (круговая орбиты) до 0.06° (слабо эллиптическая). В настоящий момент эксцентриситет Земной орбиты меняется с периодичностью в 100 тыс. лет и 400 тыс. лет. Прецессия (астрономическая) – это медленное движение оси Земли по

круговой траектории, которое характеризуется периодичностью в 19 тыс. лет и 23 тыс. лет. Также существует климатическая прецессия (или прецессия точек равноденствия), которая совершает один полный цикл за приблизительно 21 700 лет. Угол наклона Земной оси относительно плоскости её орбиты изменяется от 22° до 24.6° и характеризуется периодичностью в 41 тыс. лет и около 22 тыс. лет.

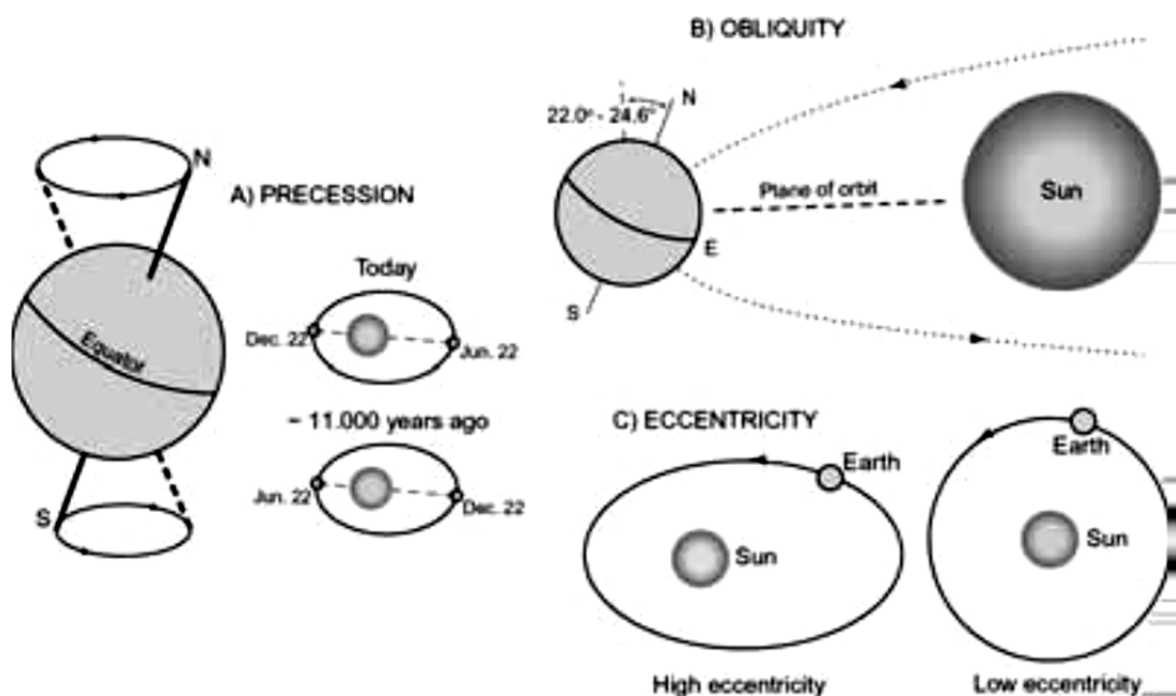


Рисунок 2 – Положение Земли относительно солнца при различных орбитальных параметрах

А – прецессия; В – угол наклона орбиты Земли; С – эксцентриситет

Существуют и более длительные циклы в изменениях орбитальных параметров Земли, например, 1.2 млн лет для отклонений земной оси и 2.4 млн лет в изменениях эксцентриситета Земли, но периодичность такого рода сложно идентифицировать в строении осадочных толщ, так как на столь длительных отрезках времени, влияние астрономических колебаний и связанных с ними климатических изменений, осложняется действием тектонических факторов.

Изменения орбиты Земли, которые в большей степени являются квазипериодическими, в научной литературе принято называть астрономическими циклами или циклами Миланковича. На протяжении геологического времени расстояние между Землей и Луной значительно увеличилось, в связи с чем, периодичность в изменении прецессии Земли и

отклонения угла наклона оси её орбиты стала более длительной по сравнению с более ранними эпохами развития Земли (Berger et al., 1989, 1992). Цикличность в изменениях эксцентриситета Земли, при этом, осталась практически неизменной. Периодичность изменения эксцентриситета орбиты Земли в 405 тыс. лет, которая вызвана гравитационными воздействиями Юпитера и Венеры является наиболее устойчивой и неизменной в геологическом времени, в связи с огромной массой Юпитера (Hinnov et al., 2007). Не смотря на то, что характер происходящих изменений в Солнечной системе имеет в большей степени хаотический характер (Laskar, 1989), рассчитанные значения являются достаточно точными для их детального сравнения со стратиграфической записью (Berger et al., 1992). Знания о характере «хаотических» астрономических изменений и сложных взаимосвязях Земли и Луны постоянно пополняются новыми данными. Одной из важнейших работ в этой области стала публикация Laskar J. с соавторами в 2004 г., данные который используются в настоящей раобте (рисунок 3).

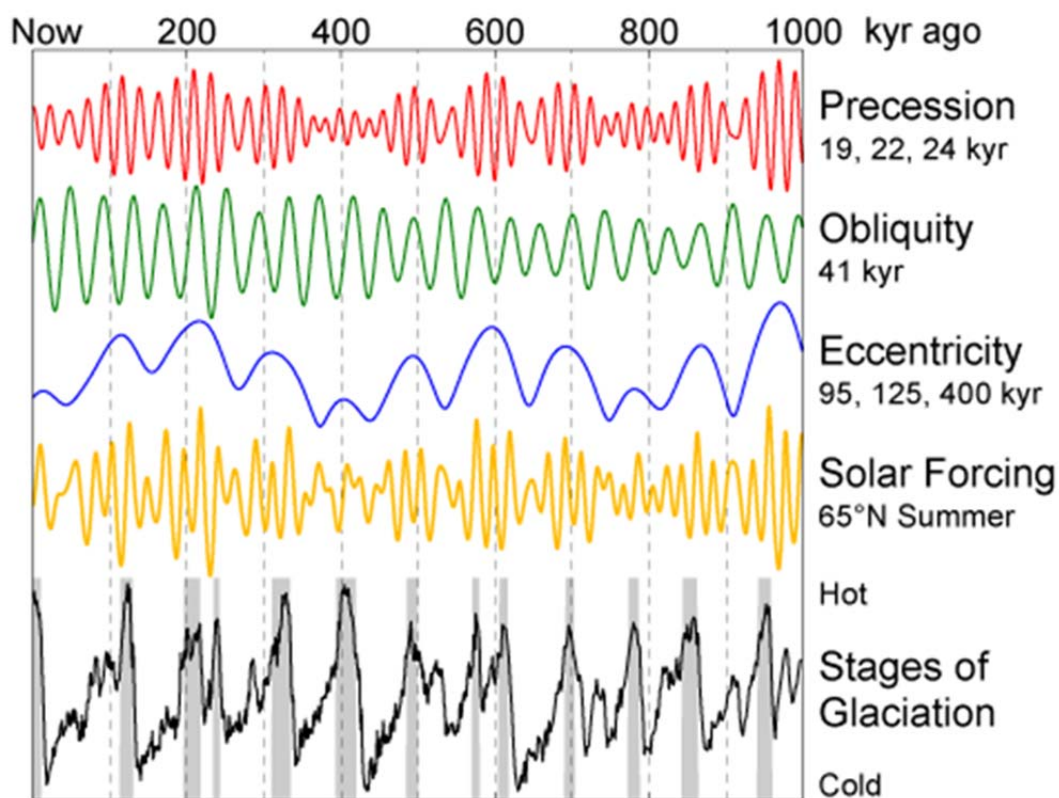


Рисунок 3 – Периодичность изменения прецессии, эксцентриситета, солнечной инсоляции и угла наклона оси Земли в корреляции с этапами оледенения за последние 1 млн лет

Изменения орбиты Земли и её наклона и, как следствие, изменение расстояния между Землей и Солнцем, приводят к изменениям в количестве получаемой Землей солнечной инсоляции в верхних слоях атмосферы, что приводит в некоторых случаях к изменениям в циркуляции воздуха в атмосфере и вызывает широтные смещения климатических поясов (Matthews and Perlmutter, 1994). Климатические изменения, в свою очередь, влияют напрямую или косвенно на процессы осадконакопления, перенос осадочного материала и его накопления. Изменения температуры воздуха, температуры воды, циркуляции вод мирового океана, количество осадков, активизация речных систем, эвапоритообразование, вегетативный покров и несомненно биопродуктивность и геохимия осадков – всё оказывается подвластно астрономическим циклам.

В первую же очередь, изменения в получаемой Землей солнечной инсоляции влияют на переменное магнитное поле Земли (Berger 1978, Schwarzscher 1993). Переменное магнитное поле Земли (или внешнее магнитное поле Земли) определяется источниками в виде токовых систем, находящимися за пределами земной поверхности и в ее атмосфере. Основными источниками таких полей и их изменений являются корпускулярные потоки намагниченной плазмы, приходящие от Солнца вместе с солнечным ветром, и формирующие структуру и форму земной магнитосферы. Количество солнечной инсоляции, получаемое Землей, таким образом, влияет на состояние переменного магнитного поля Земли, что в свою очередь отражается в геологической записи магнитных свойств пород. Магнитные свойства горных пород определяются величиной магнитной восприимчивости и остаточной намагниченностью. Остаточная намагниченность характеризует намагниченность пород, приобретенную ими в момент формирования. Магнитная восприимчивость характеризует способность пород намагничиваться под действием внешнего магнитного поля и определяется главным образом содержанием включений ферромагнитных минералов. На величину магнитной восприимчивости влияет также форма и размер зёрен ферромагнитных минералов, расположение зёрен друг относительно друга, литологический состав породы, и её характеристики плотности, пористости и др..

Это предопределяет значительный диапазон изменения магнитной восприимчивости горных пород одного и того же типа и приводит к тому, что однозначная связь между содержанием ферромагнитных минералов в породе и её магнитной восприимчивости в большинстве случаев устанавливается лишь при статистической обработке результатов.

С целью проверки ожидаемой продолжительности циклов, вызванных изменениями в орбитальных характеристиках Земли, широкое распространение получили методы статистического анализа, в основе которых лежит анализ временных рядов, полученных путем измерений. Успешное применение этих методов зависит от выбора объекта изучения и частоты измерений (Fischer et al., 2004). При этом необходимым условием является учет возможных стратиграфических несогласий и перерывов в осадконакоплении. Обычно, латеральные изменения и фациальные замещения характерны для мелководных условий. В глубоководных отложениях оползни, сносы и пр. может привести к локальным погрешностям в литологической записи (Strasser et al. 2007). Таким образом, при использовании методов циклостратиграфии, является весьма важным изучение несколько разрезов, коррелируемых между собой. При соблюдении этих условий, анализ отложений, характеризующихся относительно глубоководными условиями осадконакопления становится более перспективным в связи с их более полной и непрерывной литологической записью, в сравнении с мелководными отложениями, которые могут сопровождаться большим количеством незначительных перерывов в осадконакоплении, связанных, к примеру, размывами и пр. Другим важнейшим условием применения методов статистического анализа является установление точек возрастной привязки для перехода от функции мощности циклов к функции их длительности. В качестве подобных точек может выступать датированные пепловые прослои, био-маркеры или определения границ смены геомагнитных эпох (хронов), датированными в соответствии с общей геомагнитной шкалой.

При наличии эквидистантных рядов данных (например замеров магнитной восприимчивости пород), далее применяются различные методы статистического анализа, с целью определения устойчивых периодических колебаний и установления длины цикла (Brescia et al., 1996, Weedon and Jenkyns, 1999, Hinnov 2000, Preto et al., 2004, Zuhlke 2004). Классическим методом статистического анализа для определения периодов колебаний, или цикличности является спектральный анализ Фурье. Преобразование Фурье используется для разбивки временной последовательности на некоторое количество синусоид, с определенными частотами, амплитудами и фазами. В итоге выявляется распределение периодичностей, представленных в виде спектра, отражающего зависимость силы (power) от частоты (frequency). Использование спектрального анализа имеет важнейшее значение, так как многие явления на Земле имеют циклический характер, а определение этих циклов может пролить свет на природу этих явлений.

В ходе данного исследования за основной объект изучения были выбраны относительно глубоководные разрезы верхнемиоценовых отложений Восточного Паратетиса (мыса Попов Камень, мыса Железный Рог и Тобечик), сложенные преимущественно глинами и отличающиеся от одновозрастных мелководных толщ меньшей фациальной изменчивостью и большей полнотой геологической летописи. Рассматриваемые разрезы по своим литологическим особенностям являются весьма перспективными с точки зрения определения астрономической цикличности.

Изучение рассматриваемых отложений с помощью методов циклостратиграфии основывалось на оценке массовых замеров магнитной восприимчивости пород в полевых условиях.

Замеры магнитной восприимчивости проводились с помощью полевого каппаметра КТ-5 производства Geophysica (Брно, Чехословакия), с точностью измерений 10^{-5} ед. СИ. Замер магнитной восприимчивости пород производится в 2 этапа. На первом этапе проводилась калибровка каппаметра в свободном

воздухе, при этом измерительная площадка прибора была направлена в воздух, в сторону от любых объектов, несущих магнитные свойства. На втором этапе осуществлялось непосредственное измерение намагниченности пород в изучаемом слое отложений, для чего к защищенной поверхности пород прикладывался прибор строго перпендикулярно. Полученное на дисплее число и фиксировалось как значение измеренной кажущейся магнитной восприимчивости пород в ед. СИ $\times 10^{-3}$. Измерения производились в обнажении вкрест простирания слоев (перпендикулярно слоистости) по всей доступной мощности отложений через каждые 20 см в трех разрезах (мыса Попов Камень, мыса Железный Рог и Тобечик). При этом в каждой точке было произведено три замера в целях контроля точности измерений. В общей сложности было получено определений магнитной восприимчивости пород: по разрезу мыса Попов Камень – 980, по разрезу мыса Железный Рог – 1344, по разрезу Тобечик – 720.

По результатам измерений, были рассчитаны средние значения магнитной восприимчивости в каждой точке и построены графики изменения магнитной восприимчивости пород по разрезу. Следует отметить, что в результате были выявлены колебания магнитной восприимчивости пород как по разрезам в целом, так и в пределах слоев с заметной мощностью (более 0.5 м). При анализе полученных данных учитывался литологический состав пород. Корректность проведенных исследований обусловлена резким преобладанием глин в строении толщ.

С целью определения минералов носителей намагниченности, в стационарных условиях был проведен термомагнитный анализ 27 порошкообразных проб массой около 0.4 г., отобранных из отложений разрезов мыса Железный Рог и Тобечик (рисунок 4). Термомагнитный анализ по измерениям зависимости магнитной восприимчивости от температуры проводился автором на каппаметре Multi Function Kappabridge (AGICO, Чехия) в лаборатории кафедры динамической геологии МГУ имени М.В. Ломоносова. По результатам проведенного анализа, характерному резкому пику на кривых $K(T)$ в

диапазоне температур от 400° до 500° , можно сделать вывод, что вероятнее основным носителем намагниченности является сульфид железа, например, пирротин или грейгит, для которого характерны температуры $400-500^{\circ}$ в зависимости от степени окисления. Полученные результаты соответствуют ранее опубликованным данным по отложениям мезотиза разреза Попов Камень (Трубихин, Пилипенко, 2011). В целом для образцов разреза Железный Рог отмечаются более высокие температуры преобразования минералов, что возможно свидетельствует о присутствии титаномагнетита, для которого характерны температуры $540-680^{\circ}$.

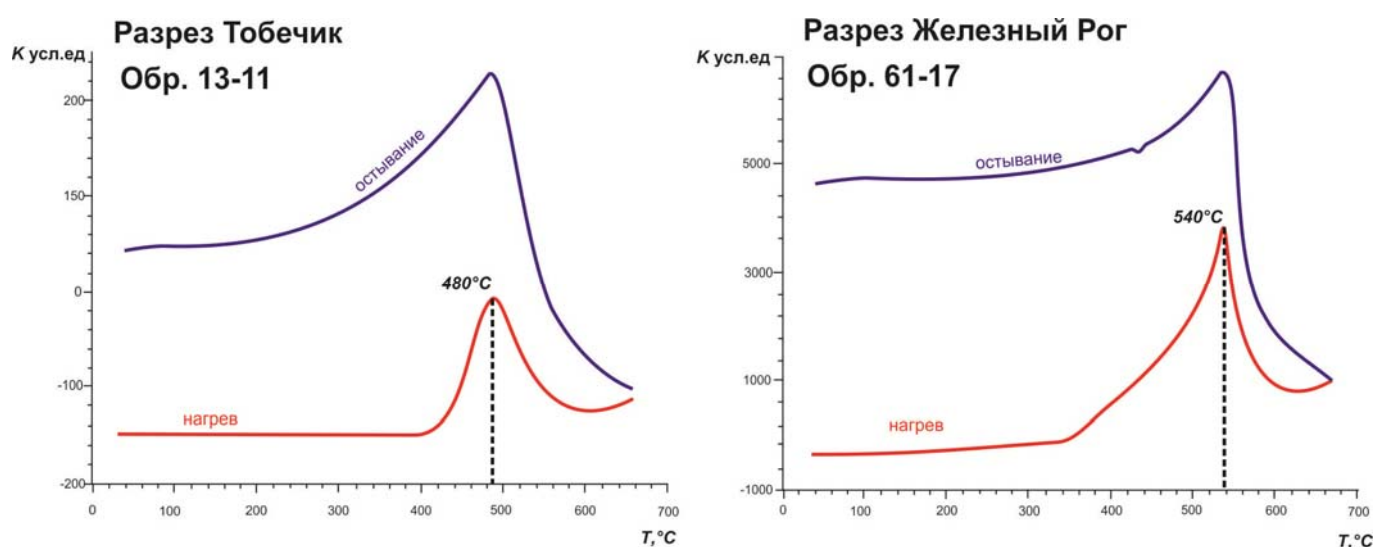


Рисунок 4 – Результаты термомагнитного анализа на примере верхнепонтических отложений разреза Тобечик (слева) и Железный Рог (справа). На рисунке кривые зависимости магнитной восприимчивости K от T цикла нагрев остывание.

Далее результаты магнитной восприимчивости были обработаны статистическими методами назначение которых, выявление закономерных колебаний, наиболее устойчивых и повторяемых периодов циклов. Обработка полученных значений магнитной восприимчивости была произведена с использованием программного обеспечения PAST (Hammer et al., 2006). Для спектрального анализа использовались как усредненные значения показаний каппаметра в точке (среднее по трем полученным измерениям) приведенные к нулевой абсциссе за счет функции детренда, так и значения функции логарифма

от заданной величины магнитной восприимчивости. Результаты спектрального анализа представляют собой Lomb-Scargle периодограммы. По полученным графикам можно выделить группу устойчивых колебаний с частотами, близкими по своему значению и прослеживающихся на всех участках разреза. Устойчивыми колебаниями, мы называем те колебания, которые пересекают в своих значениях интервал спектральных шумов с 95% и 99% уровнем доверия (confidence interval). Значение частоты является безразмерной величиной обратно пропорциональной мощности. При этом стоит отметить, что использование функции логарифма не влияет на значение частоты колебаний и приводится нами с целью проверки достоверности результата. При работе со статистическими методами анализа данных важно понимать, что полученные значения частоты можно считать верными, если их значение превышает тройное расстояние между точками замера, что в нашем случае составляет 0.6 м. Таким образом, пики со значением менее 0.6 метров мы считаем ложными и нами далее не рассматриваются.

Далее полученные значения были проанализированы с применением фильтров REDFIT и Монте Карло (Schulz & Mudelsee, 2002). Эти фильтры применялись нами с целью убрать статистический шум. Полученные в результате значения в большинстве случаев соответствуют значениям частот, выявленных при первичном спектральном анализе на периодограммах Lomb-Scargle. Те же значения колебаний можно выделить на диаграммах Wavelet.

Чтобы сопоставить и оценить сходимость полученных значений по разрезу с глобальными астрономическими циклами, было использовано программное обеспечение AnalySeries (Paillard et al., 1996) разработанное для ОС MAC, которое позволило пропустить наши данные с полученным значением частоты колебаний через фильтр Гаусса. По характеру распределения колебаний астрономической цикличности мы можем коррелировать полученные результаты с глобальной кривой изменения инсоляции Земли в конце миоцена (Laskar et al, 2004).

6 Характеристика магнитной восприимчивости и астрономической цикличности изучаемых верхнемиоценовых отложений Восточного Паратетиса

6.1 Характеристика магнитной восприимчивости мэотических и понтических пород Восточного Паратетиса

В соответствии с методами циклостратиграфии, для выявления астрономической цикличности верхнемиоценовых отложениях Восточного Паратетиса в разрезах мыса Попов Камень, Железный Рог (Таманский полуостров) и Тобечик (Керченский полуостров) были проведены измерения магнитной восприимчивости пород мэотиса и понта.

6.1.1 Разрез мыса Попов Камень (нижний мэотис)

В разрезе Попов Камень были произведены измерения магнитной восприимчивости пород нижнего мэотиса (Rybkina et al., 2015). Общая мощность отложений нижнего мэотиса составляет 105 метров. Измерения были произведены на трех основных интервалах 86.8–49.6 м; 42.6–29.2 м; 27.2–12 м мощностью 37, 13 и 15 метров соответственно (рисунок 1). Остальные части разреза были изучены точечными измерениями в связи с плохой обнаженностью. Измерения проводились с использованием полевого каппаметра КТ-5 (Geofyzika BRNO, Чехия) вкрест простиранию слоев через каждые 20 см. В каждой точке было произведено 3 замера. В общей сложности было сделано 1002 замера.

Значения магнитной восприимчивости колеблются от 0.02 до 0.18×10^{-3} ед. СИ по разрезу. Глинистые отложения в целом характеризуются большими значениями магнитной восприимчивости (в среднем от 0.07 до 0.12×10^{-3} ед. СИ), в то время как диатомиты и карбонатные породы характеризуются более низкими значениями (от 0.02 до 0.06×10^{-3} ед. СИ) (рисунок 2). Стоит также отметить, что в нижней части разреза, сложенной преимущественно глинами, отмечается общее увеличение в значениях магнитной восприимчивости (рисунок 3).

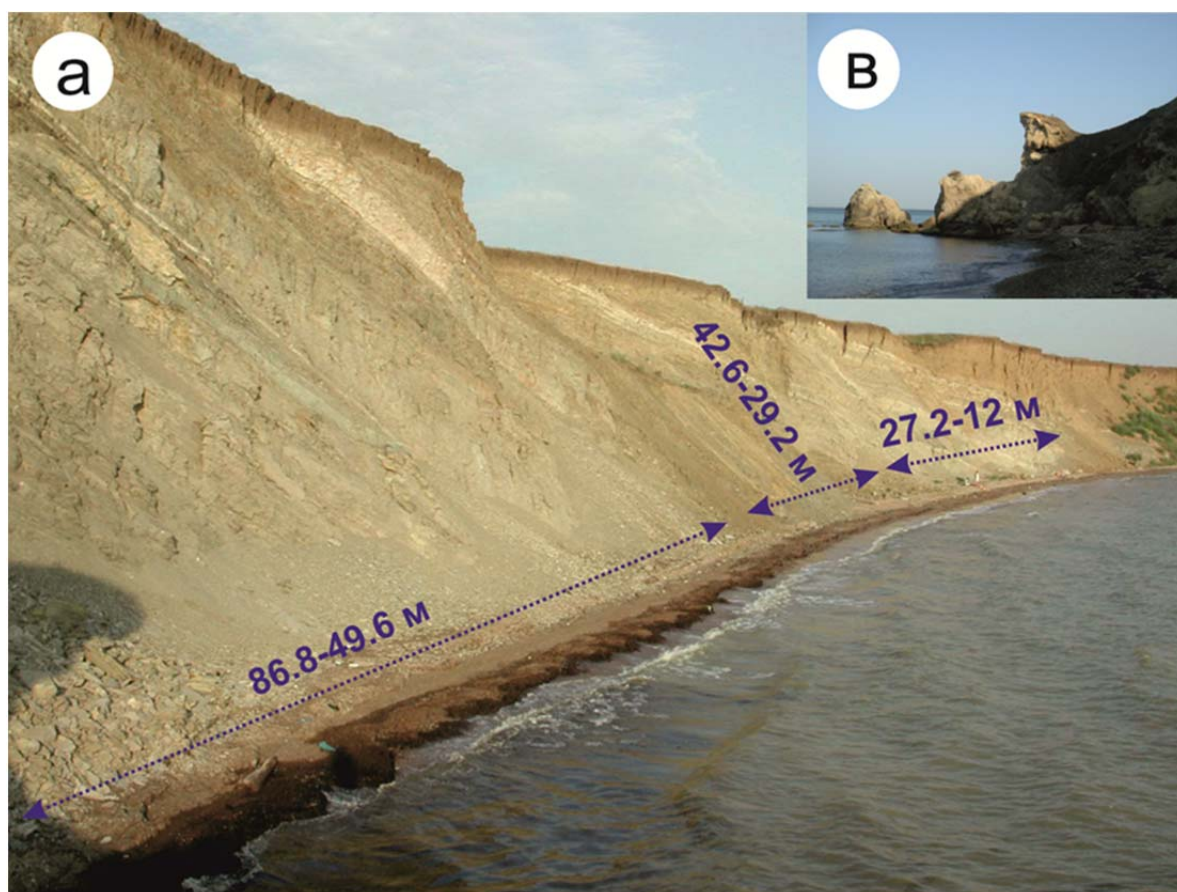


Рисунок 1 – Общий вид и изученные интервалы отложений нижнего мзотиса разреза мыса Попов Камень (а – глинистые отложения, в – мшанковые биогермы в основании нижнего мзотиса)

6.1.2 Разрез мыса Железный Рог (верхний мзотис и понт)

В разрезе мыса Железный Рог были проведены измерения магнитной восприимчивости отложений кровельной части нижнего мзотиса, верхнего мзотиса, основания и верхней части (босфора и кровли портафера) понта, ранее детально исследованные как палеонтологическими, так и литологическими методами (Андрусов, 1903; Trubichin, 1989; Попов, Застрожных, 1998; Филиппова, 2002; Певзнер и др., 2003; Ростовцева, 2009; Radionova et al., 2012, Невеская и др., 2004). Всего было изучено 6 интервалов разреза 11.8 – 0 м, 41 – 23 м, 47 – 53 м, 94– 71 м, 134 – 104 м, 181.3 – 222.6 м мощностью 11.8 м, 18 м, 6 м, 23 м, 30 м и 41.2 м соответственно (рисунок 3). В сравнительных целях исследовались локально вскрываемые участки разреза с мощностью обнажающихся отложений первые метры (рисунок 4).

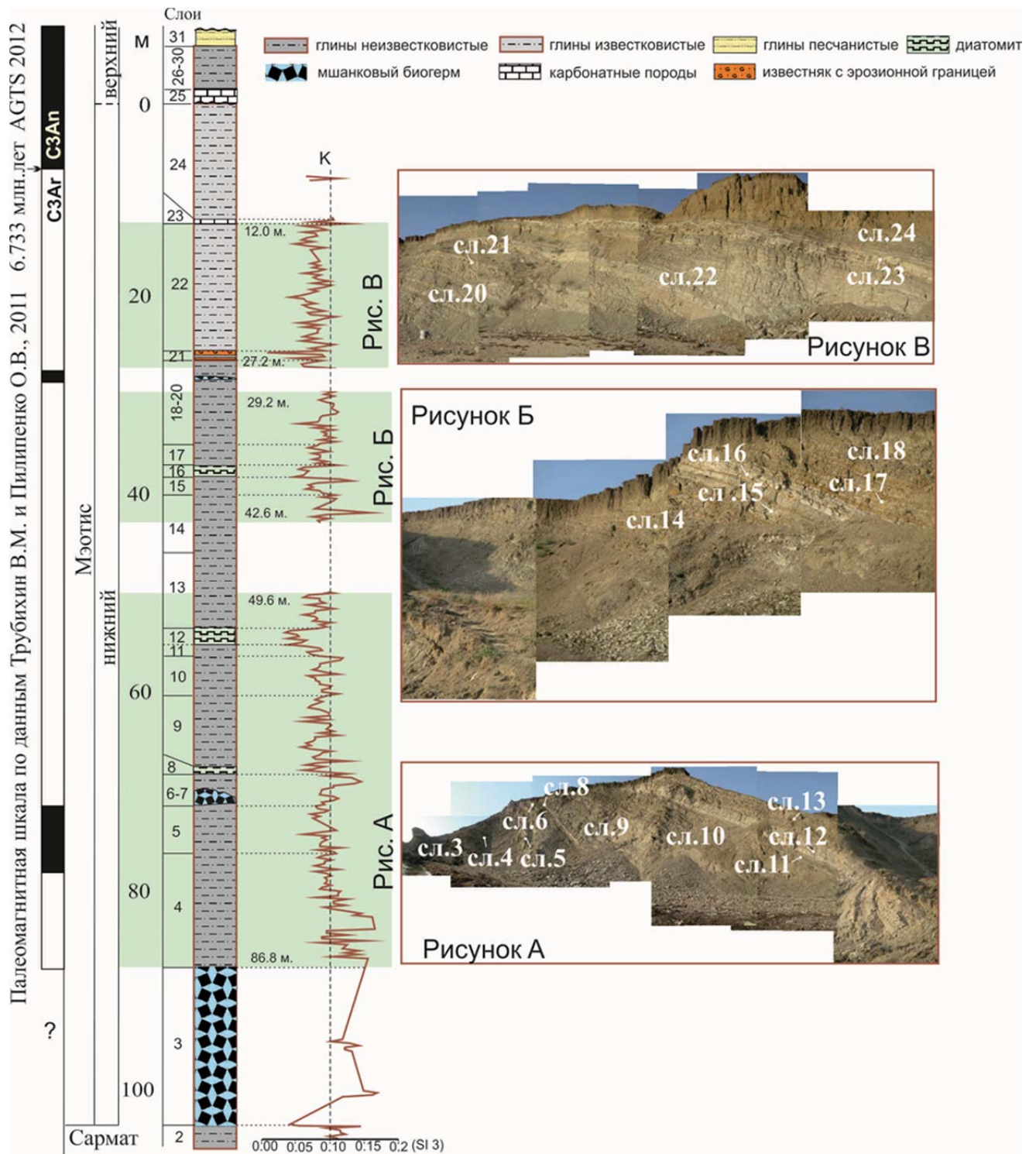


Рисунок 2 – Характеристика магнитной восприимчивости пород мэотиса и понта, вскрываемых в разрезах мыса Попов Камень (нижний мэотис). К– усредненное значение магнитнитной восприимчивости

Для выявления циклического строения толщ на рассматриваемых интервалах разреза были сделаны замеры магнитной восприимчивости пород (К) (Рыбкина, Ростовцева, 2014; Ростовцева, Рыбкина, 2014). Измерения проводились вдоль разреза (вкрест простиранию слоев) через каждые 20 см с помощью полевого каппаметра КТ-5 (Geofyzika BRNO, Чехия). В каждой точке было произведено три замера. Всего было получено 1974 значений.

В рассматриваемых отложениях выявлены значения магнитной восприимчивости пород от 0.01 до 0.45×10^{-3} ед. СИ. Минимальные значения магнитной восприимчивости свойственны прослоям диатомитов и известняка ($0.01 - 0.05 \times 10^{-3}$ ед. СИ). Изучаемые отложения характеризуются разными величинами намагниченности глин. В целом большей намагниченностью отличаются глины, залегающие в нижней части верхнего мэотиса и босфорские слои ($0.20 - 0.45 \times 10^{-3}$ ед. СИ). Более высокая намагниченность отложений нижней части верхнего мэотиса (рисунок 3) может быть связана с регрессивной стадией, отмечаемой в это время. В конце мэотиса и начале понта развитие морской трансгрессии привело к уменьшению количества терригенной взвеси, достигающей изучаемую область бассейна, что определило снижение темпов осадконакопления. Глины верхней части мэотиса по сравнению с другими рассматриваемыми отложениями разреза характеризуются более низкой намагниченностью. Промежуточными значениями намагниченности отличаются глины переходных слоев с моновидовым комплексом диатомей *Actinocyclus ostonarius*. Магнитная восприимчивость (К) пород в переходных слоях между мэотисом и понтом характеризуется значениями от 0.04 до 0.16×10^{-3} ед. СИ, в кровельной части портафера и босфорских слоях – от 0.03 до 0.32×10^{-3} ед. СИ. Глины портаферских и босфорских слоев в целом отличаются более высокими величинами К (в среднем 0.13×10^{-3} ед. СИ), среди которых отмечаются отдельные «аномальные» значения ($0.19-0.32 \times 10^{-3}$ ед. СИ). Среднее значение К пород переходных слоев между понтом и мэотисом составляет 0.1×10^{-3} ед. СИ.

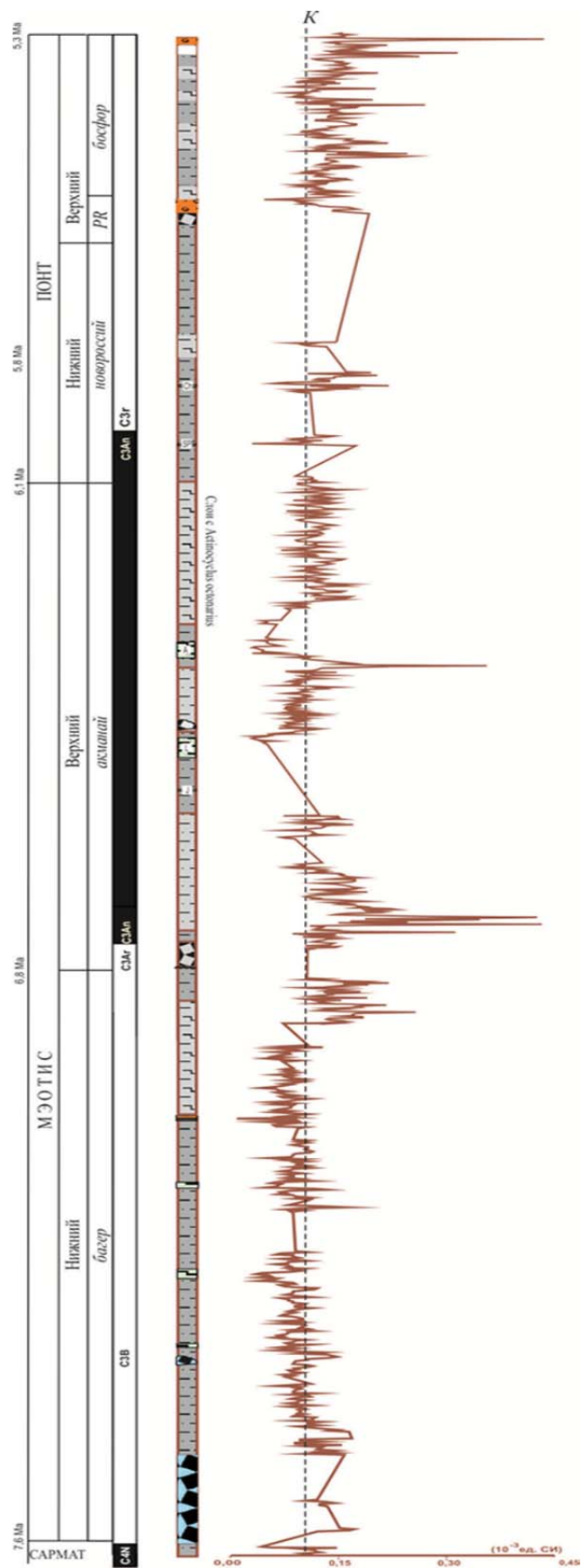


Рисунок 3 – Характеристика магнитной восприимчивости пород мэотиса и понта, вскрываемых в разрезах мыса Попов Камень (нижний мэотис) и мыса Железный Рог (верхний мэотис и понт). К– усредненное значение магнитнитной восприимчивости

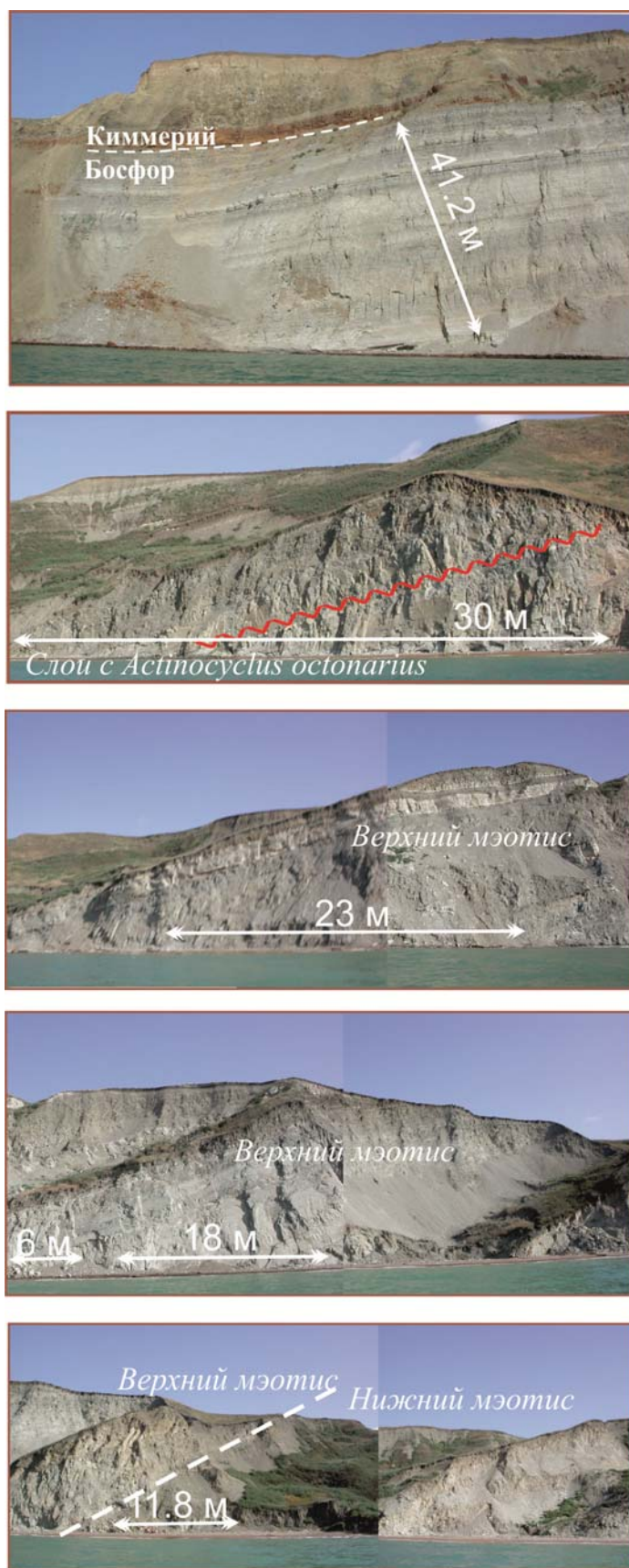


Рисунок 4 – Общий вид и изученные интервалы отложений мэотиса и понта разреза мыса Железный Рог

6.1.3 Разрез Тобечик (верхний мэотис и понт)

В разрезе Тобечик были проведены измерения магнитной восприимчивости пород верхнего мэотиса, нижнего и верхнего понта, основания киммерия. Общая мощность разреза составляет около 30 м, что значительно меньше по сравнению с изучаемыми подобными отложениями в разрезе мыса Железный Рог. Разрез Тобечик хорошо обнажен и замеры были произведены без перерывов по всей мощности вскрываемых отложений, за исключением одного недоступного метрового участка в самой верхней части понта (рисунок 5). Замеры были произведены с помощью полевого каппаметра КТ-5 (Geofyzika BRNO, Чехия) через каждые 20 см вдоль разреза (вкрест простиранию слоев). В каждой точке было произведено три замера. Всего было получено 414 значений.

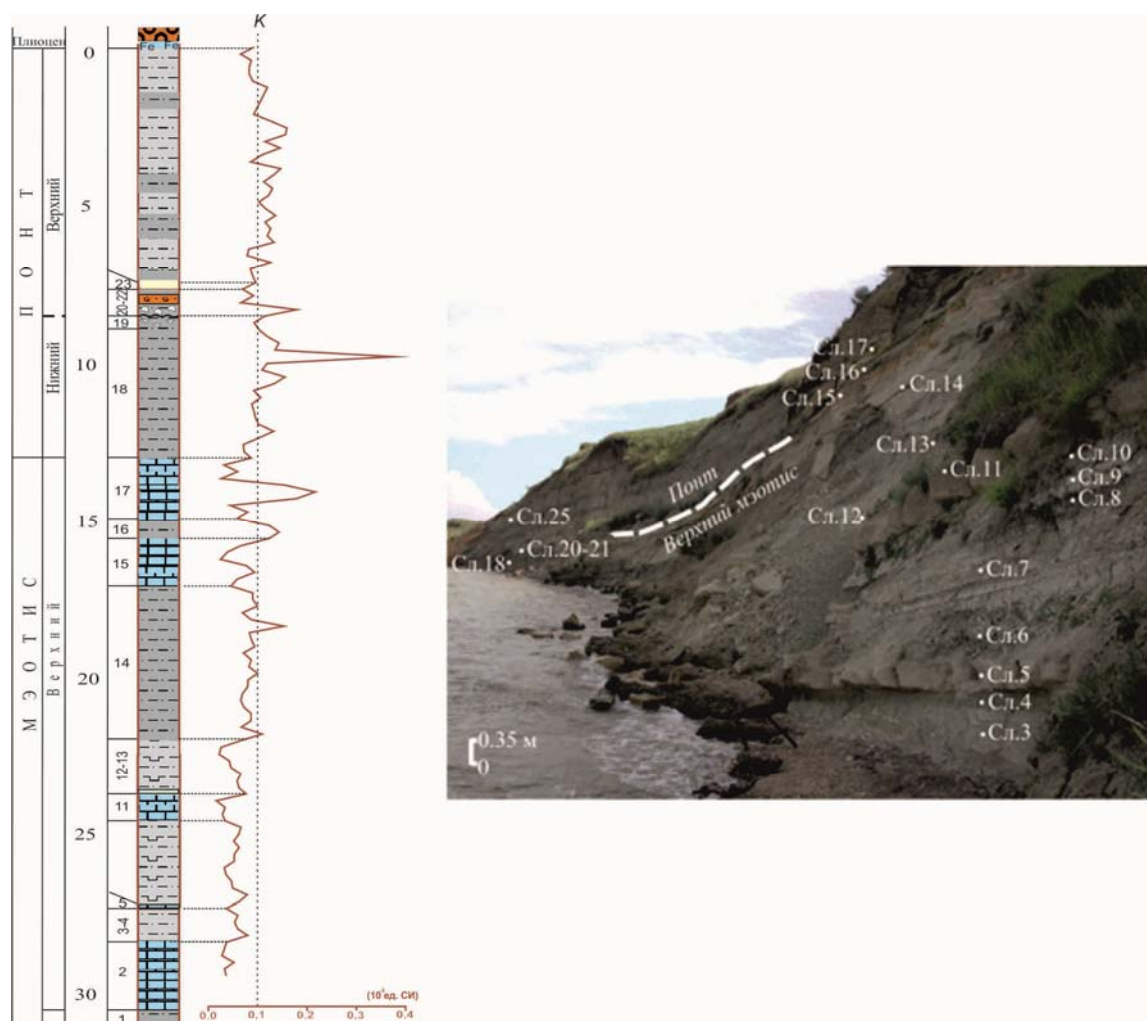


Рисунок 5 – Общий вид и характеристика магнитной восприимчивости пород верхнего мэотиса и понта, вскрываемых в разрезе Тобечик. К– усредненное значение магнитной восприимчивости

Усредненные значения магнитной восприимчивости колеблются от 0.02 до 1.36×10^{-3} ед. СИ. В целом нижняя часть разреза характеризуется меньшими показателями магнитной восприимчивости. Минимальные значения магнитной восприимчивости характерны для диатомовых глин и известняков (Слой 1-13, $0.02 - 0.08 \times 10^{-3}$ ед. СИ). Для глинистых отложений характерны значения в среднем $0.08-0.15 \times 10^{-3}$ ед. СИ. Эти результаты отражают общую тенденцию, выявленную при изучении магнитной восприимчивости пород мэотиса и понта в разрезах Попов Камень и Железный Рог. По разрезу отмечается несколько точечных аномальных значений магнитной восприимчивости пород. В песчано-оолитовом известняке слоя 17 пиковые значения составляют 0.22×10^{-3} ед. СИ, а неизвестковые глины слоя 18 дают пиковые значения 0.38×10^{-3} ед. СИ. Эти аномальные значения отмечаются в кровле мэотиса (слой 17) и в основании понта (слой 18) и хорошо сопоставляются с повышенными значениями магнитной восприимчивости пород, отмечаемыми на границе мэотиса и понта в разрезе мыса Железный Рог (см. рисунок 3).

Замеры сидеритов в основании киммерийских отложений характеризуются значениями свыше 1.36×10^{-3} ед. СИ, что очевидно связано с высоким содержанием железа, обладающего ярко выраженными магнитными свойствами.

6.2 Астрономическая цикличность верхнемиоценовых отложений Восточного Паратетиса

В соответствии с методами циклостратиграфии, для выявления астрономической цикличности верхнемиоценовых отложениях Восточного Паратетиса полученные данные по магнитной восприимчивости пород мэотиса и понта разрезов мыс Попов Камень, мыс Железный Рог (Таманский полуостров) и Тобечик (Керченский полуостров) были статистически проанализированы.

6.2.1 Разрез мыса Попов Камень (нижний мэотис)

Полученные данные по магнитной восприимчивости пород нижнего мэотиса, вскрываемые в разрезе мыса Попов Камень, были проанализированы

статистическими методами (Rybkina et al., 2015). Средние значения магнитной восприимчивости пород были трансформированы с помощью функций логарифма и детренда. Полученные данные были обработаны с использованием программного обеспечения PAST (Hammer et al., 2001), позволяющего получать Lomb-Scargle- и REDFIT-периодограммы, а также проводить вейвлет анализ (Schulz, Mudelsee, 2002). В дальнейшем Lomb-Scargle- и REDFIT-периодограммы были трансформированы с пересчетом значений частот на длину циклов в метрах (рисунок 6).

Спектральный анализ данных интервала 86.8–49.6 м выявил устойчивую периодичность равную 6 м. Этот пик превышает интервал спектральных шумов с 95% и 99% уровнем доверия, что хорошо видно на Lomb-Scargle периодограммах. После снятия статистического шума, на периодограммах REDFIT пик в 6 м пересекает 95% интервал доверия. На более коротких участках разреза 42.6–29.2 м и 27.2–12 м были получены значения периодичности 5.2-5.9 м. Этот пик сопоставим с сигналом, отвечающим 6 м, учитывая уменьшение скорости седиментации во второй половине раннего мэотиса. Пик 5.2-5.9 м проявлен слабее на интервалах 42.6–19.2 м и 27.2–12 м, скорее всего, из-за небольшой их протяженности (13 и 15 м соответственно). При анализе данных по всем трем интервалам (86.8-12 м) пик между 5.8 и 6 м, превышающий интервал спектральных шумов с 95% уровнем доверия, отчетливо виден на Lomb-Scargle и REDFIT периодограммах.

При анализе всего разреза (от 86.8 до 12 м) был также выявлен цикл 6 м, что подтверждает ранее полученные результаты. В периодограммах Lomb-Scargle и REDFIT выделяется четкий сигнал между 5.8 и 6 м, который пересекает 95% интервал доверия. По результатам wavelet анализа для наиболее продолжительного интервала разреза 86.8–49.6 м выделяется сигнал между 5.2 и 6 м. Wavelet анализ для всего разреза, в том числе участков разреза, данные по которым отсутствуют, выдает сигнал между 5.2 и 7.2 м (рисунок 7).

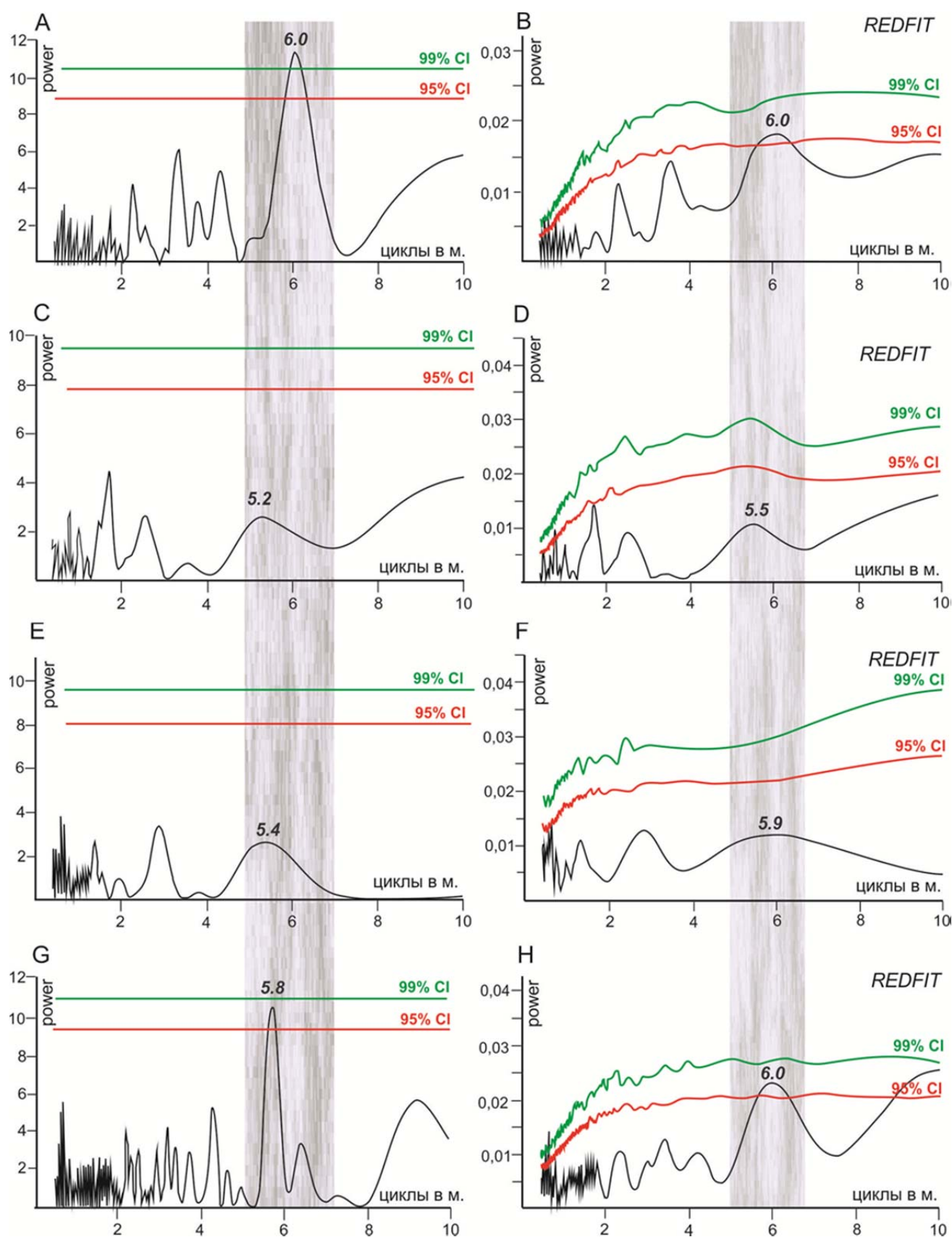


Рисунок 6 – Периодограммы Lomb-Scargle (слева) и REDFIT (справа) с выявленными пиковыми значениями для каждого изученного интервала разреза мыса Попов Камень (86.8–49.6 м, А, В; 42.6–29.2 м, С, D; 27.2–12 м, Е, F; 86.8–12 м, G,H)

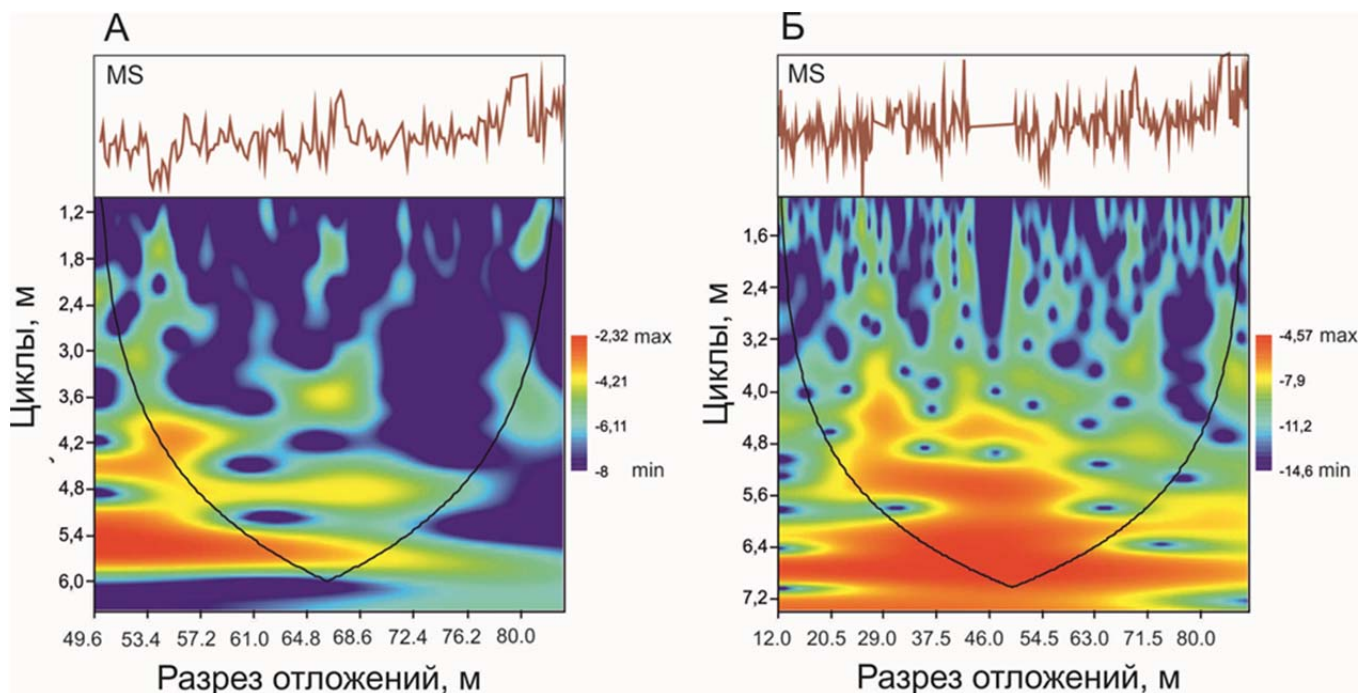


Рисунок 7 – Wavelet анализ данных магнитной восприимчивости пород нижнего мэотиса для интервала разреза от 86.8 до 49.6 м (А) и интервала от 86.8 до 12.0 м (Б) (разрез мыс Попов Камень)

Эквидистантные ряды данных магнитной восприимчивости рассматриваемых пород были также обработаны с помощью программы AnalySeries (Paillard et al. 1996), позволяющей использовать разложение Гаусса и пиковые значения, выявленные по Lomb-Scargle периодограммам.

Циклы, полученные в результате спектрального анализа, использовались далее для применения фильтра Гаусса и дальнейшего сопоставления с кривой отклонений инсоляции связанных с долгопериодическими колебаниями эксцентриситета орбиты Земли (Laskar et al. 2004) с учетом имеющих возрастных датировок рассматриваемых отложений. Сопоставление проводилось как при условии постоянной скорости седиментации, так и меняющейся во времени.

Как было описано ранее, длительность нижнего мэотиса разными исследователями оценивается в 1.9 млн лет (Vasiliev et al., 2011) или 0.9 млн лет. (Трубихин и Пилипенко 2011, Родионова и др., 2012, Попов С.В. и др., 2013). Нами были приняты во внимание обе точки зрения. Полученные результаты цикличности (минимальный цикл 5.2 м, средний 5.6 м и максимальный 6 м) хорошо коррелируются с астрономическими циклами. Так, в случае

продолжительности нижнего мзотиса 1.9 млн лет полученные результаты отвечают циклам изменения эксцентриситета Земли (около 100 000 лет), а при условии длительности нижнего мзотиса 0.9 млн лет – изменения угла наклона орбиты Земли (около 41 000 лет). В случае длительности раннего мзотиса 1.9 млн лет среднее значение скорости седиментации должно составлять не более 0,05 мм/год (рисунок8). Это очень низкий показатель скорости седиментации, рассматривая особенности накопления современных осадков в Черном море и интенсивное развитие диатомовых водорослей в мзотисе. Высокая биопродуктивность вод бассейна сказывается на увеличении мощности терригенных отложений синхронно осаждающих с биогенным материалом (Degens et al. 1978). Согласно Degens et al. (1978), скорости седиментации в глубоководных частях Черного моря были порядка 0.2–0.5 мм/год в плейстоцене и голоцене. По данным Денисова (1998), в пределах Керченско-Таманского шельфа современные осадки накапливаются со скоростью в среднем от 0,15–0,30 мм/год. При соответствии скорости седиментации установленным в Черном море и длительности нижнего мзотиса около 1,9 млн лет, багеровские слои должны включать перерыв в осадконакоплении не менее 1,2 млн лет, что вряд ли возможно. Накопление нижнемзотических отложений происходило в условиях развития морской трансгрессии (Невесская и др., 1986).

Если сигнал 5,2–6 м отвечает колебаниям наклона оси Земли (41 000 лет), то при мощности рассматриваемых отложений около 105 м, длительность раннего мзотиса может составлять около 0,9 млн лет. При такой интерпретации, скорости седиментации в среднем были 0.11–0.12 мм/год, что хорошо согласуется с данными о характере осадконакопления в Черном море. Сопоставление результатов обработки данных с помощью разложения Гаусса показало заметное сходство распределения сигнала с кривой колебаний инсоляции (Laskar et al., 2004) в период с 7,6 по 6,7 млн лет. Прослеживается определенная аналогия по распределению амплитуд и размаху колебаний. Данные расчета представлены на рисунок8.

Продолжительность нижнего мэотиса	Циклы 5.2–6 м			Скорость осадконакопления мм/год (год/см)
	мин (5.2 м)	среднее (5.6 м)	макс (6.0 м)	
1870 тыс. лет (6.73 – 8.6 млн лет для слоев с 3 по 24)	98265	105829	113333	0.05 (200)
870 тыс. лет (6.73 – 7.6 млн лет для слоев с 3 по 24)	45717	49235	52727	0.11 (90.9)
670 тыс. лет (6.73 – 7.4 млн лет для слоев с 4 по 24)	43031	46334	49629	0.12 (83.3)

Рисунок 8 – Скорость осадконакопления с учетом выявленной астрономической цикличности и различных представлений о длительности раннего мэотиса

При сопоставлении полученных данных Гаусса разложения и кривой изменения инсоляции в конце миоцена по данным Ласкара (Laskar et al., 2004) граница сармат/мэотис 7.6 млн лет визуально является также более очевидной (рисунок 9). По данным литологических исследований в основании известковых прослоев верхней части нижнего мэотиса отмечается незначительный пропуск в записи астрономической цикличности. Накопление известковых глин вероятно связано с мелководными условиями осадконакопления, начало которых отмечается по наличию тонкодетритовых известняков с эрозионной поверхностью (слой 21). Во второй половине раннего мэотиса накопление бескарбонатных осадков сменилось осаждением карбонатных глин, чередующихся с редкими карбонатными детритовыми прослоями (Ростовцева, 2009а). Изменение режима седиментации было связано с начавшимся обмелением Керченской части рассматриваемого бассейна и сбросом осадочного материала из мелководья в более глубоководные участки. Рассматриваемый пропуск в записи астрономической цикличности может быть связан не с перерывом в осадконакоплении, а с частичной эрозией ранее накопившихся осадков. Другие пропуски в астрономической записи по всем имеющимся данным в разрезе не выявлены.

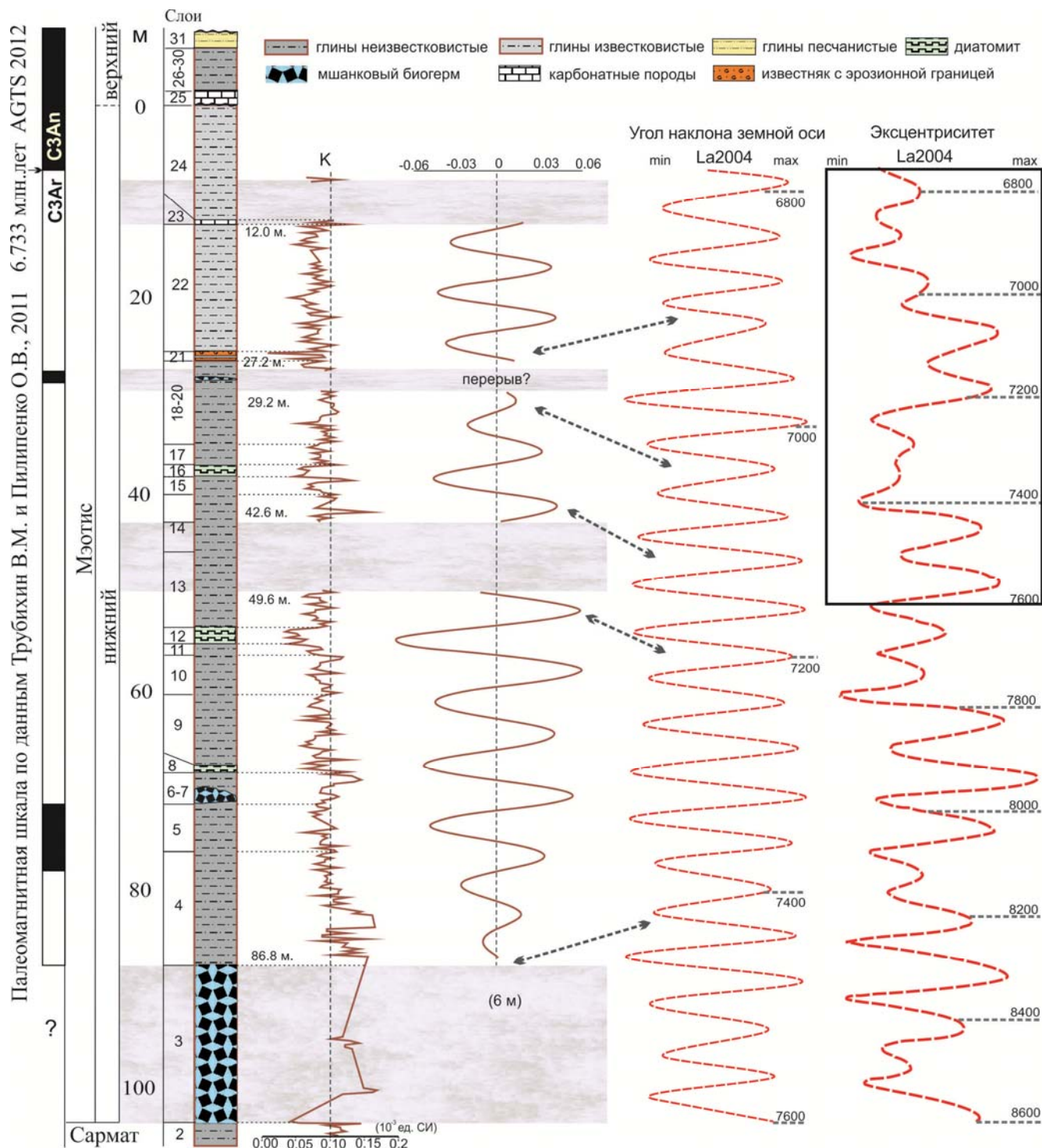


Рисунок 9 – Результаты AnalySeries анализа данных магнитной восприимчивости пород нижнего мэотиса (разрез Попов Камень, Тамань) и сопоставление полученных результатов фильтрации Гаусса с кривой изменения инсоляции на Земле для временного интервала 6.8 – 8.6 и 6.8 – 7.6 млн лет (Laskar et al., 2004) (по Rybkina et al., 2015). К – магнитная восприимчивость

По данным Трубихина и Пилипенко (2011) большая часть отложений нижнего мэотиса характеризуется обратной намагниченностью пород с двумя короткими эпизодами нормальной полярности, расположенными в нижней и верхней частях разреза (Трубихин, Пилипенко, 2011). Верхняя часть нижнего мэотиса так же как и вышележающие отложения верхнего мэотиса фиксируют нормальную полярность. Эти данные сходятся с результатами палеомагнитных исследований, проведенных для одновозрастных отложений в разрезах Железный Рог (Таманский п-ов), Трестиа (Румыния) и в Закавказье (формации Натшкор и Шираки) (Trubikhin, 1989, Гурарий, 1995, Vasiliev et al. 2011). Изменение знака полярности пород на границе нижнего и верхнего мэотиса соответствует смене хронов C3Ar и C3An, датируемой 6.733 млн лет (Hilgen et al., 2012). Эти представления о возрасте границы между нижним и верхним мэотисом согласуются с данными о появлении в кровли нижнего мэотиса диатомей *Nitzschiamiocenica* (FO 7.1 Ma) и *Thalassiosiraconvexa* (FO 6.7 Ma) (Radionova et al. 2012).

Таким образом, по данным многих исследователей (Трубихин и Пилипенко, 2011, Попов С.В. и др., 2013) нижний мэотис коррелируется с хроном C3Ar, C3Bn и C3Bt. Отложения верхнего мэотиса соответствуют большей части хрона C3An (Филиппова и Трубихин, 2009, Трубихин и Пилипенко, 2011, Radionova et al., 2012).

6.2.2 Разрез мыса Железный Рог (верхний мэотис и понт)

В лабораторных условиях данные по магнитной восприимчивости пород были проанализированы статистическими методами с использованием программного обеспечения PAST (Hammer et al., 2001) и построены Lomb-Scargle и REDFIT периодограммы (Schulz and Mudelsee, 2002).

Спектральный анализ эквидистантных рядов данных магнитной восприимчивости в мэотических отложениях позволил выделить циклы с изменчивостью длины от 7.3 до 8.9 м (Рыбкина, Ростовцева, 2014). Эти циклы статистически наиболее значимы, так как их значения превышают уровень

доверия 95 - 99%. (рисунок 10). Обработка рядов данных магнитной восприимчивости переходных слоев между мэотисом и понтом позволил выявить три интервала циклов с резко выраженными пиковыми значениями от 7.1 до 8.2 (рисунок 10). Выявленный пик в переходных слоях между мэотисом и понтом превышает интервал спектральных шумов с 95% уровнем доверия, что указывает на высокую степень достоверности выявленного циклического колебания. Рассматриваемый пик отвечает циклу протяженностью около 7 м (7.1 и 7.8 м на Lomb-Scargle и REDFIT периодограммах соответственно). На других интервалах выделяются также циклы длиной около 4; 3–3.2 и 1.36 м.

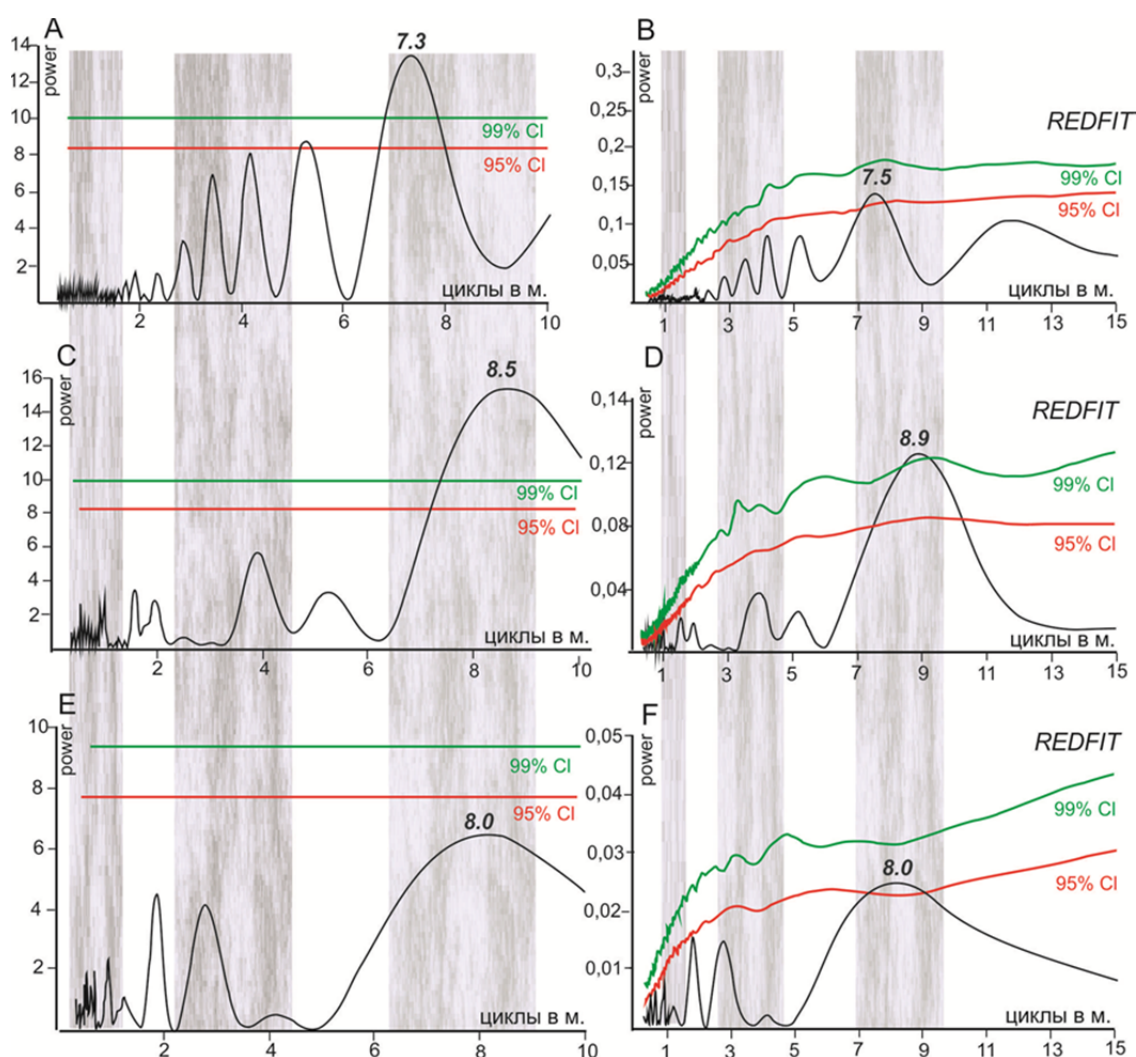


Рисунок 10 – Lomb-Scargle (A, C, E) и REDFIT (B, D, F) периодограммы спектрального анализа данных магнитной восприимчивости мэотических пород (разрез мыс Железный Рог, Тамань). А, В – интервал разреза 23 м (слои 33–34); С, D – интервал разреза 18 м (слой 27–28); Е, F – кровля нижнего мэотиса, интервал разреза 11,8 м (слои 24–25)

Отложения верхнего понта характеризуются интервалами циклов во многом сходными с установленными в переходных слоях между мэотисом и понтом (Ростовцева, Рыбкина, 2014). В этих отложениях пиковое значение соответствующее длине цикла в 4 м выходит за рамки спектрального шума. Также установлен интервал с пиковым значением равным циклу протяженностью около 8 м (8.0 и 8.2 м на Lomb-Scargle и REDFIT периодограммах соответственно) (см. рисунок 11). Этот интервал характеризуется широкой амплитудой, с пограничными значениями, отвечающими длинам циклов в 7 и 9.5 м, что позволяет сопоставлять его с интервалом, выделяемым в нижележащих отложениях, с протяженностью цикла около 7 м (см. рисунок 11).

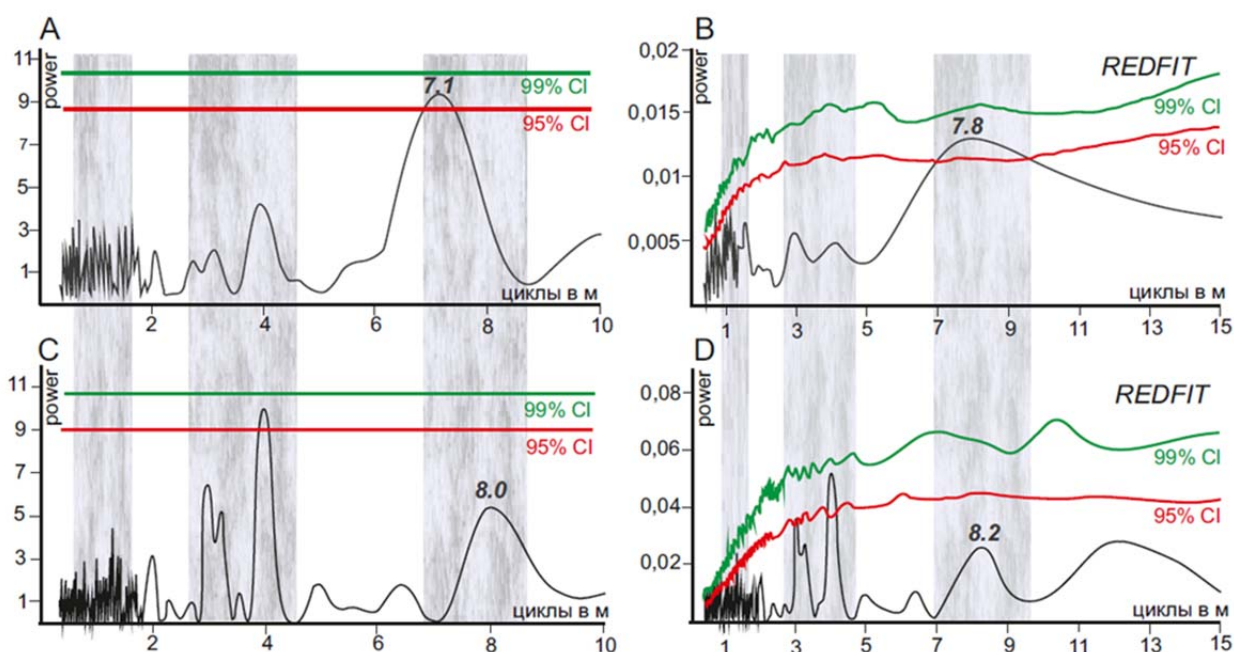


Рисунок 11 – Lomb-Scargle (A,C) и REDFIT (B,D) периодограммы спектрального анализа данных по магнитной восприимчивости изучаемых пород (разрез мыс Железный Рог, Тамань). А, В – переходные слои между мэотисом и понтом (слой с *Actinocyclusoctonarius*), интервал разреза 30 м С, D – кровля портафера и босфорские слои, интервал разреза 41.2 м

Для подтверждения полученных результатов был также проведен wavelet анализ для всего разреза. По результатам Wavelet анализа для всех вскрываемых частей разреза (мощность около 222 м), с учетом имеющихся пропусков в

измерениях, выделяется сигнал между 7.6 и 6.8 м и сигнал между 8.8 и 8.4 м (рисунок 12).

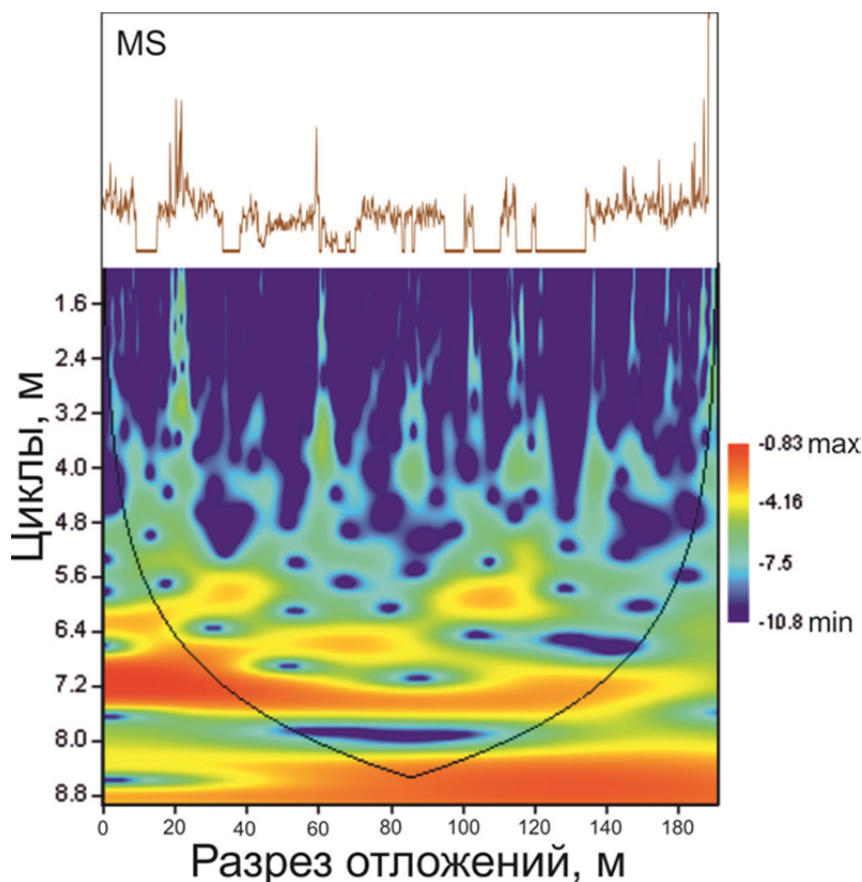


Рисунок 12 – Wavelet анализ данных магнитной восприимчивости для всей изучаемой части разреза Железный Рог

Высокая сходимость результатов спектрального анализа (REDFIT, Lomb-Scarge, Wavelet), полученных по разным частям изучаемого разреза, свидетельствует о наличии общей закономерности строения рассматриваемых толщ, связанной с проявлением факторов астрономического масштаба. Можно отметить что в целом по разрезу Железный Рог устойчиво выделяются циклы длиной 7-8 м. Разница в длине циклов на разных участках разреза, отражающих периодичность действия одного и того же глобального процесса, может быть объяснена изменчивостью скорости седиментации. Скорость седиментации в среднем составляла около 0.15–0.16 мм/год. Скорость седиментации в мзотическое время в среднем составляла около 0.19 мм/в год (в прибрежной зоне Черного моря обычны скорости седиментации в пределах 0.1–0.4 мм/в год (Фролов, 1992). В начале позднего мзотиса скорости седиментации были

наиболее высокими, по сравнению с концом мэотиса и началом понта. Известно, что в начале позднего мэотиса произошло обмеление и значительное опреснение Восточного Паратетиса. В это время в рассматриваемую часть бассейна поступало большое количество тонкой взвеси речного стока (Ростовцева, 2009б), что обусловило увеличение скорости седиментации. В конце мэотиса и начале понта развитие морской трансгрессии привело к уменьшению количества терригенной взвеси, поступающей в изучаемую область бассейна, что определило снижение темпа осадконакопления.

Эквидистантные ряды данных магнитной восприимчивости рассматриваемых пород были обработаны с помощью программы AnalySeries, позволяющей использовать разложение Гаусса и пиковые значения, выявленные по Lomb-Scargle и REDFIT периодограммам. Цикл, с изменчивостью длины от 7.1 до 8.9 м, был выбран за основу, как статистически наиболее значимый. Полученные при этом были сопоставлены с кривой изменения эксцентриситета орбиты Земли с учетом имеющих возрастных датировок рассматриваемых отложений. Сопоставление проводилось как при условии постоянной скорости седиментации, так и меняющейся во времени. Полученные данные в последнем случае представляются более аргументированными. Переходные слои между мэотисом и понтом с моновидовым комплексом диатомей *Actinocyclus octonarius* характеризуются двумя широкими пиками циклических колебаний и в большей степени сопоставляются с интервалом кривой изменения эксцентриситета орбиты Земли отвечающему периоду с 6350 по 6150 тыс. лет. При этом одному циклу, связанному с колебаниями эксцентриситета орбиты Земли, соответствует интервал разреза мощностью около 15 м (рисунок 13). Это хорошо согласуется с тем, что вышележащие понтические отложения с прямой намагниченностью мощностью около 20–25 м соответствуют более чем одному циклу. По соотношению протяженности и количеству циклов, установленных в изучаемых отложениях, а также их корреляции с кривой изменения эксцентриситета орбиты Земли предполагается, что на границе верхнего и нижнего понта имеется разрыв, фиксирующий перерыв в осадконакоплении длительностью около 150–200 тыс.

лет. Также незначительный перерыв фиксируется на границе нижнего и верхнего мзотиса, что подтверждается литологическими данными. Верхнепонтические отложения характеризуются интервалом, в центральной части которого выделяются два циклических колебания пониженной интенсивности (рисунок 14). Подобные циклы при рассмотрении изменчивости солнечной радиации в самом конце миоцена отмечаются с 5800 по 5600 тыс. лет и с 5400 по 5200 тыс. лет. Учитывая, что этим циклам отвечает большая часть босфорских слоев верхнего понта, нижняя граница которых датируется около 5500 тыс. лет (Krijgsman et al., 2010), а также принимая во внимание возраст киммерийских отложений, представляется, что рассматриваемые циклические колебания, скорее всего, соответствует интервалу с 5400 по 5200–5160 тыс. лет.

Согласно новым данным комплексных палеонтологических и стратиграфических исследований (Radionova et al., 2012), отложения верхнего мзотиса характеризуются прямой намагниченностью и коррелируются с большей частью хрона C3An магнитостратиграфической шкалы (Berggren et al., 1995). В нижней части верхнемзотиса отмечается смена хронов C3Ar и CAn. Понтические отложения в разрезе м. Железный Рог в самой нижней части характеризуются прямой полярностью пород, на всем остальном своем протяжении имеют обратную намагниченность (Trubikhin, 1989; Певзнер и др., 2003; Vasiliev et al., 2011). В нижней части понта отмечается смена полярности намагниченности пород, понтические отложения с обратной намагниченностью сопоставляются с хроном C3r (Radionova et al., 2012). В изучаемых отложениях смена знака намагниченности пород прослеживается вблизи подошвы диатомита «Ch», залегающего на 20–25 м выше мощной пачки глин с моновидовым комплексом диатомей *Actinocyclus octonarius*. Многочисленные данные комплексных стратиграфических исследований, полученные в самое последнее время (Vasiliev et al., 2011; Radionova et al., 2012), подтверждают точку зрения В.М. Трубикина, высказанную им ещё в 1989 году, о соответствии прямо намагниченных понтических отложений верхам хрона C3An, а обратно – хрону C3r (Trubikhin, 1989).

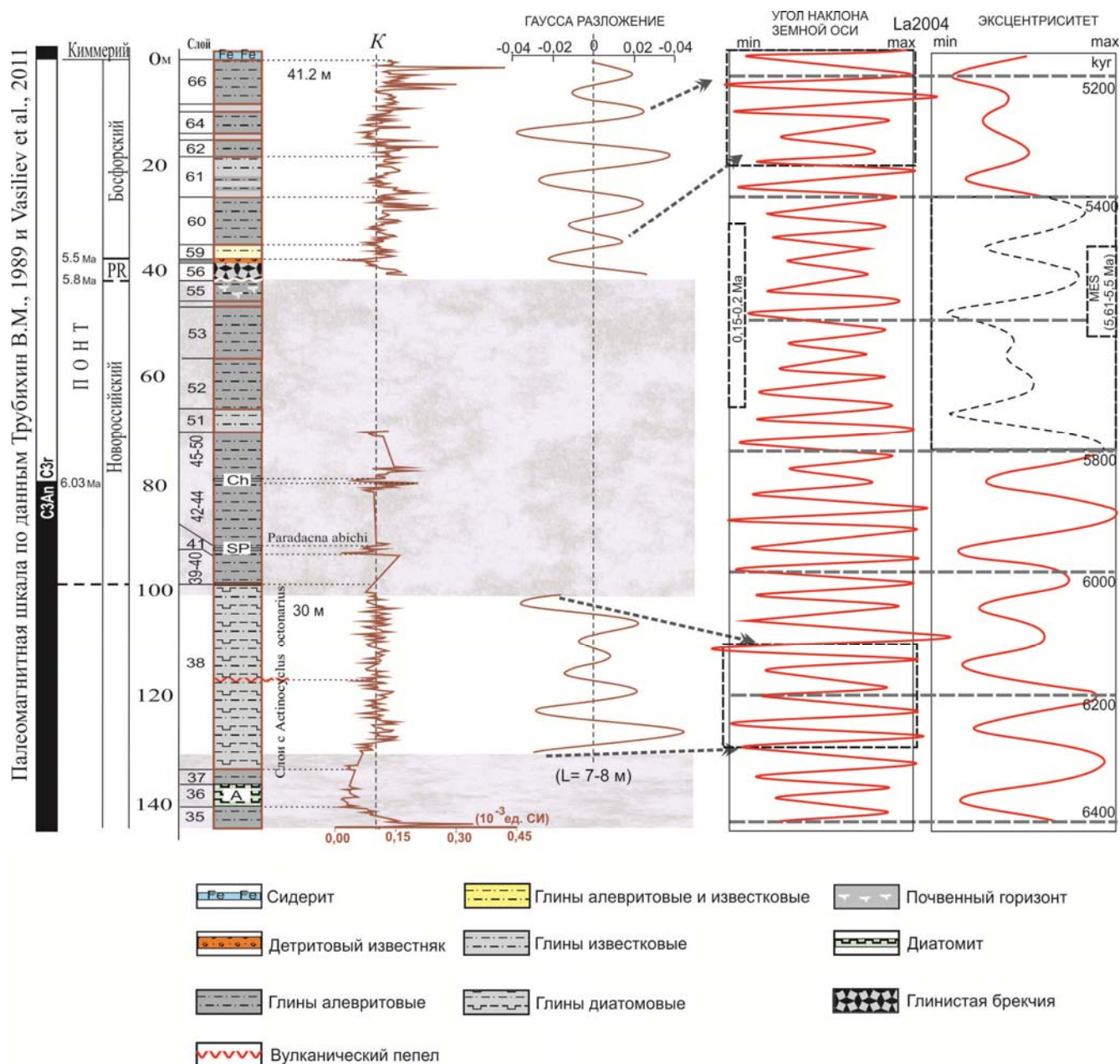


Рисунок 14 – Результаты AnalySeries анализа данных по магнитной восприимчивости изучаемых пород мэотиса и понта (разрез мыс Железный Рог, Тамань) (по Ростовцева, Рыбкина, 2014). К – магнитная восприимчивость, MES – Мессинская эрозионная поверхность

Возраст нижней и верхней границ хрона C3An оценивается с учетом радиометрических, палеонтологических и циклостратиграфических данных около 6.733 и 6.033 млн лет (GPTS). Возраст верхней границы хрона C3An составляет 6.033 млн лет (Hilgen et al., 2012).

При сопоставлении мощности отложений и длительности их накопления предполагается, что циклы длиной от 7.1 до 8.9 м соответствует периоду времени

порядка 41176 – 43750 лет, т.е., скорее всего, связаны с периодами колебания угла наклона земной оси к плоскости её орбиты (порядка 41000 лет).

6.2.3 Разрез Тобечик (верхний мэотис и понт)

Полученные данные по отложениям верхнего мэотиса и понта, вскрываемые в разрезе Тобечик, были проанализированы статистическими методами для выявления закономерных устойчивых периодичностей в магнитной записи. Для этой задачи были построены Lomb-Scargle и REDFIT-периодограммы (Hammer et al., 2001).

В самом начале необходимо отметить, что рассматриваемые отложения разреза Тобечик по сравнению с одновозрастными толщами, вскрытыми на мысе Железный Рог, отличаются значительно меньшей мощностью и более мелководными условиями седиментации. Особенности строения данных отложений, безусловно, будут отражаться на результатах статистического анализа. Для разреза Тобечик, ввиду накопления осадков в более мелководных условиях, в большей степени характерны размывы и как следствие пропуски в астрономической записи. Незначительная мощность отложений, возможно, также обусловлена неполнотой геологической летописи рассматриваемого периода времени. Этот факт во многом затрудняет интерпретацию результатов статистического анализа и отчасти ограничивает анализ полученных результатов. Положительным моментом при анализе данных по разрезу Тобечик является непрерывность полученных измерений от основания верхнего мэотиса до основания киммерия. Для более корректной обработки полученных определений, были проанализированы измерения как по всей мощности изучаемого отрезка, так и на его отдельных стратиграфических интервалах.

По результатам статистического анализа данных, проведенного по всей мощности отложений верхнего мэотиса и понта (1-28.6 м), согласно Lomb-Scargle периодограмме значимое значение частоты составило 0.67 и 0.19, что соответствует длине периода около 1.4 и 5.2 м (рисунок 15). При этом, также выделяются пики 0.8-1.2 и 1.7-1.9 м. Значение периода 1.4 м на REDFIT

периодограмме после снятия спектральных шумов достигает интервал с 95% уровнем доверия. Сходные значения были получены также в результате проведенного анализа верхнемэотической части разреза (0–15.2 м). На REDFIT периодограмме, построенной для этого интервала разреза, пик 1.4 м превышает уровень доверия 95%.

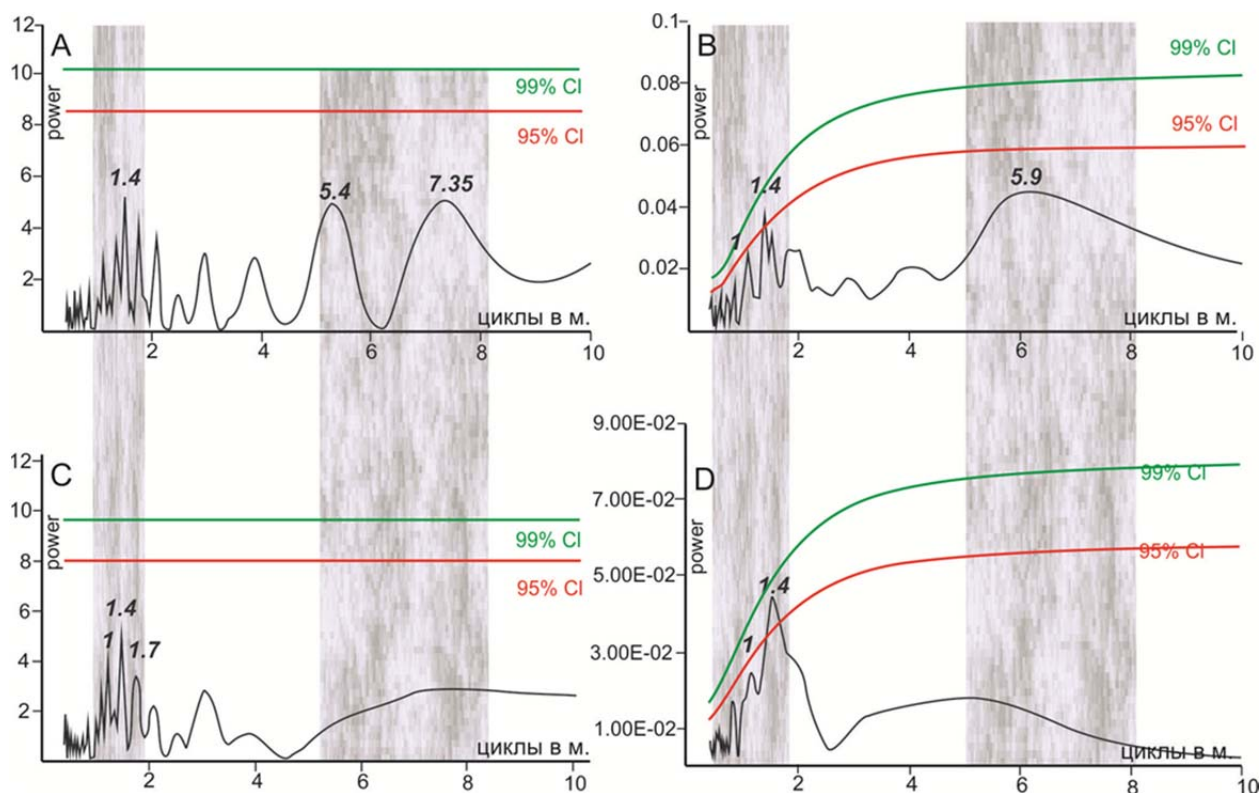


Рисунок 15 – Lomb-Scargle (A,C) и REDFIT (B,D) периодограммы спектрального анализа данных по магнитной восприимчивости пород верхнего мэотиса и понта (разрез Тобечик, Керчь).

A, B – верхний мэотис, нижний и верхний понт (1 – 28.6 м). C, D – верхний мэотис (0 – 15.2)

Для уточнения полученных результатов дополнительно был проведен спектральный анализ данных по кровле верхнего мэотиса, сложенной прослоями раковинно-детритовых, песчаных известняков, а также по его нижней глинистой части. Полученные результаты по Lomb-Scargle периодограммам выявили в обоих интервалах разреза пик 1.2-1.4 м (рисунок 16). Как было выявлено ранее, сигнал 1,4 м является статистически значимым при анализе верхнемэотических отложений в целом, что видно на REDFIT периодограмме (см. рисунок 15). Этот

цикл, скорее всего, можно рассматривать, как связанный с астрономической цикличностью.

Спектральный анализ был также выполнен для понтического интервала разреза. Lomb-Scargle периодограммы были построены как для понтических отложений в целом (16.4 – 28.6), так и отдельно для нижнего и верхнего понта (16.4-20.4 и 20.6-28.6 м соответственно) (рисунок 16). Обработка данных по отдельным частям отложений понта была обусловлена имеющимися данными о наличии поверхности размыва на границе новороссия и портафера, четко прослеживающей по литологическим признакам.

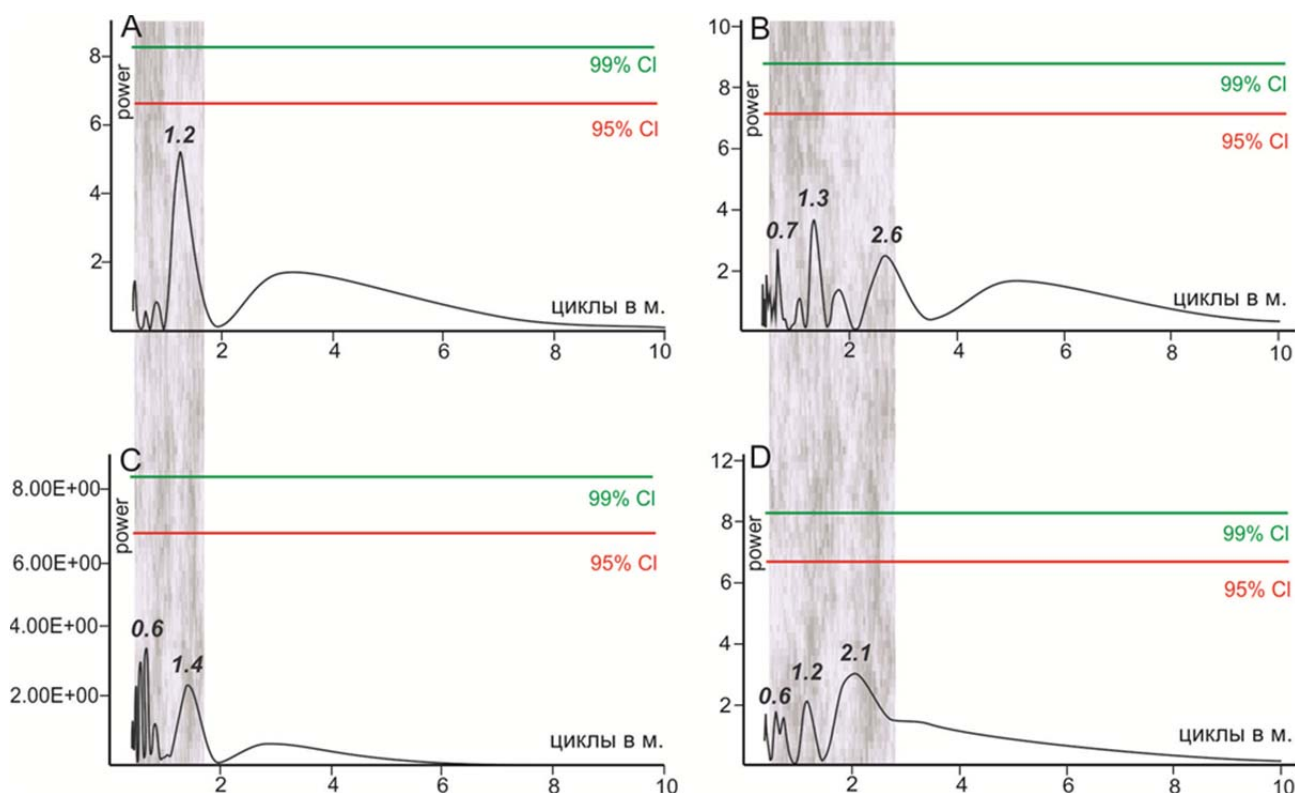


Рисунок 16 – Lomb-Scargle периодограммы. А – Кровля верхнего мэотиса (известняки) (12.6 – 16.2 м), С – Нижняя часть верхнего мэотиса (глины) (8–12.4 м), В–верхний понт (20.6 – 27 м), D–нижний понт (16.4 – 20.4 м).

Полученные результаты анализа всей понтической части разреза фиксируют пик 5.6 м. Этот пик превышает интервал с 90% и 95% уровнем доверия и является статистически значимым (рисунок 17). При анализе верхней и нижней частей понта были выявлены три пика периодичности 0.7, 1.3 и 2.1-2.6 м. Эти периодичности были прослежены в обеих частях разреза, но

рассматриваемые пики не пересекают уровень спектральных шумов и не могут быть рассмотрены, как значимые.

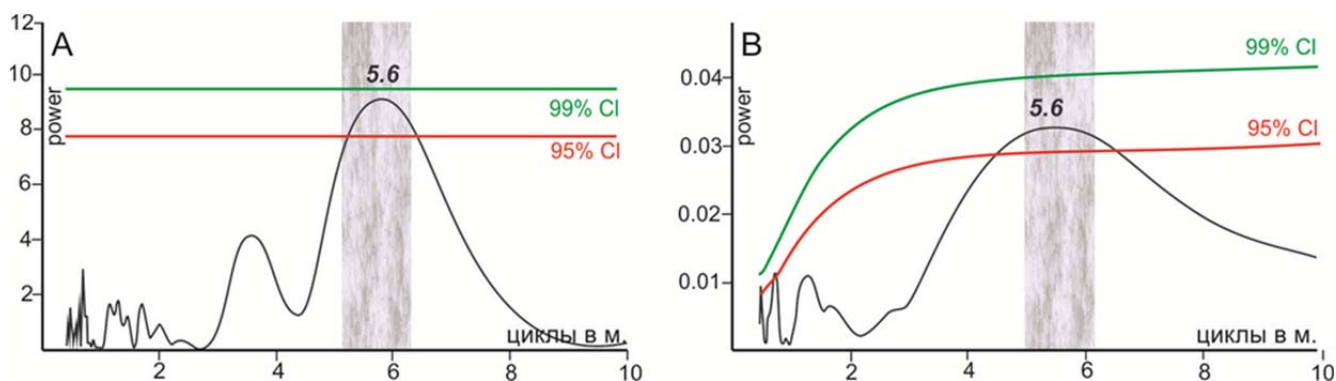


Рисунок 17 – Lomb-Scargle и REDFIT периодограммы для понтической части разреза (16.4 – 28.6). А – Lomb-Scargle В – REDFIT

Для расчетов длительности выявленных циклов были использованы данные комплексных био- и геостратиграфических исследований, в соответствии с которыми нижняя граница мэотиса проводится на уровне 6.7-6.8 млн лет, границе мэотиса и понта 6.03-6.1 млн лет, граница понта и киммерия 5.2-5.33 млн лет. В соответствии с этими датировками, выявленные значения периодичности могут быть переведены во временной эквивалент. Так для верхнего мэотиса при длительности 0.7-0.8 млн лет полученная периодичность 1.4 м отвечает 50000-63636 (в среднем 56818) тыс. лет, что позволяет отнести выявленные колебания, скорее всего, к астрономическим циклам изменения угла наклона орбиты Земли (с основным периодом около 41 000 лет и одним из вторичных периодов около 54 000 лет), что отвечает периодичности, выявленной в верхнемиоценовых отложениях разрезов Железный Рог и Попов Камень. Как было установлено выше, в разрезах Железный Рог и Попов Камень циклу изменения угла наклона орбиты Земли (41 000 лет) соответствуют 6-8 м интервал отложений. В разрезе Тобечик аналогичному астрономическому циклу отвечают 1,4 м отложений. В разрезе Тобечик отложения накапливались либо в 2-3 раза медленнее, либо седиментация не была непрерывной. Последнее предположения представляется более вероятным, учитывая мелководные условия накопления осадков и смену глинистой седиментации известковой. Периодичность 5.6 м, выявленная в понтических отложениях разреза Тобечик (рисунок 17), учитывая датировки

границ стратиграфических подразделений, может быть сопоставлена с долгопериодическими колебаниями эксцентриситета орбиты Земли длительностью цикла около 400 000 лет (рисунок 18).

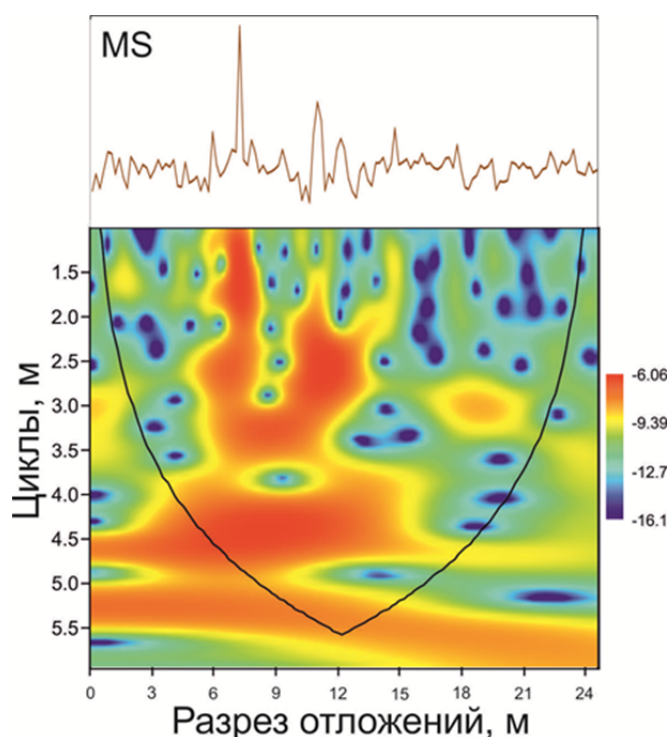


Рисунок 18 – Wavelet анализ данных магнитной восприимчивости для всей изучаемой части разреза Тобечик

Анализ измерений магнитной восприимчивости пород по разрезу Тобечик с помощью Гаусса разложения показал, что корректное сопоставление получаемых при этом результатов невозможно с подобными данными по разрезу Железный Рог. Проведение сравнения существенно затрудняют: 1) резкое различие в скорости седиментации (циклу 41 000 лет в разрезе Тобечик отвечает 1.4 м, а в разрезе Железный Рог 7-8 м); 2) значительная неполнота геологической летописи в разрезе Тобечик (например, в разрезе Тобечик не выявлены слои с *Actinocyclus ostonarius*, установленные на границе мэотиса и понта в разрезе мыса Железный Рог); 3) отсутствие данных палеомагнитного исследования пород мэотиса и понта разреза Тобечик. Из-за низкой валидности результатов анализ данных по разрезу Тобечик с помощью разложения Гаусса в работе не рассматривается.

7 Отражение Мессинского кризиса солёности в строении верхнемиоценовых отложений Восточного Паратетиса

Мессинский кризис солёности выделяется с 5.97 по 5.33 млн лет (Roveri et al., 2014) в Средиземноморье, что по времени отвечает значительной части мессиния позднего миоцена. Мессинский кризис это многоэтапное событие, на протяжении которого происходило формирование разнотипных осадочных толщ (формаций - в зарубежной научной литературе) в резко меняющихся условиях седиментации. Это событие оказало влияние на развитие бассейнов Паратетиса и по-разному сказалось на строение верхнемиоценовых толщ Альпийского складчатой области. Мессинский кризис солёности был вызван действием разных факторов, среди которых определяющими были происходящие в конце миоцена тектонические и климатические изменения глобального масштаба. Влияние тектонического фактора выразилось в усилении орогенеза Альпийского складчатого пояса, в том числе в пределах Крымско-Кавказской области. Помимо тектонических факторов, существенное значение в проявлении Мессинского кризиса сыграло изменение климата – события в конце миоцена происходили на фоне глобального похолодания с отдельными эпизодами увеличения гумидности и аридности климата, контролируемые силами прецессии (Syabryaj et. al., 2007). В позднем миоцене происходило восстановление Антарктической ледяной шапки (Zachos et al., 2007). В ходе данного исследования были детально изучены верхнемиоценовые отложения ряда опорных разрезов Средиземноморья и Восточного Паратетиса и предпринята попытка, с использованием методов циклостратиграфии и литологии, произвести корреляцию событийности развития Мессинского кризиса солёности в Средиземноморье с этапностью осадконакопления в Восточном Паратетисе.

Возрастные датировки этапов развития Мессинского кризиса в Тетисе на территории современного Средиземного моря хорошо известны и четко привязаны к стратиграфической шкале неогена (Roveri, Manzi, 2006).

Предкризисный этап: 7.51-5.96 млн лет и образование формаций Ликата (Licata) (14.2-6.96) и Триполи (Tripoli) (6.96 – 5.97); начало кризиса и накопление формации Нижних эвапоритов (5.96 – ~5.61) (Manzi et al., 2013) и формации Верхних эвапоритов (~5.61 – 5.33).

При этом, как было уже неоднократно отмечено в данной работе, корреляция региоярусов Восточного Паратетиса и Средиземноморья всё ещё остается предметом острой дискуссии. Для дальнейшего описания этапности развития Мессинского кризиса солёности в бассейнах Восточного Паратетиса следует рассмотреть принятые в работе возрастные датировки границ региоярусов верхнего миоцена (рисунок 1).

В результате проведенного исследования, основанного на выявлении астрономической цикличности в изучаемых отложениях Восточного Паратетиса и сопоставлении полученных данных с изменчивостью инсоляции в конце миоцена (Laskar et al., 2004), анализе уровней размывов и перерывов в седиментации, были получены новые дополнительные сведения о возрасте рассматриваемых толщ.

По полученным данным длительность раннего мэотиса, скорее всего, составляет не более 0.9 млн лет и граница сармат/мэотис отвечает 7.6 млн лет. Согласно Э.П. Радионовой с соавторами (Radionova et al, 2012), границе нижнего и верхнего мэотиса соответствует смена хронов C3Ar и C3An, что отвечает 6.733 млн лет (Hilgen et al., 2012). Эти магнитостратиграфические данные о возрасте границы между нижним и верхним мэотисом хорошо согласуются с результатами микропалеонтологических исследований, указывающих о появлении в кровле нижнего мэотиса диатомей *Nitzschia miocenica* (FO 7.1 Ma) and *Thalassiosira convexa* (FO 6.7 Ma) (Radionova et al. 2012). Граница мэотис/понт отвечает 6.1 – 6.03 млн лет. Низам понта отвечает смена хронов C3An и C3r на уровне 6.03 млн лет, что согласуется с данными полученными с помощью методов циклостратиграфии. Граница нижнего и верхнего понта методами циклостратиграфии не была определена из-за невозможности проведения непрерывных измерений в изучаемых отложениях. В работе используется

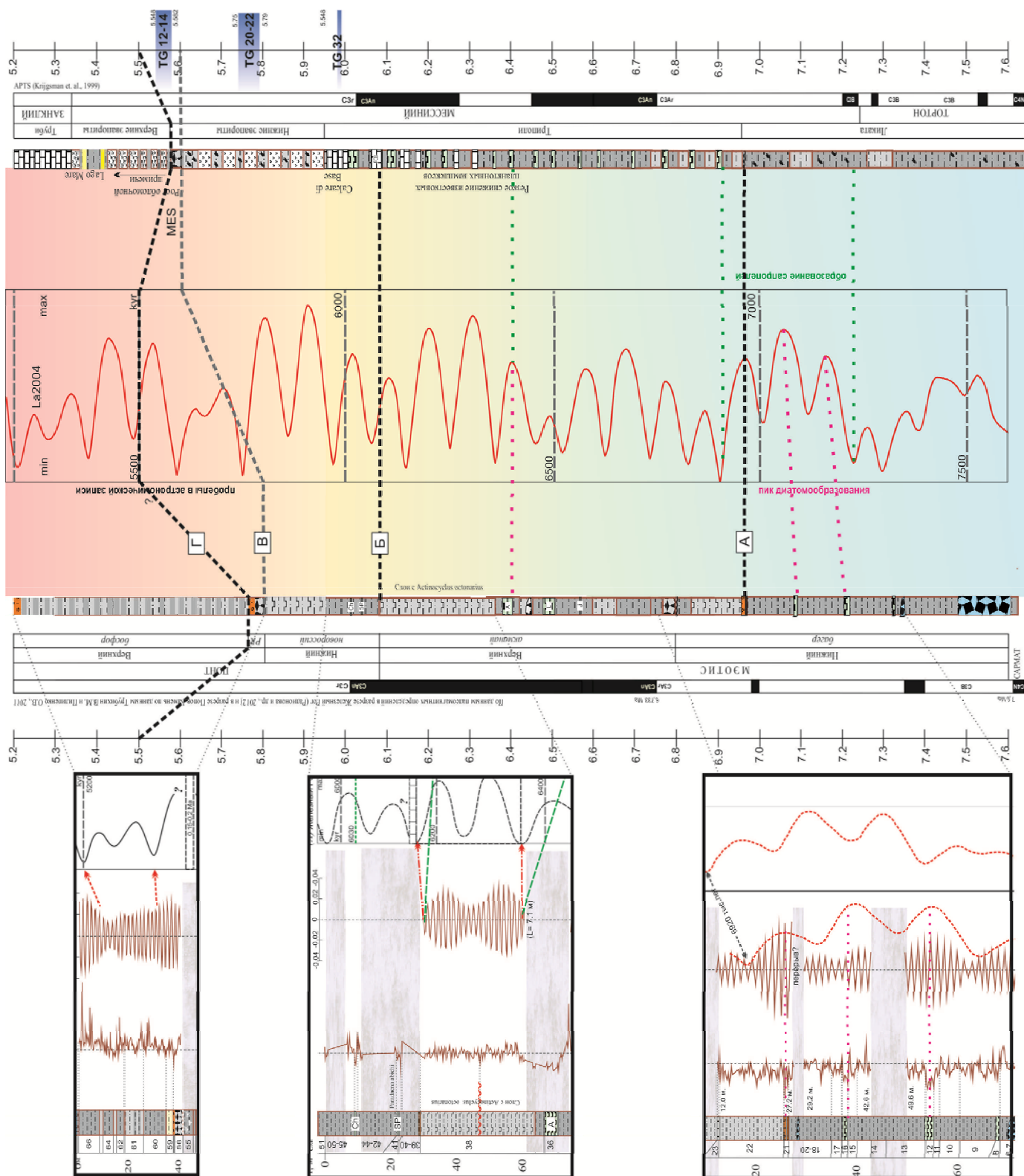


Рисунок 1 – Сопоставление регионарусов верхнего миоцена Восточного Паратетиса с общей стратиграфической шкалой

датировка границы нижнего и верхнего понта 5.8 млн лет по данным Krijgsman et al (2010). Согласно Krijgsman et al (2010), граница портафера и босфора проводится на уровне 5.5 млн лет, что также согласуется с полученными в ходе данного исследования результатами. По характеру выявленных циклов в конце миоцена в босфорских слоях разреза Железный Рог и при их сопоставлении с кривой изменения инсоляции на Земле, граница понт/киммерий, скорее всего, отвечает 5.2-5.16 млн лет. О соответствии границы понта и киммерия около 5.2 млн лет свидетельствуют данные комплексных стратиграфических исследований (Radionova et al., 2012, Попов и др., 2013).

Предкризисный этап Мессинского кризиса солености датируется 7.51-5.96 млн лет и характеризуется накоплением преимущественно глинистых отложений, с включениями прослоев с высокой биопродуктивностью фито- и зоопланктона. В изученных разрезах Средиземноморья это отвечает формациям Ликата и Триполи. По полученным в ходе данного исследования результатам, в Восточном Паратетисе этим формация отвечают отложения нижнего мзотиса (верхняя часть Ликата и нижняя часть Триполи).

Формация Ликата (14.2 – 6.96) – это преимущественно однообразное чередование темно-серых, светло-серых и коричневых глин, с включениями слоев с высокой биопродуктивностью фито и зоопланктона: развитие диатомового осадконакопления в нижней части разреза (слой 1, разрез Gibriscemi) и обилие сапропелевого материала в верхней части разреза (слой 9, разрез Gibriscemi). Для Средиземноморья отложения верхней части формации Ликата характеризуются относительно глубоководными условиями осадконакопления тепловодных морских бассейнов (Krijgsman et al., 1995) с периодическим снижением скоростей осадкообразования и развитием горизонта подводного физического элювия (слой 8, Gibriscemi).

В начале мзотиса в Восточном Паратетисе также накапливались преимущественно слабоизвестковистые и бескарбонатные слабо диатомовые глины, которые выше сменились осаждением глин с повышенным содержанием

диатомовой и известковой примеси и развитием биотурбации, что хорошо коррелируется с ростом биопродуктивности в Средиземноморье. Осадконакопление в раннем мэотисе определялись наступлением раннемэотической трансгрессии с соленостью вод 13-18 ‰ (Ильина и др., 1976) и умеренно теплым и влажным климатом (Филиппова, 2002). Возникшие в это время условия были благоприятны для возникновения и роста на вершинах подводных поднятий водорослево-мшанковых биогермов, широко развитых в пределах Керченского и Таманского полуостровов. Во второй половине раннего мэотиса в рассматриваемой области Восточного Паратетиса из-за активизации орогенеза произошло частичное обмеление отдельных частей бассейна, что привело к повышенному сбросу осадочного материала с мелководья в более глубоководные участки и перераспределению площадей накопления диатомовых осадков. Накопление диатомовых глин сместилось в это время вглубь бассейна. Стратиграфическое несогласие, описанное в кровле формации Ликата (6,96 млн лет) (Roveri et al., 2006), возможно, является сопоставимым с уровнем размыва, выявленным в разрезе мыса Попов Камень Тамани в отложениях нижнего мэотиса (слой 21). По данным циклостратиграфии этот уровень размыва в разрезе мыса Попов Камень может отвечать 6.96 млн лет и при сопоставлении с кривой изменения инсоляции на Земле коррелироваться с третьим пиком максимума значения эксцентриситета на отрезке 7.25-6.9 (см. рисунок 1, граница А). Смене режима седиментации во второй половине раннего мэотиса отвечают условия высокой биопродуктивности фито- и зоопланктона, характеризующиеся накоплением сапропелевого вещества, верхней части формации Ликата (слой 9). Сапропелевое осадконакопление происходило под влиянием астрономических циклов изменения прецессии Земли (Hilgen et al., 2004) (Krijgsman et al., 1995). Это подтверждается современными исследованиями сапропелевого осадконакопления за последние 500 тыс. лет (рисунок 2). Образование сапропелевых прослоев приурочено к максимальным значениям эксцентриситета и следовательно минимальным значениям прецессии и максимуму солнечной инсоляции. При минимальных значениях прецессии отмечается уменьшение

скоростей осадконакопления в относительно глубоководных участках бассейна, что вызвано увеличением влажности климата и следовательно увеличением плотностной стратификации водной толщи вплоть до бескислородных условий на дне бассейна, следствием чего может являться накопление сапропелей.

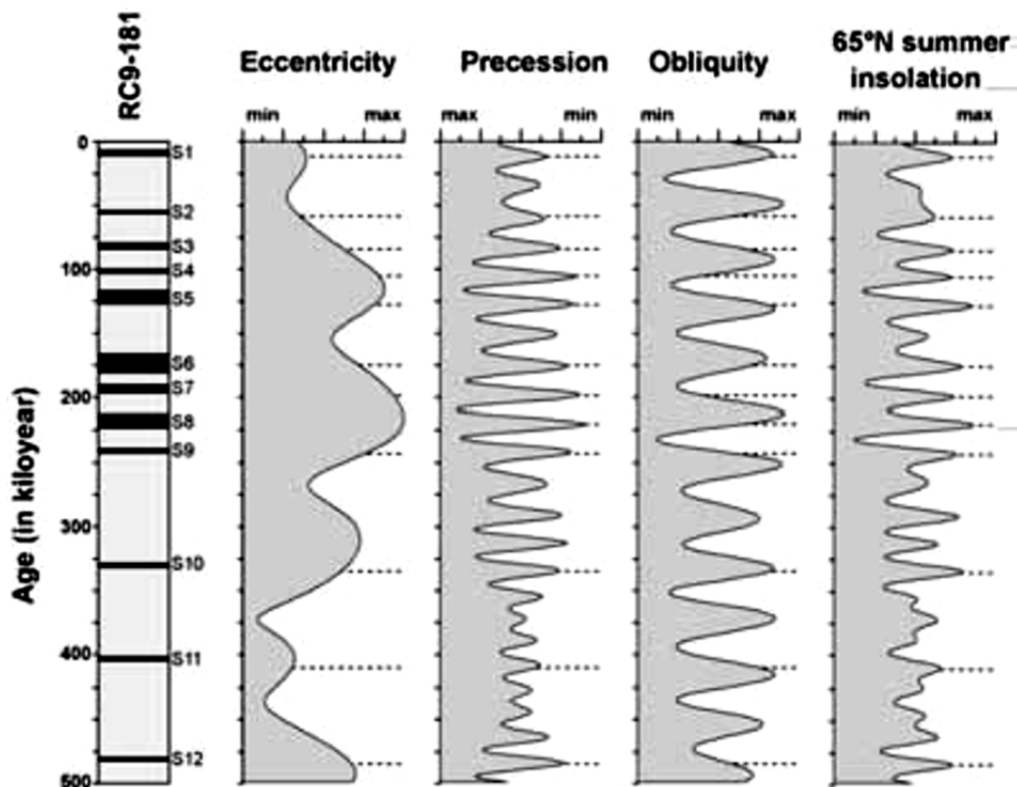


Рисунок 2 – Сравнение хронологии развития сапропелей за последние 500 тыс. лет с вариациями орбитальных параметров Земли (Hilgen, 2004)

Характерные три пика на отрезке 7.25-6.9 млн лет (рисунок 1) отвечают верхней части формации Ликата, наиболее обогащённой сапропелевым материалом. В то же время, в соответствии с проведенным исследованием, пикам максимальных значений эксцентриситета в Восточном Паратетисе отвечают диатомовые прослои, присутствующие в разрезе Попов Камень, осадконакопление которых, возможно, также происходило под влиянием колебаний инсоляции, что согласуется с ранее выявленной взаимосвязью сапропелевого осадконакопления и астрономической цикличности.

Подобные закономерности в корреляции уровней интенсификации биопродуктивности и максимума значений эксцентриситета были нами

прослежены в изучаемых разрезах Восточного Паратетиса. При необходимости более детальной корреляции, метод астрономической датировки (“astronomical tuning”) позволяет производить возрастные определения послойно, что делает этот метод альтернативным и не менее точным, нежели к примеру абсолютные радиоизотопные определения возраста (Hilgen, 2004). Такие исследования были проведены на примере многих разрезов Средиземноморья, в частности описанного выше разреза Gibriscemi (рисунок 3). Диатомовые и сапропелевые прослои отвечают значениям минимума прецессии и максимума инсоляции.

Залегающие выше отложения формации Триполи (6.97 – 5.97 млн лет) в Средиземноморском бассейне, также относятся к предкризисным условиям осадкообразования, но фиксируют переход к обстановке осолоненной лагуны. Данная формация в ходе данного исследования изучалась и описывалась в разрезе Serra-Pirciata. Эти отложения представляют собой ритмичное чередование глинистых и карбонатных прослоев, которые слагают 46 осадочных циклов, формирование которых, по аналогии с нижележащими отложениями формации Ликата, контролировалось колебаниями прецессии (Krijgsman et al., 2001; Blanc-Valleron et al., 2001; Roveri et al., 2006) (рисунок 4). Для данных отложений характерен приток как морских, так и пресных вод, о чем свидетельствует отложение сапропелевого материала в ассоциации с обломочной примесью. Нижняя часть разреза представлена циклами чередования сапропелей, белых диатомитов и серых глин. В средней части разреза сапропелевое осадконакопление выявлено не было и циклы представлены ритмичным чередованием белых диатомитов и серых глин. Увеличение солености вод выявлено с уровня около 6.29 млн лет. Первый карбонатный прослой (First Carbonate Bed – FCB или First Evaporite Carbonate - FEC) выделяется на уровне 13.2 м, что соответствует около 6.08 млн лет. Выше по разрезу (на отметке 13-19 м) отмечается постепенное увеличение в мощности доломитовых карбонатов переслаивающихся с диатомовыми глинами.

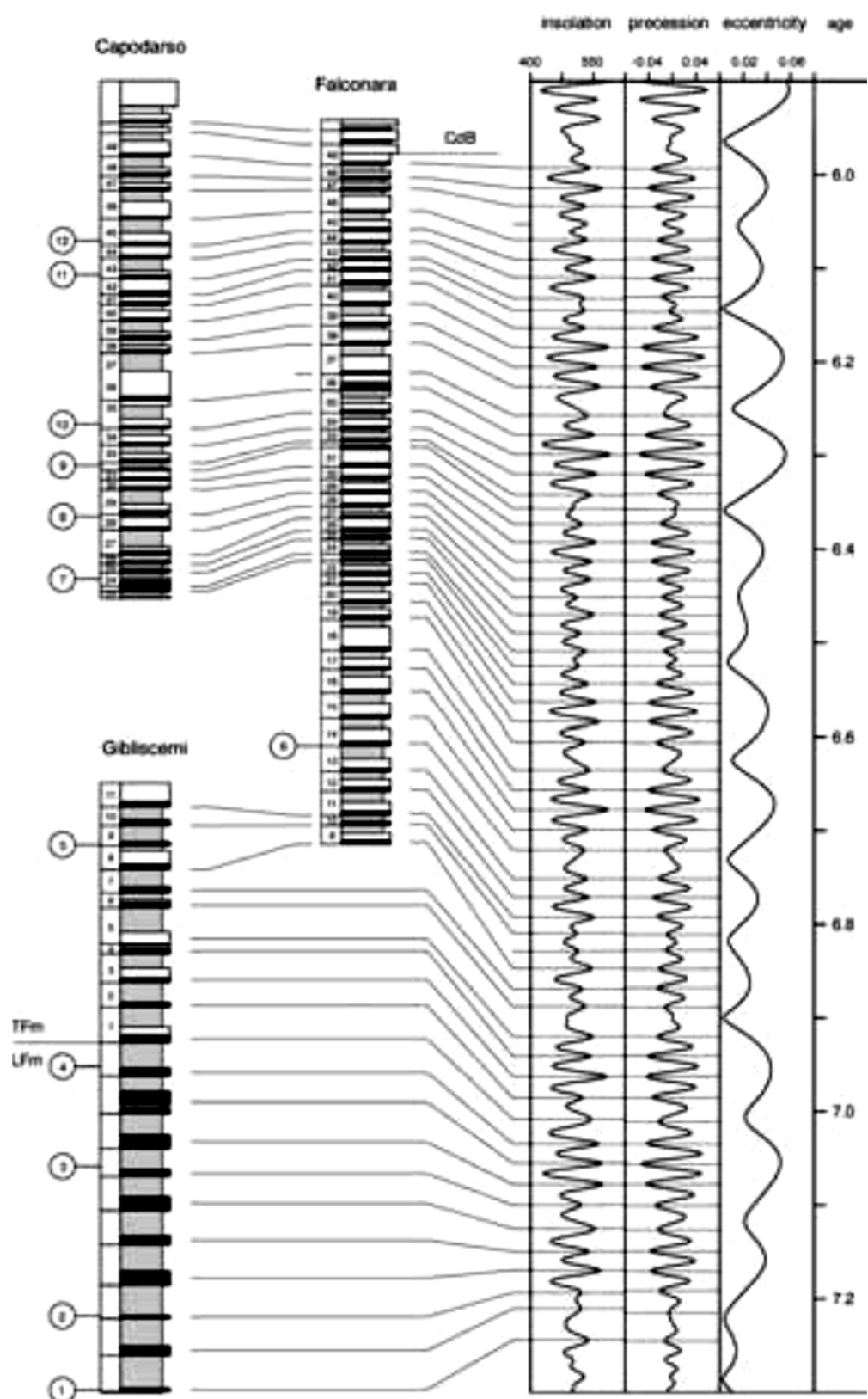


Рисунок 3 – Астрономические корреляции сапропелей и диатомовых прослоев в формациях Ликата и Триполи в разрезах Средиземноморья (Hilgen, Krijgsman, 1999)

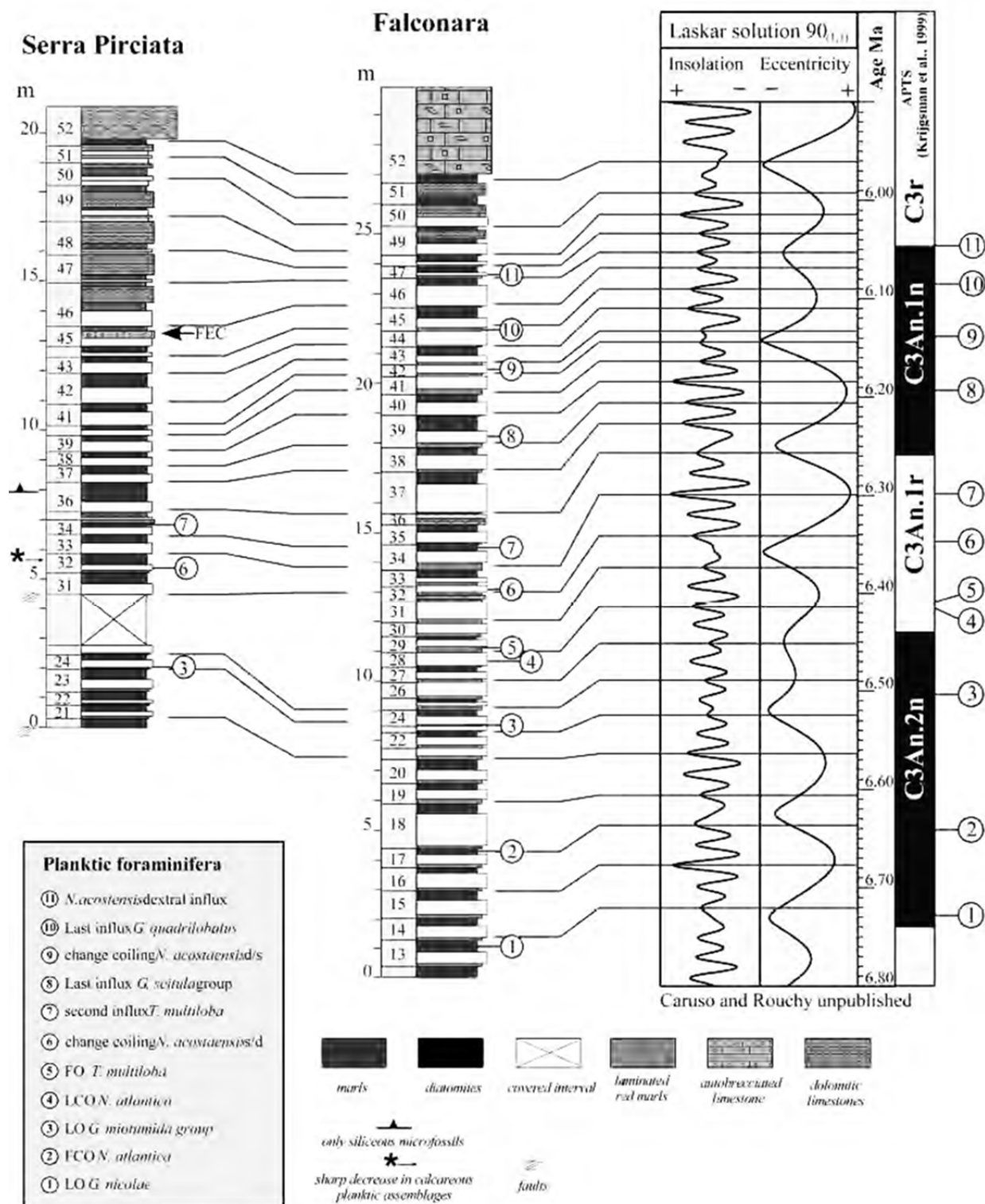


Рисунок 4 – Литологическая колонка и биособытия, выявленные в разрезе Serra-Pirciata и Falconara в корреляции с кривой изменения инсоляции на Земле на отрезке 5.9-6.8 млн лет (Roveri et al., 2006)

В Восточном Паратетисе формации Триполи соответствуют отложения верхнего мзотиса и низов нижнего понта, накопление которых происходило в солоноватоводных условиях (Paramanova et al., 2003), характеризующихся кратковременными притоками морских и пресных вод. Отложениям верхнего мзотиса свойственно схожее со Средиземноморьем циклическое строение, обусловленное периодическим развитием прослоев диатомитов. Формирование диатомовых прослоев в Восточном Паратетисе тесно связано с цикличностью проникновения морских вод в бассейн осадконакопления и по аналогии с вышеописанными отложениями нижнего мзотиса коррелируется с максимумами значений эксцентриситета. В рассматриваемый период времени пик максимума эксцентриситета приходится на отметку 6.2-6.3 млн лет, что в разрезе мыса Железный Рог Восточного Паратетиса соответствует интервалу глин с моновидовым комплексом диатомей *Actynocyclus octonarius*, который имеет важнейшее корреляционное значение и свидетельствует об установлении особых условий обитания для кремневой флоры. В Средиземноморье эти пики эксцентриситета соответствует уровню резкого снижения известковых планктонных комплексов (см. рисунок 1). Граница мзотиса и понта сопоставима со временем образования первого карбонатного прослоя (FCB, рис 1, граница Б) впервые выделенного Pedley и Grasso (1993), фиксирующего важнейший корреляционный этап в развитии Средиземноморья, связанным с резким увеличением солености бассейна. Начиная с этого уровня усиливается развитие аномальных условий седиментации, с последующим резким падением уровня вод и накоплением эвапоритов.

В разрезе Serra Pirciata (Сицилия) отложения формации Триполи перекрываются толщей Калькаре ди базе (Calcare di Base - CdB) (циклы с 52 по 61), формирование которой сопоставляется с началом образования Нижних эвапоритов, накопление которых происходило с 5,96 по 5,61 млн лет. Отложения толщи Калькаре ди базе осаждались в мелоководных условиях с резкой изменчивостью солености (от гиперсоленых до резко разбавленных). Отложения Калькаре ди базе сильно брекчированы, деформированы и характеризуются

присутствием эрозионных границ. Карбонатные прослои отличаются наличием псевдоморфоз галита, гипса и целестина, которые обычно распределены по трещинам и вероятнее всего являются результатом действия постседиментационных процессов. Согласно, полученным данным, формирование этой толщи изохронно отложениям верхней части нижнего понта. В это время в рассматриваемой области Восточного Паратетиса отмечается широкое распространение панноской фауны моллюсков, включая *Paradasna abichi*, а также постепенное сокращение диатомового осадконакопления. В середине раннего понта на Таманском полуострове (мыс Железный Рог) отмечается опесчанивание отложений, связанное с выносом тонкой взвеси подводных речных выносов вглубь бассейна (Ростовцева, 2012). В конце раннего понта установлено развитие значительной регрессии (Невеская и др., 1986; Попов, Застрожнов, 1998; Ростовцева, 2012). Развитие этих событий в Восточном Паратетисе хорошо согласуется с возникновением кризисных условий в Средиземноморье с накоплением формации Нижних эвапоритов (рисунок 5). Формация Нижних эвапоритов (5.96-5.61 млн лет) сложена чередование массивных селенитов с сапропелевыми известковыми глинами. Наличие сапропелевого материала свидетельствует о чередовании условий гумидного климата с аридным. Накопление Нижних эвапоритов (первая эвапоритовая стадия) фиксирует закрытие двух основных проливов, связывающих Средиземное море с Атлантическим океаном. Один из них это пролив Бетик (Betic), располагавшийся в южной части Испании и закрывшийся в конце тортона – начале мессиния. Второй пролив – Рифиан (Rifian), через северное Марокко, который закрылся около 6.08 млн лет назад. Данная формация представляет собой несколько циклов эвапоритообразования, осадконакопление которых происходило под влиянием астрономических циклов. Мощные гипсовые прослои отвечают максимальным значениям прецессии (минимум инсоляции) и относительно сухим климатическим условиям осадконакопления. В Восточного Паратетиса в конце раннего понта отмечается обмеление бассейна, с образованием на отдельных участках дна горизонтов палеопочв (разрез Тобечик, Керченский полуостров). В

кровле нижнепонтических отложений отмечается развитие глин со значительной алевроитовой примесью, повышенным содержанием каолинита (разрез Железный Рог, Таманский полуостров) или смешанослойных глинистых минералов (разрез Тамань, Таманский полуостров) (Ростовцева, 2012).

В кровле Нижних эвапоритов выделяется Мессинская эрозионная поверхность (MES), формирование которой происходило в субаэральных условиях с

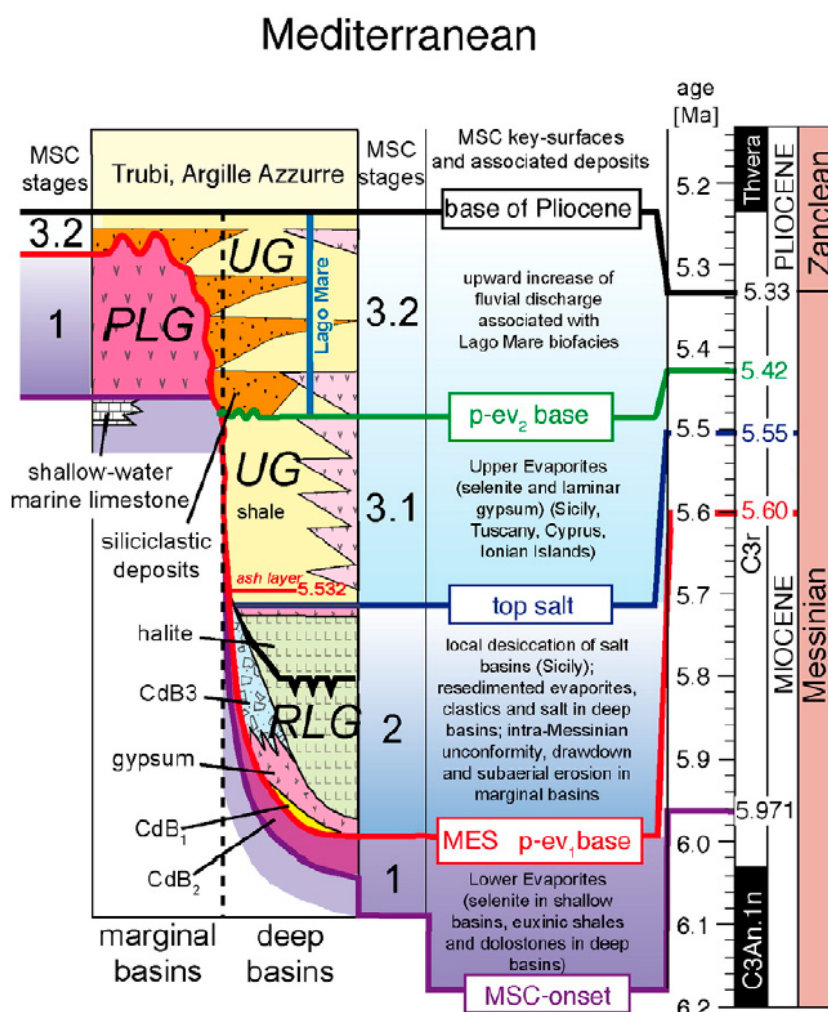


Рисунок 5 – Хроностратиграфия позднего миоцена с событиями Мессинского кризиса в Средиземномье (Roveri et al., 2014)

5.61 по ~5.55 млн лет. (Kriigsman et al., 1999). При этом отчасти размывались, накопившиеся ранее, эвапориты. Несмотря на незначительную продолжительность – формирование MES является важнейшим этапом развития Мессинского кризиса солености, его кульминацией. Этот этап Мессинского

кризиса, со значительной эрозией и перерывом в осадконакоплении, является результатом происходивших одновременно в тесной взаимосвязи климатических, тектонических и палеогеографических изменений – приведших к резкому падению уровня вод в бассейне осадконакопления. Климатические события совпали с тектонической активизацией, связанной с геодинамической реорганизацией границ Африканско-Евразийской плиты в районе Средиземноморья и обусловившей воздымания в районе Гибралтара (Sierro et al., 2001; Duggen et al., 2003). В это время, вероятно, произошло полное закрытие связей Средиземноморья с атлантическими водами, что привело к значительному осушению большей части его акватории. В Восточном Паратетисе по масштабам происходящих изменений в условиях осадконакопления, интенсивности размыва, а также имеющимся палеомагнитным данным и полученным результатам изучения астрономической цикличности толщ границе MES соответствуют конец раннего понта (новороссия) и начало позднего понта (нижняя часть портафера)(рисунки 1, граница В). В это время на фоне значительных структурных тектонических перестроек в северной части Восточного Паратетиса произошло разделение Эвксинского и Каспийского бассейнов. Отложения портафера характеризуется горизонтами глин брекчиевого строения. Для верхней части портафера характерно формирование песчано-глинистых отложений с прослоями раковинно-детритового известняка, ожелезненных, с эрозионными нижними границами. Повсеместно формировались прослои раковинно-детритовых осадков со следами многократного перебива (горизонты конденсации), что говорит о наступлении аномальных условий седиментации, вероятных подводно-коллювиальных процессах и спазматическом накоплении осадков. Портаферские слои характеризуются незначительной и невыдержанной по простиранию мощностью, которая в разрезах Керченско-Таманского региона, может составлять от 0.2 до 3-6 м. В разрезе Железный Рог мощность портафера достигает около 6 м, в разрезе Тобечик не более 0.4 м, а в разрезе мыса Тузла около 1-1.5 м. В разрезе мыса Тузла портафер со стратиграфическим несогласием залегает на отложениях верхнего мэотиса. Согласно Krijgsman et al. (2010),

нижняя граница портафера отвечает 5.8 млн лет, верхняя – 5.6 млн лет. Длительность портафера составляет около 200 000 лет. В результате проведенных исследований в отложениях верхнего понта выявлена астрономическая цикличность с соответствием накопления отложений мощностью 7-8 м за 41000 лет. В этом случае, при обычном режиме седиментации мощность отложений портафера должна составлять не менее 34 м, что значительно больше наблюдаемой в изучаемых разрезах. Незначительная мощность портаферских слоёв может быть объяснена аномальными условиями седиментации с частичным размывом и перемывом осадков.

Результаты изучения астрономической цикличности в отложениях верхнего мзотиса и понта в разрезе мыса Железный Рог указывают на наличие значительного перерыва на границе новороссийских и портаферских слоев протяженностью около 150-200 тыс. лет, по времени совпадающим с развитием Мессинской эрозионной поверхности в Средиземноморье. Это хорошо согласуется с представлениями о наличии внутривосточной эрозионной поверхности (Gurari et al., 1995).

Следующая и заключительная стадия Мессинского кризиса солёности обусловила формирование формации Верхних эвапоритов и Лаго Маре (5.55-5.33). На завершающей стадии Мессинского кризиса обстановка осолоненной лагуны в Средиземноморье сменяется обстановкой открытого мелководья. Развитие песчаных отложений в нижней части цикла фиксирует обстановку развития подводно-дельтовых отложений, которая характеризуется появлением большого количества обломочной примеси, что приводит к формированию песчаников. Увеличение активности речных выносов объясняется климатическими изменениями, а именно гумидизация климата в условиях максимальной инсоляции (Roveri et al., 2006). В дальнейшем эти условия седиментации сменились обстановкой, определившей накопление бассейновых отложений циклического строения с преобладанием глинистого материала. Смена условий седиментации была постепенной, что подтверждается наличием в

описываемых отложениях обломочной примеси. Установившиеся условия были благоприятны для формирования переслаивания осадков с редкими включениями мелких фораминифер и с обилием обломочной, органической примеси. Чередование этих типов осадков определялось поступательным развитием трансгрессии, действие которой было связано с эвстатическими колебаниями уровня моря. Выше по разрезу эти образования сменяются преимущественно карбонатными отложениями, содержащими крупные толстостенные планктонными и бентосные раковины фораминифер, указывающих на возникновение условий благоприятных для развития биогенного осадконакопления и отличающихся сокращением терригенной примеси, связанных с постепенной сменой гумидных климатических условий аридными. Смена выделяемых обстановок осадконакопления, соответствующих одному циклу, сопровождалась накоплением гипсов. Существует несколько точек зрения на происхождение гипсов. Предполагается, что гипсы являются переотложенными из краевых частей бассейна, отражая периоды кратковременных регрессий. Это подтверждается обилием обломочной примеси в гипсовых прослоях.

Результаты проведенного исследования свидетельствуют о том, что формации Верхних эвапоритов, в большей степени, соответствуют босфорские слои верхнего понта. В это время отмечается общая стабилизация условий осадконакопления в пределах Восточного Паратетиса, обусловившая формирование отложений преимущественно в мелководных шельфовых обстановках. На Таманском и Керченском полуостровах, в основании босфорских толщ наблюдается повышенное содержание обломочной примеси. Подобное опесчанивание отложений, как начало нового этапа осадконакопления, в какой-то мере коррелируется с широким развитием подводно-дельтовых обстановок в Средизмноморье (рисунок 1, граница Г). Босфорские слои отличаются от выше и нижележащих отложений четко выраженным циклическим строением. Их циклическое строение подчеркивается переслаиванием известковистых и известковых глин с раковинами *Paradacna abichi*, *Valenciennius* и др. Как уже

отмечалось, циклическим строением также отличаются мессинские отложения Средиземноморья. Так, формация Верхних эвапоритов представляет собой всего 6 циклов, которые представлены переслаиванием глинисто-известковых и известковых прослоев. Необходимо отметить, что формирование формации Верхних эвапоритов в самом начале происходило при увеличении гумидности климата. Согласно Н.Ю. Филипповой (2002), босфорские слои накапливались в более влажных климатических условиях, по сравнению с отложениями портафера.

В конце миоцена отмечается проникновение некоторых видов моллюсков Восточного Паратетиса в Средиземноморский бассейн. Этому времени отвечает накопления отложений типа Лаго Маре (Lago-Mare) (Roveri et al., 2006). В разрезах Сицилии отложениям типа Лаго Маре сопоставляются с образованиями типа Ареназоло (Arenazzolo).

Слои Лаго-Маре характеризуются накоплением осадков при заметном влиянии пресных вод, о чем свидетельствуют фацциальное строение отложений, а также комплекс фаунистических и флористических остатков. В Восточном Паратетисе по наличию остракод Cytheridae и Cyprididae в мио-плиоценовых отложениях Керченского полуострова (В.А. Коваленко, 2011) отмечается пик опреснения в раннекиммерийское время с особым развитие родов *Caspiocypris*, *Pontoniella*, *Caspiolla*.

Миоценовые отложения в разрезах Сицилии (Средиземноморье) перекрываются плиоценовыми толщами формации Труби (Trubi), которые относятся в посткризисному этапу, наступившему после Мессинского кризиса солености. Этот посткризисный этап, начавшийся с так называемого Занклеанским потопа (5.33 млн лет), характеризуется окончательным восстановлением связи Средиземноморья с Атлантическим океаном, когда открытые морские воды «мгновенно» заполнили ранее значительно обмелевшие палеобассейны Альпийской складчатой области.

В Восточном Паратетисе граница между миоценом и плиоценом проводится по основанию азовских слоев киммерия (Невесская и др., 2003). Азовские слои представлены глинистыми отложениями и фиксируют трансгрессивный этап развития бассейна, одним из важнейших факторов которого стали тектоническая активизация в области сочленения краевых прогибов Предкавказья и Русской платформой (Муратов, 1991). Необходимо отметить, что представления о затоплении раннеплиоценового бассейна М.В. Муратовым были опубликованы задолго до начала глубоководного бурения в пределах Средиземного моря и появления самых первых высказываний о развитии раннеплиоценового Занклеанского потопы и открытии Гибралтарского пролива.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Впервые были использованы методы циклостратиграфии для изучения верхнемиоценовых разрезов Восточного Паратетиса, которые по своему строению, расположению и характеру отложений являются оптимальными для проведения подобных исследований. Преимущественно глинистый состав отложений позволяет производить сравнительный анализ результатов измерений магнитной восприимчивости, что в свою очередь отражает влияние глобальной астрономической цикличности, связанной с колебаниями инсоляции, получаемой Землей. Преимущественно глубоководные условия осадкообразования в изученных разрезах обеспечивают полноту астрономической записи с незначительными перерывами, учет и анализ которых является необходимым условием при использовании методов циклостратиграфии. Таким образом, сочетание классических методов литологии и циклостратиграфии позволили получить новые данные, которые могут быть использованы для сопоставления этапности развития Мессинского кризиса солености в Средиземноморье и Восточном Паратетисе, что внесет вклад в решение острой дискуссии о положении регионарусов Таманского полуострова в международной стратиграфической шкале.

Дальнейшие исследования могут быть направлены на расширение географии проводимых исследований и проведение полевых измерений магнитной восприимчивости на других разрезах Восточного Паратетиса (горы Зеленского, станицы Тамань, реки Белой и др.), а также проведение соответствующих работ в разрезах Средиземноморья для уточнения полученных результатов. Также перспективным направлением исследований является построение кривых колебаний солнечной инсоляции, рассчитанных для географических широт Таманского полуострова, с целью мелко-масштабной корреляции отдельных прослоев, в том числе диатомовых, с пиками летней солнечной инсоляции, что обеспечит точные датировки пиков развития биопродуктивности Восточного Паратетиса.

СПИСОК ИСПОЛЬЗОВАННЫХ ИСТОЧНИКОВ

- 1 Adhémar, J. A. Révolutions de la mer. – Private edition, Paris 1842.
Age of the Natskhor and Shiraki Formations of Eastern and Central Georgia and the problem of the the Miocene-Pliocene boundary – paleomagnetism and stratigraphy // Stratigr. Geol. Correlation, 3, 2, 1995: 156–166.
- 2 Bellanca A., Caruso A., Ferruzza G., Neri R., Rouchy J.M., Sprovieri M. Transition from marine to hypersaline conditions in the Messinian Tripoli Formation from the marginal areas of the central Sicilian Basin // Blanc-Valleron №34, 2009: 105-187
- 3 Ben Avraham Z. The structure and tectonic setting of the Levant continental margin, Eastern Mediterranean // Tectonophys., 1978, v. 46, p. 313–331.
- 4 Berger A. L. Long-term variations of caloric insolation resulting from the Earth's orbital elements // Quaternary Research 9, Washington, 1978: 139–167.
- 5 Berger A., Loutre M.F., Dehant V. Astronomical frequencies for pre-Quaternary palaeoclimate studies // Terra Nova 1, 1989: 474–479, Oxford.
- 6 Berger A., Loutre M.F., Laskar J. Stability of the astronomical frequencies over the Earth's history for paleoclimate studies // Science 255, Washington, 1992: 560–566.
- 7 Berggren W.A., Kent D.V., Swisher C.C., Aubry M.-P. A revised Cenozoic geochronology and chronostratigraphy // Soc. Sediment/ Geol. Spec. Publ. 1995. V. 54. P. 129–212.
- 8 Bertini A., The Northern Apennines palynological record as a contribute for the reconstruction of the Messinian Palaeoenvironments // Sediment. Geol. 2006, 188-189: 235-238.
- 9 Blanc-Valleron M.M., Pierre C., Caulet J.P., Caruso A., Rouchy J.M., Cespuglio G., Sprovieri R., Pestrea S. & Di Stefano E // Sedimentary, stable isotope and micropaleontological records of paleoceanographic change in the

Messinian Tripoli Formation (Sicily, Italy). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 2002, 185: 255-286.

10 Brescia M., D'Argenio B., Ferreri V., Pelosi N., Rampone S., Tagliaferri R. Neural net aided detection of astronomical periodicities in geologic records // *Earth Planet. Sci. Lett.* 139, Amsterdam, 1996: 33–45.

11 Cande S., Kent D. Revised calibration of the geomagnetic polarity time scale for the late Cretaceous and Cenozoic // *J. geophys. Res.*, 100, 1995, 6093–6095.

12 Clari P., Ghibaudo G. Multiple slump scars in the Tortonian type area (Piedmont Basin, Northwestern Italy) // *Sedimentology*, 26, 1979: 719–730.

13 Clauzon G. The eustatic Hypothesis and pre-Pliocene cutting of the Rhone valley. // *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*. Ryan W.B.F., Hsu K.J. and Cita M.B/ (eds), 1973, pp. 1251-1256

14 Croll J. *Climate and time in their geological relations* // Appleton, New York 1875.

15 Croll J. On the physical cause of the change of the climate during geological epochs. // *Phil. Mag.* 28, 1864: 121–137.

16 Dergens E.T., Guillard L., Sackett W.M., Hellebust J.A. Metabolic fractionating of carbon isotopes in marine plankton. Temperature and respiration experiments // *Deep-Sea Res.* 15:1-9

17 Duggen S., Hoernle K., Bogaard P.V.D., Rupke L. and Morgan J.P, Deep roots of the Messinian salinity crisis // *Nature* 2003, 422: 602-606

18 Filippova N., Trubikhin V., The development of the biota and the climatic situation in the late Miocene and Pliocene epochs of the Eastern Paratethys. In: Matishov G., (Ed), *Late geological history of the north of the arid zone (Cenozoic monitoring of natural events in arid zone of southern Russia)*, 2006, 159-164 (In Russian).

19 Fischer A.G., D'Argenio B., Premoli Silva I., Weissert H., Ferreri V. Cyclostratigraphic approach to Earth's history: an introduction // *SEPM Spec. Publ.* 81, Tulsa, 2004: 5–13.

- 20 Fischer A.G., De Boer P.L., Premoli Silva I. Cyclostratigraphy // Beaudoin, B. & R. N. Ginsburg (eds.): Global Sedimentary Geology Program: Cretaceous Resources, Events, and Rhythms. – NATO ASI Series, Kluwer, 1988: 139–172, Dordrecht.
- 21 Foresi L.M., Iaccarino S. S., Mazzei, R., Salvatorini, G. New data on Middle to Late Miocene calcareous plankton biostratigraphy in the Mediterranean area // *Rivista Italiana di Paleontologiae Stratigrafia*, 104, 1998: 95–114.
- 22 Garcia-Veigas J., Orti F., Rosell L., Ayora C., Rouchy J.M. and Lugli S. The Messinian salt of the Mediterranean: geochemical study of the salt from the Central Sicily Basin and comparison with the Lorca Basin (Spain) // *Bull. Soc. Géol. France*, 1995, 166, 699-710.
- 23 Gilbert G. K. Sedimentary measurement of Cretaceous time // *J. Geol.* 3: 121–127, 1895, Chicago.
- 24 Gliozzi E., Ceci M.A., Grossi F. and Ligios S., Paratethyan Ostracods immigrants in Italy during the Late Miocene // *Geobios*, 2007, 40: 325-337
- 25 Gurarii G.Z., Kudasheva I.A., Trubikhin V.M., Fein A.G. & Shipunov S.V.
- 26 Hammer O., Harper D.A.T. Paleontological Data Analysis // Blackwell, 2006.
- 27 Hammer O., Harper D.A.T., Ryan P.D. PAST: Paleontological Statistics Software package for education and data analysis. *Palaeontologia Electronica* 4 (1). 2001. 9.
- 28 Hilgen F. Milankovitch cycles as a geochronometric tool to construct geological time scale. 32nd International Geological congress. volume №6 – fro, P55 to PW06, 2004, 105-134
- 29 Hilgen F.J., Abdul- Aziz H., Bice D., Iaccarino S., Krijgsman W., Kuiper K., Montanari A., Raffi I., Turco E. and Zachariasse W.J. The Global boundary Stratotype Section and Point (GSSP) of the Tortonian Stage (Upper Miocene) at Monte Dei Corvi // *Episodes*, 2005, 28: 6.17.
- 30 Hilgen F.J., Iaccarino S., Krijgsman W., Villa G., Langereis C.G. and Zachariasse, W.J. The Global Boundary Stratotype Section and Point (GSSP) of the Messinian Stage (uppermost Miocene) // *Episodes*, 23. 2000: 172–178.

- 31 Hilgen F.J., Krijgsman W. Cyclostratigraphy and astrochronology of the Tripoli diatomite Formation (pre-evaporite Messinian, Sicily, Italy) // *Terra Nova*, 1999, 11, 16-22
- 32 Hilgen F.J., Lourens, L.J., Van Dam, J.A. 2012. The Neogene Period. In: Gradstein, F.M., Ogg, J.G., Schmitz, M.D. & Ogg, G. (eds.). *A Geological Time Scale 2012*, 2: 923–978.
- 33 Hilgen F.J., Schwarzacher W., Strasser A. Concepts and definitions in cyclostratigraphy (second report of the cyclostratigraphy working group) // *SEPM. Spec. Publ.* 81, Tulsa, 2004: 303–305.
- 34 Hilgern F.J., Lourens L.J., Van Dam J.A. et al. The Neogene Period // *A Geological Time Scale Vol.2 Set*. Cambridge University Press, T.2, 2012. 949.
- 35 Hinnov L.A. New perspectives on orbitally forced stratigraphy // *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.* 28, Amsterdam, 2000: 419–475.
- 36 Hinnov L.A., Ogg J.G. Cyclostratigraphy and the Astronomical Time Scale // *stratigraphy*, vol. 4, nos. 2/3, 2007: 239-251
- 37 House M.R. Orbital forcing time-scales: an introduction // *Geol. Soc. Spec. Publ.* 85, London, 1995: 1– 18.
- 38 Krijgsman W., Fortuin A.R., Hilgen F.J., Sierro F.J. Astrochronology for the Messinian Sorbas basin (SE Spain) and orbital (precessional) forcing for evaporate cyclicity // *Sedimentary Geology* 140, 2001, 43–60.
- 39 Krijgsman W., Hilgen F.J., Langereis C.G., Santarelli A., Zachariasse W.J. Late Miocene magnetostratigraphy, biostratigraphy and cyclostratigraphy in the Mediterranean // *Earth Planet. Sci. Lett.* 136, 1995, 475-499.
- 40 Krijgsman W., Hilgen F.J., Raffi I., Sierro F.J., Wilson D.S. Chronology, causes and progression of the Messinian Salinity Crisis // *Nature* 1999, 400: 652-655
- 41 Krijgsman W., Stoica M., Vasiliev I., Popov V.V. Rise and fall of the Paratethys Sea during the Messinian Salinity Crisis. – *Earth and Planetary Science Letters* 290, 2010: 183–191.

- 42 Laskar J. A numerical experiment on the chaotic behaviour of the solar system // *Nature* 338: 237–238, 1989, London.
- 43 Laskar J., Robutel P., Joutel F., Gastineau M., Correia A.C.M., Levrard B. A long term numerical solution for insolation quantities of the Earth // *Astron. Astrophys.* doi: 10.1051/0004-6361:20041335, 2004.
- 44 Lirer F., Iaccarino S.M. Mediterranean Neogene stratigraphy: a review // *Ann. Naturhist. Mus. Wien, Ser A*, 2011, 113: 67–144.
- 45 Lirer F., Iaccarino S.M. Integrated stratigraphy (cyclostratigraphy and biochronology) of late Middle Miocene deposits in the Mediterranean area and comparison with the North and Equatorial Atlantic Oceans: synthesis of the major results // *Terra Nova*, 17, 2005: 338–349.
- 46 Lofi J., Gorini C., Berne S., Clauzon G., Dos Reis A.T., Ryan W.B.F. and Steckler M.S., Erosional processes and paleo-environmental changes in the Western Gulf of Lions (SW France) during the Messinian Salinity Crisis // *Mar. Geol.*, 2005, 217, 1-30
- 47 Londeix L., Benzakour M., Suc J.P. and Turon J.L., Messinian palaeoenvironments and hydrology in Sicily (Italy): The dinoflagellate cyst record // *Geobios*, 2007, 40 (3): 233-250
- 48 Longinelli A. Isotope geochemistry of some Messinian evaporites: paleoenvironmental implications // *Palaeogeogr. Palaeoclim. Palaeoecol.*, 1979, 29, 95-124
- 49 Lourens L., Hilgen, F., Shackleton N.J., Laskar J., Wilson, D. The Neogene Period // Gradstein, F.M., Ogg, J.G., Smith, A. (Eds.), *A Geologic Time Scale 2004*: Cambridge University Press, Cambridge, UK, 2004: pp.409–440.
- 50 Lugli S. Geology of the Realmonte salt deposit, a desiccated Messinian Basin (Agrigento, Sicily) // *Memorie della Società Geologica Italiana*, 1999, 54, 75-81
- 51 Lyell C. Principles of geology, being an attempt to explain the former changes of the Earth's surface, by reference to causes now in operation. London: John Murray. Volume 3., London, 1833

- 52 Manzi V., Gennari R., Hilgen F., Krijgsman W., Lugli S., Roveri M., Sierro F.J. Age refinement of the Messinian salinity crisis onset in the Mediterranean. *Terra Nova* 25, 2013, 315–322.
- 53 Manzi V., Lugli S., Roveri M., Schreiber C. A new facies model for the Upper Gypsum of Sicily (Italy): chronological and palaeoenvironmental constraints for the Messinian salinity crisis in the Mediterranean // *Sedimentology*, 2009, 56, 1937–1960
- 54 Manzi V., Marsaglia K.M., Tribble J.S. Petrography and mineralogy of the uppermost Messinian section and the Pliocene/Miocene boundary at Site 975, Western Mediterranean Sea., A. (Eds), 1999, *Proc. O.D.P., Sci. Res.*, 161: College Station, TX (Ocean Drilling Program), pp. 3-20.
- 55 Manzi V., Roveri M., Gennari R., Bertini A., Biffi U., Giunta S., Iaccarino S.M., Lanci., Lugli S., Negri A., Riva A., Rossi M.E. and Taviani M. The deep-water counterpart of the Messinian Lower Evaporites in the Apennine foredeep: The Fanantello section (Northern Apennines, Italy) // *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, 2007, 251: 470-499
- 56 Matthews M.D., Perlmutter M.A. Global cyclostratigraphy: an application to the Eocene Green River Basin // *IAS Spec. Publ.* 19, Oxford, 1994: 459–481.
- 57 Milankovitch M. Kanon der Erdbestrahlung und seine Anwendung auf das Eiszeitenproblem.// *Acad. Roy. Serbe, Belgrade*, 1941, 133: 633 p.
- 58 Milankovitch M. Théorie mathématique des phénomènes thermiques produits par la radiation solaire // *Acad. Yougoslave Sci. Arts, Zagreb*, 1920.
- 59 Montanari A., Beaudoin B., Chan L.S., Coccioni R., Deino A., De Paolo D.J., Emmanuel L., Fornaciari E., Krugé M., Lundblad S., Mozzato C., Portier E., Renard M., Rio D., Sandroni P., Stankiewicz A. Integrated stratigraphy of the Middle and Upper Miocene pelagic sequence of the Cònero Riviera (Marche region, Italy) // In: Montanari, A. et al. (eds): *Miocene stratigraphy. An integrated approach. – Development in Paleontology and Stratigraphy*, 1997, 15: 409–450.

- 60 Orszag-Sperber F. Changing perspectives in the concept of “Lago-Mare” in Mediterranean Late Miocene evolution // *Sediment. Geol.*, 2006, 188-189: 259-277
- 61 Paillard D., Labeyrie L., Yiou P. Macintosh program performs timeseries analysis, *Transactions of the Amer. Geophys. Uni.*, 1996, vol. 77.
- 62 Paramanova N.P., Shcherba I.G., Khondkarian S.O. Lithological-Paleogeographic maps of Paratethys // *Paleontological Institute RAS, Forschungsinstitut und Naturmuseum Senckenberg*. 2003
- 63 Pedley H.M. and Grasso M., Controls on faunal and sediment cyclicity within the Tripoli and Calcare di Base basins (Late Miocene) of central Sicily // *Paleo*, 1993, 3, 105, 337-360
- 64 Popov S.V., Rogl F., Rozanov A.Y., Steininger F.F., Shcherba I.G. and Kovac M. Eds.. Lithologicalpaleogeographic maps of Paratethys. 10 Maps Late Eocene to Pliocene // *Courier Forschungsinstitut Senckenberg*, 2004, 250: 1-46.
- 65 Popov S.V., Voronina A.A., Andreeva-Grigorovich A.S. et al. The Eocene-Oligocene boundary and the Oligocene history of the Eastern Paratethys // *Proposal for the Eocene-Oligocene boundary in the Alpine-Carpathian-Pannonian system*. Budapest, 1983, p. 43-45.
- 66 Preto N., Hinnov L.A., Zanche V.De, Mietto P., Hardie L.A. The Milankovitch interpretation of the Latemar platform cycles (Dolomites, Italy): implications for geochronology, biostratigraphy, and Middle Triassic carbonate accumulation // *SEPM Spec. Publ.* 81, Tulsa 2004: 167–182.
- 67 Radionova E.P., Golovina L.A, Filippova N.Yu. et al. Middle-Upper Miocene stratigraphy of the Taman peninsula, Earsten Paratethys// *Central European Journal Geosciences*. 2012. Vol. 4. №1. P. 188–204.
- 68 Rouchy J.M., Caruso A. The Messinian salinity crisis in the Mediterranean basin: A reassessment of the data and an integrated scenario // *Sed. Geol.*, 188-189, 2006, 35-67.

- 69 Roveri M., Bassetti M.A., Ricci Lucchi F. The Mediterranean Messinian salinity crisis: an Apennine foredeep perspective // *Sed. Geol.*, 2001, 140, 201-214
- 70 Roveri M., Manzi V. The Messinian salinity crisis: looking for a new paradigm? // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 238, 2006: 386–398.
- 71 Roveri M., Manzi V., Lugli S., Schreiber B.C., Caruso A., Rouchy J.-M., Iaccarino S.M., Gennari R., Vitale F.P., Ricci Lucchi F. Clastic vs. primary precipitated evaporites in the Messinian Sicilian basins. // RCMNS IC Parma 2006 “The Messinian Salinity Crisis Revisited II” Post-Congress field-trip. *Acta Naturalia de “L’Ateneo Parmense* 42-4, 2006, 125–199
- 72 Rybkina A.I., Kern A.K., Rostovtseva Yu. V. New evidence of the age of the Lower Maeotian substage of the Eastern Paratethys based on astronomical cycles // *Geologica Carpatica*, 2015
- 73 Schulz M., Mudelsee M. REDFIT: estimating red-noise spectra directly from unevenly spaced paleoclimatic time series // *Computers & Geosciences* 28, Germany 2002: 421–426.
- 74 Schwarzscher W. Cyclostratigraphy and the Milankovitch theory // *Dev. Sedimentol.* 52, Amsterdam, 1993: 225 p.
- 75 Selli Il Messiniano Mayer-Eymar 1867. Proposta di un neostratotipo // *Giornale di Geologia*, 28, 1960: 1–34.
- 76 Sierro F.J., Hilgen F.J., Krijgsman W. and Flores J.A., The Abad composite (SE Spain): A Messinian reference section for the Mediterranean and the APTS // *Paleo3*, 2001, 168, 141-169
- 77 Steininger F.F., Nevesskaia L.A. Stratotypes of Mediterranean Neogene Stages // *Committee on Mediterranean Neogene Stratigraphy*, Bratislava, 2, 1975: 364 pp.
- 78 Stresser A., F.J. Hilgen, P.H. Heckel Cyclostratigraphy – concepts, definitions, and applications – *Newsl. Stratigr.* 42 (2), Berlin, 2006: 75-114.

- 79 Syabryaj S., Molchanoff S., Utescher T., Bruch A.A. Changes of climate and vegetation during the Miocene on the territory of Ukraine // *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, 253, 2007: 153–168.
- 80 The Messinian Salinity Crisis from mega-deposits to microbiology – A consensus report. № 33 in CIESM Workshop Monographs. 2008. 168.
- 81 Trubikhin V.M. Paleomagnetic data for the Pontian // *Chronostratigraphie and Neostratotypen*. Bd. 8. Zagreb-Beograd. 1989. P. 76–79.
- 82 Turco E., Bambini A.M., Foresi L., Iaccarino S., Lirer F., Mazzei R., Salvatorini G. Middle Miocene high-resolution calcareous plankton biostratigraphy at Site 926 (Leg 154, equatorial Atlantic Ocean): palaeoecological and palaeobiogeographical implications // *Geobios*, 35 (Supplement 1), 2002: 257–276.
- 83 Vasiliev I., Iosifidi A.G., Khramov A.N. et al. Magnetostratigraphy and radio-isotope dating of upper Miocene–lower Pliocene sedimentary successions of the Black Sea Basin (Taman Peninsula, Russia) // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 310. 2011. 163–175.
- 84 Weedon G.P., H. C. Jenkyns Cyclostratigraphy and the Early Jurassic timescale: data from the Belemnite Marls, Dorset, southern England // *GSA Bull.* 111, Boulder, 1999: 1823–1840.
- 85 Zachos J., Pegani M., Sloan L., Thomas E., Billups K. Trends, Rhythms, and Aberrations in Global Climate 65 Ma to Present // *Science*, Santa Cruz, 2007: 686–693.
- 86 Zühlke R. Integrated cyclostratigraphy of a model Mesozoic carbonate platform – the Latemar (Middle Triassic, Italy) // *SEPM Spec. Publ.* 81, Tulsa, 2004: 183–211.
- 87 Андрусов Н. О двух новых родах гастропод из Апшеронского яруса. Тр. Спб. Общ. Ест., отд. Геол. и Мин., XXXI, в. 5, 1902, стр. 55
- 88 Андрусов Н.И. Апшеронский ярус // Избр. тр. Изд-во АН СССР, М., 1923, с.333–568.

- 89 Андрусов Н.И. Геологическое исследование на Таманском полуострове // Материалы для геологов России, 1903, Т.21. Вып. 2 С. 257-383.
- 90 Андрусов Н.И. Понтический ярус // Изв. Геол. ком., 1917, Т.4, Ч. 2, Вып. 2, С.1–41.
- 91 Андрусов Н.И., Избранные труды // М.: Изд-во АН СССР. Т.1. 711. 613, 1961, 1963, 1964 С. Т.3. 633
- 92 Аревадзе Ф.М. Об остракодах из мэотических отложений, развитых по р.Атап (Западная Грузия) // Сообщ. АН ГССР, 1987. Т.126 №1 С.193-196
- 93 Барбот де Марни Н.П. Геологический очерк Херсонской губернии, СПб., 1989
- 94 Барбот де Марни Н.П. О новейших осадках южной России. – Горн. журн., №10, 1866, с 163–167. Л.-36
- 95 Белокрыс Л.С. Об эволюции сарматских мактрид в Босфорском заливе // Палеонтол. журн., 1963, №1, с. 11–34.
- 96 Белокрыс Л.С. Сармат юга УССР // В кн.: Стратиграфия кайнозоя Северного Причерноморья и Крыма. Днепропетровск, 1976
- 97 Богданович Е.М., Иванова Т.А. О новой находке планктонных организмов в мэотических отложениях Крыма // Доп. Нац. Акад. наук Украины № 6. 1997: С. 127-129
- 98 Ганзей С.С. Хронология палеогеографических событий позднего кайнозоя Понто-Каспия (по данным метода треков) // Автореф. диссерт. М.: МГУ, 1984. 24 с
- 99 Гончарова И.А., Ростовцева Ю.В., Ильина Л.Б. К вопросу об объеме нижнего мэотиса и возрасте митридатских слоев Восточного Паратетиса. // Актуальные проблемы неогеновой и четвертичной стратиграфии и их обсуждение на 33-м международном геологическом конгрессе (Норвегия, 2008 г.), Материалы Всероссийского научного совещания, Москва, 1-3 апреля 2009 г., ГЕОС, с. 47-53.
- 100 Гурарий Г.З. Возраст нацхорской и ширакской свит Центральной и Восточной Грузии и проблема границы миоцена и плиоцена

(палеомагнетизм и стратиграфия) // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 1995. Т. 3. № 2. С. 62–72.

101 Давиташвили Л.Ш. К истории экологии моллюсковой фауны морских бассейнов нижнего плиоцена (мэотис – нижний понт) // Проблемы палеонтологии, вып. 2-3, 1937, с.565-583.

102 Дидковский В.Я. Биостратиграфия неогеновых отложений юга Русской платформы по фауне фораминифер // Авторефер. дисс. док. геол.-мин. наук. Киев. Ин-т геол. наук УССР, 1964. 40 с.

103 Ильина Л.Б. О связи средне- и позднемиоценовых бассейнов Восточного Паратетиса с соседними морями // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2000.Т.8.№3С.94-99.

104 Ильина Л.Б. О связях мэотического моря с Восточным Тетисом // Изв. АН СССР. Сер. геол., 1980, №7, с. 138–142.

105 Ильина Л.Б. Систематический состав и происхождение раннемэотических гастропод // Бюл. МОИП. Отд. геол., 1972, т. 47, вып. 3, с. 47–52.

106 Ильина Л.Б., Невеская Л.А., Парамонова Н.П. Закономерности развития моллюсков в опресненных бассейнах неогена Евразии // Тр. ПИН АН СССР. Т. 155. М.: Наука, 1976. 288 с.

107 Ильницкая Н.М. Поздненеогеновые остракоды юго-запада Украины // Автореф. дисс. к.г.-м.н. Одесса: изд-во ОГУ, 1975. – 35 с.

108 Карлов Н.Н. О возрасте и условиях образования мембранипоровых рифов Керченского полуострова// Изв. АН СССР. Сер. геол. 1937.№6. С.1003-1035.

109 Коваленко В.А. № 12 Reports of the National Academy of Sciences of Ukraine, 2011, № 12 стр. 98-104

110 Колесников В.П. Нижний плиоцен. Понтический ярус // Стратиграфия СССР, т.ХІІ, Неоген. М.-Л. Изд. АН СССР, 1940, с.377-406.

111 Колесников В.П. Сарматские моллюски // В кн.: Палеонтология СССР, Л.: Изд-во АН СССР, 1935, т. 10, ч.2. 507 с.

- 112 Куличенко В.Г., Савронь Э.Б., Сатановская З.Н. К вопросу о стратиграфии сарматского яруса. Геол. журнал 1979. Т.39. №5. С.26-31
- 113 Куличенко и др., 1979
- 114 Милановский Е.Е. Геология России и ближнего зарубежья (Северной Евразии) // Учебник. – М.: Изд-во МГУ, 1996. – 448 с.: ил.
- 115 Михайловский Г.П. Лиманы дельты Дуная в Измаильском уезде Бессарабской губернии // Уч. зап. Юрьевск. ун-та, № 8, 1909, с. 1-64.
- 116 Муратов М.В. История Черноморского бассейна в связи с развитием окружающих его областей // Доп. АН УРСР. – 1991. – №1 – С. 73-77
- 117 Невеская и др., 1993
- 118 Невеская Л.А., Гончарова И.А., Ильина Л.Б. и др. История неогеновых моллюсков Паратетиса // М., 1986
- 119 Невеская Л.А., Воронина А.А., Гончарова И.А., Ильина Л.Б., Параманова Н.П., Попов С.В., Чепалыга А.Л., Бабак Е.В. История Паратетиса // 27-й Междунар. геол. конгр. Москва 4-14 авг. 1984. Палеоокеанология. Колл. 03. Докл., т. 3, М.: Наука, 1984а, с. 91 –101.
- 120 Невеская Л.А., Гончарова И.А., Ильина Л.Б. и др. История неогеновых моллюсков. М.: Наука, 1986, 208 с.
- 121 Невеская Л.А., Гончарова И.А., Ильина Л.Б., Параманова Н.П., Хондкариан С.О. О стратиграфической шкале неогена восточного паратетиса. // М.: Стратиграфия. Геологическая корреляция, 2003, том 11, №2, с. 3-26
- 122 Невеская Л.А., Гончарова И.А., Параманова Н.П. и др. Определитель миоценовых двустворчатых моллюсков Юго-Западной Евразии. М.: Наука, 1993, 412 с.
- 123 Невеская Л.А., Коваленко Е.И., Белуженко Е.В. и др. Объяснительная записка к унифицированной региональной стратиграфической схеме неогеновых отложений южных регионов Европейской части России и объяснительная записка к ней // М.: Палеонтологический ин-т РАН, 2004. 83 с.

- 124 Невеская Л.А., Трубин В.М. История Каспийского бассейна и его фауны моллюсков в позднем плиоцене и раннем плейстоцене // Антропоген Евразии. М.: Наука, 1984. С. 19-27.
- 125 Парамонова Н.П., Белокрыс Л.С. Об объеме сарматского яруса // Бюлл. Московск. об-ва испыт. природы, отд. геологии, т. XIУП (3), 1972, с.35-46
- 126 Певзнер М.А., Семенов В.Н., Вангенгейм Э.А. Положение понта Восточного Паратетиса в магнитохронологической шкале // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2003. Т. 11. № 5. С. 72–81.
- 127 Полухтович Б.М., Попадюк И.В., Самарский А.Д., Хныкин В.И. Особенности геологического строения и перспективы нефтегазоносности юго-западной части Индоло-Кубанского прогиба // М., Геология нефти и газа, 1981, 01.
- 128 Попов С.В. Региональная стратиграфическая шкала неогена юга России: состояние и перспективы // Общая стратиграфическая шкала России: состояние и проблемы обустройства. (Москва, 2013 г.) // Материалы Всероссийского совещания. М.: ГИН РАН, 2013. С. 356–359.
- 129 Попов С.В., Застрожнов А.С. Опорные разрезы неогена Восточного Паратетиса (Таманский полуостров) // Путеводитель экскурсии. Волгоград-Тамань. 1998. 27 с.
- 130 Ростовцева Ю.В. Модели строения отложений шельфовых стоковых течений и подводных валов прибрежного мелководья // Доклады VIII Международной конференции: Новые идеи в науках о Земле. М.: РГГУ, 10-13 апреля 2007, Т.1. – С. 294-295.
- 131 Ростовцева Ю.В. Послойное описание верхнемиоценовых отложений разреза мыса Железный Рог Таманского полуострова (Восточный Паратетис) // Актуальные проблемы неогеновой и четвертичной стратиграфии и их обсуждение на 33-м международном геологическом конгрессе (Норвегия, 2008 г.), Материалы Всероссийского научного совещания, Москва, 1-3 апреля 2009 г., ГЕОС, с. 109-114.

- 132 Ростовцева Ю.В. Фации верхнего мэотиса Таманского прогиба. М.: Литология и полезные ископаемые, 2009а, №6, с. 583-597
- 133 Ростовцева Ю.В. Фации нижнего мэотиса Таманского прогиба. М.: Литология и полезные ископаемые, 2009б, №5, с. 493-507
- 134 Ростовцева Ю.В., Гончарова И. А. Послойное описание верхнемиоценовых отложений разреза Яныш-Такыл (Керченский полуостров)// Проблемы стратиграфии и корреляции фанерозойских отложений Украины. Материалы 33 сессии Палеонтологического общества НАН Украины. (Киев: 6-8 июня 2011) 2011. С.108-109.
- 135 Ростовцева Ю.В., Гончарова И.А. Строение относительно глубоководных отложений нижнего мэотиса Причерноморья (Таманский полуостров: разрез мыса Попов Камень) // Биостратиграфические основы построения стратиграфических схем фанерозоя Украины. Сб. научных трудов Института геологических наук НАН Украины. Киев: УПО. 2008. С.270-275.
- 136 Ростовцева Ю.В., Козыренко Т. Ф. Особенности позднемиоценового диатомового осадконакопления в Керченско-Таманском прогибе // Вестник МГУ. Серия. Геология. 2006. № 4. С.20–29.
- 137 Ростовцева Ю.В., Рыбкина А.И. Циклостратиграфия понтических отложений Восточного Паратетиса (разрез мыс Железный Рог, Тамань) // Вестник Московского Университета. Серия 4: Геология. 2014. № 4. С.50-55.
- 138 Рыбкина А.И., Ростовцева Ю.В. Астрономическая цикличность верхнемиоценовых отложений Восточного Паратетиса (разрез мыс Железный Рог, Тамань) // Вестник Московского Университета. Серия 4: Геология. 2014. № 5. С.72-77.
- 139 Семененко В.Н., Андреева-Григорович А.С., Маслун Н.В., Люльева С.А. Корреляция неогена Восточного паратетиса по планктонным микрофоссилиям (фораминиферы, наннопланктон, диноцисты) // Киев.: Институт геологических наук НАН Украины, 2009. 294-297 с.

- 140 Семененко В.Н., Люльева С.А. Опыт прямой корреляции мио-плиоцена Восточного Паратетиса и Тетиса // Стратиграфия кайнозоя Северного Причерноморья и Крыма. Днепропетровск: Изд-во Днепропетр. ун-та, 1978, вып.2, с.91 – 94.
- 141 Семененко В.Н., Тесленко Ю.В. Геологические события в Восточном Паратетисе на рубеже миоцена и плиоцена // Геологический журнал. 1994. № 1. С.58–68.
- 142 Стеванович П.М. Донь и плиоцен Србије и суседних области // Српска АН. Посебна изд. кн. 187. Геолошки инст., кн. 2. Београд, 1951, 361 с.
- 143 Стратиграфия СССР. Неогеновая система. Полутом 1 // Под ред. Д. В. Наливкина, Б. С. Соколова. – М.: Недра, 1986. – 420 с.
- 144 Стратотипы ярусов неогена Средиземноморья. Т. 1// Ред. Л.А. Невеская, Ф.Ф. Штейнингер. М., 1975
- 145 Трубихин В.М., Пилипенко О.В. Петромагнетизм и палеомагнетизм мезотических отложений опорного разреза Попов камень (Таманский п-ов) // Физика земли. 2011 № 3. С. 83-95.
- 146 Филиппова Н.Ю. Споры, пыльца и органикостенный фитопланктон из неогеновых отложений опорного разреза Железный Рог (Таманский полуостров) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2002. Т.10. №2. С. 80–93.
- 147 Филиппова Н.Ю., Трубихин В.М. Развитие биоты и природно климатической ситуации на рубеже миоценовой и плиоценовой эпох в области Восточного Паратетиса// Позднекайнозойская геологическая история севера аридной зоны (Кайнозойский мониторинг природных событий аридной зоны юга России). Материалы международного симпозиума/ Под ред. Г.Г. Матиша. Ростов н/Д: Изд-во ЮНЦРАН, 2006. С.159–164.
- 148 Фролов В.Т. Литология // Кн. 1: Учебное пособие. М.: Изд-во МГУ. 1992. С. 193.
- 149 Хаин В.Е., Попков В.И., Воскресенский И.А., Короновский Н.В., Левин Л.Э., Мирзоев Д.А., Пирбудагов В.М., Сенин Б.В., Юдин В.В.

- Тектоника южного обрамления Восточно – Европейской платформы // Объяснительная записка к тектонической карте Черноморско-Каспийского региона. Масштаб 1:2 500 000. Краснодар: Кубн. гос. ун-т, 2009. 213 с.
- 150 Чумаков И.С. К проблеме границы миоцен-плиоцен в Эвксине // Геофизический журнал, 2002, 24(2): 104
- 151 Чумаков И.С. К проблеме нижнего понта (новороссийский подъярус) эвксино-каспия // Вестн. Моск. Ун-та. Сер. 4 Геология. 2000. №3: с. 17-22
- 152 Чумаков И.С. Радиометрическая шкала для позднего кайнозоя Паратетиса // Природа. 1993, № 12, с. 68-75
- 153 Чумаков И.С., Бызова С.Л., Ганзей С.С. Геохронология и корреляция позднего кайнозоя Паратетиса // М.: Наука, 1992. – 96 с.
- 154 Чумаков И.С., Ганзей С.С., Бызова С.Л., Добрынина В.Я., Параманова Н.П. Геохронология сармата Восточного Паратетиса // Докл. АН СССР, 1984, т. 276, №5, с. 1189–1193
- 155 Чумаков И.С., Головин Д.И., Ганзей С.С. К геохронологии мэотического яруса (верхний миоцен) Восточного Паратетиса // Доклады Академии Наук, 1996, т.347, №3, С.372-373.
- 156 Чумаков И.С., Юцис В.В. Плиоцен-четвертичные бассейны Восточного Средиземноморья // Бюлл. МОИП. Отд. геол., 1982, т. 56, вып. 6, с. 14–21.
- 157 Щерба И.Г., Ильина Л.Б., Хондکاریан С.О. Мэотический этап развития Восточного Паратетиса и его складчатого обрамления // Докл. РАН. 2001. Т. 381. №5 – С.656-660.