

К ВОПРОСУ О ГЕНЕЗИСЕ САПРОПЕЛЕВЫХ ОСАДКОВ

Приведен анализ существующих представлений о происхождении сапропелевых осадков Черного моря, предложена гипотеза генезиса осадков.

Начиная от позднего докембрия до современной эпохи, выделяется около двадцати стратиграфических уровней распространения отложений, значительно обогащенных органическим веществом (ОВ), фосфором, ураном и другими всегда сопровождающими их элементами [20]. Самым недавним примером образования таких отложений являются голоценовые сапропелевые илы Черного моря и сходные с ними сапропелевидные илы в Балтийском море, Атлантическом и Тихом океанах. Вопросы происхождения и условий накопления обогащенных ОВ осадков и отложений привлекают внимание исследователей уже несколько десятилетий. Предложенные гипотезы периодически подвергаются пересмотру.

Проблема генезиса сапропелевых голоценовых осадков Черного моря в той или иной мере затрагивалась в работах Н. И. Андрусова [3], А. Д. Архангельского [4], А. Д. Архангельского и Н. М. Страхова [5, 6], Н. Caspers [43], Н. М. Страхова [28, 54, 56], Е. Degens & Д. Ross [55], К. М. Шимкуса и др. [32], Ф. А. Щербакова и др. [37, 38], Н. М. Андреевой и др. [2], Е. Degens [45], Е. М. Емельянова и др. [8], В. М. Сорокина и др. [26, 27], С. Г. Неручева [20], С. Glenn & М. Arthur [48], М. Н. Алексеева и др. [1], S. Calvert [40, 42], T. Pedersen и S. Calvert [51], Г. М. Парпаровой и др. [21], Ю. Н. Демедюка и В. И. Мельника [10, 11], J. Middelburg et al. [50], S. Calvert & T. Pedersen [41] и в ряде других. Тем не менее, на сегодняшний день проблема однозначно не решена.

Согласно Н. М. Страхову [28], чья точка зрения на происхождение сапропелевых голоценовых илов Черного моря была впоследствии в принципе поддержана многими другими исследователями [21, 26, 27, 32, 38, 48], толчком для сапропеленакопления (интенсивного накопления $C_{орг}$) послужили изменения климата и прорыв средиземноморских вод. Поскольку в новоэвксинском бассейне наблюдалась высокая концентрация питательных солей (N, P, SiO_2) в глубоких горизонтах, а тяжелые средиземноморские воды, растекаясь по дну, вытесняли вверх более легкие полупресные, зона фотосинтеза с момента прорыва средиземноморских вод в новоэвксинский бассейн стала получать снизу усиленные дозы питательных веществ, и на планктонной пленке биоса это отразилось пышным цветением водорослей и зоопланктона, а на осадках — усиленным накоплением $C_{орг}$. После исчер-

© Т. С. Куковская¹:

¹ Отделение морской геологии и осадочного рудообразования НАН Украины.

пания резервов питательных солей, явившихся базой для расцвета планктона, произошло существенное падение продуктивности планктона, и сапропелевые древнечерноморские илы сменились пелитовыми современными, гораздо более бедными $C_{орг}$ илами.

Сапропеленакопление протекало в условиях теплого гумидного климата (он был влажнее современного), когда с водосбора поступали максимальные объемы органических питательных веществ, что фиксируется по двух-трехкратному увеличению абсолютных масс ОВ [21]. По мнению авторов [8], это обстоятельство в основном привело к бурному расцвету динофлагеллят и интенсивной поставке планктоногенного органического материала на дно моря. При этом размеры и местоположение областей, где формировались сапропели, менялись с изменениями гидродинамического режима бассейна. Совместное накопление $C_{орг}$ и диатомового кремнезема, что также имело место на некоторых участках дна в западной части моря, по мнению этих же авторов, связано, главным образом, с максимальной поставкой питательных солей крупнейшими равнинными реками северо-западного водосбора в периоды некоторого охлаждения вод и расцвета диатомей.

Таким образом, согласно представлениям большинства исследователей, схематически процесс накопления сапропелевых осадков выглядит следующим образом: изменение климата в сторону потепления — приток средиземноморских вод плюс возрастание сноса органического материала с суши — бурное развитие фито- и зоопланктона и резкое увеличение его продуктивности — накопление сапропелевых осадков. Эта схема дана в самых общих чертах и, естественно, не учитывает всех факторов, влияющих на накопление и распределение ОВ по площади бассейна в древнечерноморское время. К таковым относятся гидродинамический режим в прямой (перенос материала) и косвенной форме (уменьшение подачи разбавляющего обломочного материала на отдельные участки дна ведет к повышению процентного содержания $C_{орг}$), структурно-тектонические [1], гидрологические и гидрохимические условия, а также факторы геолого-исторического и экологического характера. Выявление доли влияния последних двух групп факторов может дать многое для понимания генезиса морских сапропелей.

Так, с проблемой накопления сапропелей в Черном море в голоценовое время тесно связан вопрос происхождения сероводородного заражения вод бассейна. В. Я. Троцюк и др. [29] рассматривают формирование на дне восстановленных сильно обогащенных ОВ сапропелевых осадков в причинно-следственной связи с газовой спецификой черноморских вод. На сегодня вопрос все еще остается открытым, так как различные исследователи придерживаются часто полярных точек зрения. Е. М. Емельянов и др. [8], М. Н. Алексеев и др. [1], Г. М. Парпарова и др. [21] считают, что сероводородное заражение вод бассейна предшествовало процессу сапропеленакопления. Когда окончательно установилось постоянное донное течение из Мраморного моря в Черное и очень быстро произошло заполнение его впадины тяжелыми, солеными, слабоперемешиваемыми и плохо аэрируемыми водами, была нарушена аэрация придонного слоя вод и осадков впадины, что вызвало начало сероводородного заражения и резкое восстановление

верхнего слоя осадков еще до того момента, когда создались условия для увеличения биопродуктивности планктона и формирования сапропелевых илов во впадине и обогащенных сапропелем осадков на шельфе [10]. Сероводородное заражение вод способствовало максимальному обогащению осадков ОВ [21], предотвращая ОВ от интенсивного окисления при прохождении водной толщи [8]. Авторы [21] считают, что при отсутствии условий, облегчавших возникновение сероводородного заражения (затрудненный водообмен), накапливались сапропелевые осадки, обедненные ОВ (Каспийское, Средиземное, Красное моря).

С. Glenn & М. Arthur [48] установили, что уровень аккумуляции $C_{орг}$ значительно выше в сапропеле по сравнению с современными илами, а объем седиментации в древнечерноморских (сапропелевых) и современных осадках примерно одинаков. С выводами, изложенными в работе [48], в целом согласуются и результаты исследований С. Calvert et al. [42]. А данные С. Calvert по изотопам углерода [40] дают возможность предполагать, что сапропели сформировались в результате избирательного сохранения отложившегося углерода. Гипотеза же о формировании сапропелей в исключительно анаэробных условиях [2, 21, 38, 48] ставится С. Calvert [40], С. Calvert & J. Vogel [42] под сомнение. По мнению этих авторов, при обосновании происхождения голоценовых сапропелевых илов в Черном море должны учитываться изменения первичной продуктивности бассейна в плейстоцене — голоцене независимо от содержания в водах бассейна кислорода. А учитывая к тому же преимущественно морской генезис $C_{орг}$ установленный S. Calvert et al. [39] по более тяжелому изотопному составу углерода в сапропеле по сравнению с углеродом полигенной природы (смесь планктонного и терригенного углерода) в подстилающих и перекрывающих осадках, можно говорить, что сапропель является результатом пульсирующего осаднения морского органического материала, продуцируемого, вероятно, в условиях высокой первичной продуктивности во время эволюции плейстоценового озера в современный бассейн. Спорадические во времени и пространстве повышения уровня первичной продуктивности, отражающие изменения в поведении и/или состоянии системы океан — атмосфера, обеспечивают более надежное объяснение происхождения современных и четвертичных обогащенных $C_{орг}$ отложений и меловых черных сланцев. То есть, наличие или отсутствие анаэробных условий не является фактором, контролирующим накопление обогащенных ОВ фаций [51].

Более того, исследовав поведение в осадках таких элементов, как Вг, I, Mn Т. Pedersen и S. Calvert [51] показали, что в бассейне существовали аэробные условия у дна, и что анаэробные условия установились, когда начали накапливаться слоистые осадки единицы 1.

В свое время еще Н. М. Страхов [28], а позднее К. М. Шимкус и др. [32] и В. М. Сорокин и др. [27] предположили, что именно богатство черноморских илов ОВ явилось причиной усиленной генерации сероводорода и поступления его в воду; застойные явления способствовали формированию в древнечерноморское время мощной зоны сероводородного заражения (гипотеза биогенного происхождения сероводородного заражения).

С применением современных методов исследования в геологии появилась возможность более детального, на молекулярном уровне изучения ОВ, что дало основание для более глубокого изучения механизма накопления сапропелевых осадков в голоценовое время в Черноморском бассейне. Такие исследования установили участие бактериопланктона в пуле ОВ, слагающего сапропелевые илы. На наличие в органическом материале возможных бактериальных органических остатков обращали внимание авторы работ [18, 53, 55]. И хотя никто не отрицает полигенетическую природу ОВ сапропелевых осадков, основная его доля, по мнению авторов [2], представлена продуктами бактериального хемосинтеза.

Согласно Н. М. Андреевой с соавторами [2], образование специфического сапропелевого горизонта могло произойти в условиях усиленного поступления средиземноморских вод и меньшего, чем в современный период, речного стока, а также существования сероводородного заражения почти всей водной толщи, которое произошло за сравнительно короткий период времени и могло быть обусловлено действием биологического или/и геологического факторов [14]. Предполагается также, что в этих условиях произошел подъем границы раздела H_2S/O_2 почти к поверхности, что, в свою очередь, значительно ослабило развитие процессов фотосинтеза.¹ Напротив, в периоды повышенного поступления с речными водами растительного детрита создались благоприятные условия для развития в зоне H_2S/O_2 процессов бактериального хемосинтеза². Его продукты³ и служили важной составной частью сапропелевого ОВ осадков. Интенсивность хемосинтеза в пограничной зоне H_2S/O_2 определялась количеством и качеством ОВ, поступающего в нее [53]. Микрослоистое строение сапропелевой толщи показывает, что режим поверхностных вод Черного моря во время их формирования был довольно неустойчивым: этапы накопления сапропелевого ОВ, глинистых частиц и единичных прослоев кокколитовых, диатомовых илов сменяли друг друга. Следует добавить, что период от 7,5 до 3,5 тыс. лет назад характеризовался существованием в Черном море нестабильного планктонного сообщества, в котором зоопланктон, а также диатомовые и кокколитофориды почти отсутствовали [44], когда граница H_2S/O_2 располагалась на меньшей глубине, чем на современном этапе. Когда эта граница достигала уровней, наиболее благоприятных для их развития, отлагались микрослойки кокколитовых или диатомовых илов.

¹ Слой сосуществования O_2 и H_2S , являющийся дополнительным резервуаром взвешенного материала, где наряду с терригенно-обломочной и биогенной составляющей существенное значение имеют хемогенные образования [24]; является геохимическим барьером (граница аэробных и анаэробных условий). В зоне контакта H_2S и O_2 вод протекают активные биогеохимические процессы, связанные с жизнедеятельностью хемоавтотрофных и в меньшей степени метанотрофных микроорганизмов.

² Сущность такова, что хемоавтотрофные микроорганизмы способны синтезировать ОВ, используя углекислоту в качестве единственного источника углерода, а восстановленные минеральные соединения в основном серы и азота как источник энергии. При синтезе ОВ метанотрофными бактериями в основном используется углерод промежуточных продуктов окисления метана и частично углерод углекислоты. Процесс хемосинтеза был открыт в 1887 г. С. Н. Виноградским [7].

³ В данном случае речь идет только о процессе вторичного синтеза ОВ (хемоавтотрофном и метанотрофном) за счет энергии восстановленных соединений, формирующихся непосредственно в водной толще при бактериальной анаэробной деструкции фотосинтезированного планктонного ОВ [18].

Доля $C_{\text{орг}}$, произведенного в процессе хемосинтеза в современную эпоху осадконакопления (H_2), не значительна над дном глубоководной котловины, но резко возрастает над верхней частью склона [53]. Характерно, что именно здесь обогащение сапропелевым веществом наблюдается как в древнечерноморских (сапропелевых и сапропелевидных), так и в современных (кокколитовых) осадках. Вряд ли это совпадение зон хемосинтеза и районов обогащения современных осадков сапропелевым ОВ можно считать случайным. Вместе с тем, в современных осадках основная масса органического материала в силу развития благоприятных условий (изменение режима водообмена со Средиземным морем, увеличение речного стока, увеличение мощности кислородного слоя) продуцировалась процессами фотосинтеза.

Количественные оценки продукции хемосинтеза в морских водах, сделанные с помощью радиоизотопного метода (^{14}C) для зоны контакта кислородных и сероводородных вод Черного моря [15, 22], свидетельствуют о не менее чем 10%-м вкладе хемосинтезированного ОВ в общий круговорот органического углерода. По оценкам С. Б. Гулина и М. Б. Гулина [9], величины продукции $C_{\text{орг}}$ в процессах фото- и хемосинтеза в осеннее-зимний период сопоставимы между собой. Поэтому не исключено, что образование изотопнолегких черноморских сапропелевых илов ($^{13}C = 26-28\text{‰}$) связано с еще более масштабными процессами бактериального метаноокисления в древнечерноморское время. Также, по мнению авторов [18], процессы эти протекали в бессероводородном водоеме.

Существование в водной толще аллохтонных восстановленных соединений, поступающих в составе холодных источников — газовых струй и сипов, разгружающихся на дне морей и океанов, могут быть рассмотрены как еще один тип источников энергии (донор электронов) для процесса бактериального хемосинтеза и метанотрофии (процессы вторичного синтеза ОВ). В Черном море такие выходы газовых источников из осадочных отложений расположены на различных глубинах материкового склона от 130 до 1800 м [18, 33]. В составе газов придонных вод обнаружены метан, азот, водород [33].

В ряде случаев в составе источников присутствует сероводород, хотя и не всегда в значительных количествах [18, 33, 36]. По предварительным оценкам [18, 46], в местах разгрузки газосодержащих растворов на дне водоемов происходят активные процессы хемоавтотрофного и метанотрофного синтеза ОВ de nova, которые имеют глобальные масштабы, так как объем метановых и сероводородных флюидов, поступающих в океан только в составе холодных газовых источников, составляет не менее $1 \text{ км}^3/\text{год}$.

Можно предположить, что во время накопления обогащенных ОВ осадков такие процессы были развиты еще шире. По мнению П. Димитрова [12, 13] и Г. Г. Поликарпова и др. [23], метан мигрировал в голоценовые осадки из более глубоких горизонтов. Г. Г. Поликарпов с соавторами, исходя из приуроченности газовых источников к определенным элементам рельефа дна (изломы дна, склоны поднятий), рассматривают газовыделения как явление геологического характера, не связанное непосредственно с деструкцией ОВ. Исходя из однотипного распределения в колонках метана и ароматиче-

ских углеводородов, авторы [19] предположили наличие потока лабильных углеводородов из подстилающей осадочной толщи (основными генерирующими углеводороды отложениями считают верхний подкомплекс эоцена и олигоценовую толщу, а по мнению Троцюк В. Я. и др. [29] при высоких температурах осадконакопления интенсивное метанообразование происходило и в бедных ОВ осадках (лютитях).

Имеющиеся в литературе данные [18] свидетельствуют об аномальном изотопном составе C_{org} биомассы бактерий и животных из биологических сообществ холодных газовых источников по сравнению с морским планктонным ОВ фотосинтезного происхождения. Поступление такого аномального ОВ в осадки могло сдвинуть изотопный состав C_{org} в сторону увеличения содержания легкого изотопа C_{org} в ОВ сапропелевого ила в случае метанотрофного процесса (CH_4 -источники).

Мог существовать еще один источник энергии для процесса бактериального хемосинтеза и метанотрофии в Древнечерноморском бассейне. Однако на сегодняшний день такой источник для Черного моря с достоверностью не установлен. Речь идет об эндогенных восстановленных соединениях серы, углерода, азота, железа, марганца и др. в активных рифтах, которые, попадая из гидротермальных источников в насыщенную кислородом воду, окислялись при участии аэробных хемоавтотрофных и метанотрофных бактерий (процесс образования первичной продукции хемосинтеза и метанотрофии)⁴.

Из приведенных в работе [18] данных следует, что численность хемоавтотрофных (тионовых и нитрификаторов) и метанотрофных бактерий в придонных водах у выхода гидротерм на 1–2 порядка выше, чем в окружающих водах. При этом, неметанотрофные микроорганизмы у выхода гидротерм в бассейне Гуаймас составляют от 2 до 40%, а у выхода источников горы Осевой — от 7 до 10% от величины общей численности микроорганизмов, учитываемых прямым счетом. Поставленные Ю. Г. Чугунным и др. [31] исследования на акватории мелководной северо-западной части Черного моря показали, что в чехле осадков в зоне температурных аномалий на тектонических поднятиях фиксируются поля повышенных концентраций метаноокисляющей микрофлоры, на которые накладываются аналогичные поля бентосных биотипов. Этими же авторами на базе серии исследований метаноокисляющих бактерий, обладающих способностью создавать свою биомассу за счет разложения метана на CO_2 и H_2O с выделением тепла, с которым связаны температурные аномалии в осадочном чехле, был сделан вывод о биохемосинтезе ОВ и связи зон повышенной биологической продуктивности с глубинными эксталяциями в условиях абиссали океанического дна. Исследованиями этих же авторов [31], проведенными в зоне Галапагосского рифта, было также показано, что и в глубоководной зоне океана, где процессы фотосинтеза не имеют места, на базе переработки бактериями сероводорода, поступающего путем эксталяций, происходит биохимический

⁴ Уникальные экосистемы и бактериальные сообщества, целиком зависящие от геотермальной (а не солнечной) энергии, были открыты в 1977 году в активных рифтах срединноокеанических хребтов P. F. Lonsdale [43].

синтез ОВ, которое вовлекается в трофические цепи, обеспечивая при этом высокий объем биомассы в ореолах выходов термальных источников.

Связаны ли с глубинными эксгаляциями H_2S и/или CH_4 биохемогенный синтез ОВ и зоны повышенной биологической продуктивности в Черном море, однозначно не установлено.

Достоверно установлено, что, во-первых, изотопнотяжелый метан, имеющий термокаталитическое происхождение [17], всегда присутствует в составе газов активных гидротермальных полей в рифтовых зонах океанов. Минимальная интенсивность потока метана из активных сипов в зонах субдукции оценивается величиной, на три порядка превышающей величины продуктивности биогенного метанообразования [17, 47]. Придонный слой воды над этими полями обогащен метаном на 1–5 порядков выше. В Черном море изотопнотяжелый метан пока не обнаружен. Однако ряд косвенных признаков, установленных на полигоне юго-западнее мыса Херсонес, таких как приуроченность к разломной зоне акустических аномалий, их связь с газонасыщенными илами, высокая интенсивность газовыделений, аномально высокое содержание метана в придонных водах, существование аномально высокого теплового потока, наличие в разломной зоне гидротермально измененных пород и газовыводящих карбонатных построек позволяют предположить преимущественно миграционный механизм газопроявлений на полигоне и смешанный (биогенный-абиогенный) генезис метана. Во-вторых, анализ накопленных за последние десятилетия данных по распределению концентраций сероводорода в водной толще Черного моря [25, 34] показал, что максимальные концентрации H_2S , так же, как CH_4 , обнаруживаются над крупными разломами. По мнению авторов [25], это обусловлено активно протекающими на больших глубинах (2,5–3 км) при температурах 80–150 °С абиогенными процессами восстановления сульфатов углеводородами, приводящими к образованию H_2S , и последующей миграцией H_2S совместно с углеводородами глубинными (ювенильными) водами по трещинам и разломам в вышележащие горизонты, вплоть до морского дна. По мнению С. Г. Неручева [20], с глубинными водами могли также поступать уран и др. металлы. Предположение возможности поступления глубинных вод с повышенной концентрацией урана и др. металлов во время накопления сапропелевых илов встречает большие трудности, возникающее при объяснении накопления в Черном море примерно 5–7 млн тонн урана за 4 тыс. лет [52], если считать, что его поступление происходило в море только за счет речного стока.

Кроме того, ОВ, формирующееся за счет бактериальных хемоавтотрофных и метанотрофных процессов на активных гидротермальных полях срединноокеанических хребтов, отличается от обычного фотоавтотрофного планктоногенного ОВ морских водоемов по изотопному составу входящих в его состав углерода, серы, азота и по соотношению этих элементов в биомассе хемосинтезирующих бактерий и симбиотрофных животных [18], что также можно использовать в качестве доказательства существенного вклада хемоавтотрофной бактериальной продукции в древнечерноморские осадки Черного моря.

Таким образом, учитывая вышеприведенные факты и данные о составе ОВ сапропелевых осадков, можно предположить преимущественно хемосинтезное и метанотрофное происхождение сапропелевых илов в Черном море в голоцене. Широкое развитие процессов хемосинтеза и метанотрофии могло быть результатом влияния глубинных факторов, о чем свидетельствует интенсивная сейсмостектоническая активность, в том числе подводная вулканическая деятельность [16, 33, 35] во время накопления этих осадков.

Как считает С. Г. Неручев [20], бесполезно искать какие-либо локальные фациальные причины, вызвавшие интенсивное накопление илов с высокой концентрацией ОВ. По-видимому, процессы интенсивного накопления в голоцене ОВ, обогащенного фосфором, ураном и другими металлами, были вызваны как в Черном море, так и в других бассейнах не сугубо местными причинами, а глобальными взаимосвязанными факторами, такими, как изменения климата, магнитного поля Земли⁵, значительным подъемом уровня Мирового океана, которые проявились развитием трансгрессии, сейсмостектоническим кризисом, увеличением биопродуктивности бассейна. Хотя специфика местных фациальных, гидродинамических и гидрохимических условий, конечно же, внесла некоторые особенности в проявление в голоценовой эпохе интенсивного накопления ОВ_{сип} в конкретном бассейне, сероводородное заражение водной толщи бассейна явилось не причиной, а следствием интенсивного накопления ОВ [20]. Зараженность вод Черного моря сероводородом, возникшая также и в результате разложения интенсивно накапливавшегося ОВ в условиях затрудненного водообмена, сохранилась до сих пор, но формирование столь богатых сапропелевым ОВ осадков в субатлантическом периоде прекратилось.

Как представляется, гипотеза хемосинтезного происхождения ОВ сапропелевых осадков, впервые предложенная Н. М. Андреевой и соавторами [2], дает возможность раскрыть механизм образования обогащенных ОВ сапропелевого типа осадков в Черном море, хотя и содержит ряд спорных моментов. Во-первых, она предполагает сероводородное заражение почти всей водной толщи за сравнительно короткий период времени, в то время когда сам факт сероводородного заражения водной толщи Древнечерноморского бассейна многими исследователями ставится под сомнение или отвергается вовсе. Во-вторых, даже 10% вклада хемосинтезированного ОВ в общий круговорот $C_{орг}$, по-видимому, было бы явно недостаточно для того, чтобы накапливались сапропелевые осадки. Поэтому представляется, что образование черноморских сапропелевых илов скорее всего связано с еще более масштабными процессами бактериального метаноокисления и хемосинтеза в древнечерноморское время.

⁵ По данным П.Смита (1968 г.) эпохе глобальных изменений (быстрый подъем вод Мирового океана, смена бореального климата значительно более влажным и теплым атлантическим), сопровождавшихся экстремальной биопродуктивностью фитопланктона и интенсивным накоплением сапропелевого ОВ в осадках Черного моря и в ряде других районов мира, соответствует значительное изменение магнитного поля Земли. Магнитный момент в период примерно от 7 до 5 тыс. лет значительно уменьшился от $10 \cdot 10^{25}$ СГС, достигнув минимума, а затем снова возрос до своего первоначального значения около 9²⁵ примерно 3 тыс. лет назад, когда интенсивное накопление сапропелевого ОВ прекратилось.

По нашему мнению, решающая роль в формировании сапропелевых осадков может быть отведена процессам бактериального хемосинтеза и метанотрофии. Широкое развитие этих процессов вполне могло быть результатом влияния как экзогенных, так и эндогенных, связанных с интенсивной сейсмотектонической активностью, в том числе вулканической деятельностью, факторов. Источником энергии могли быть помимо автохтонных, аллохтонные восстановленные соединения, поступающие в составе газовых струй и сипов, а также из эндогенных, в том числе гидротермальных источников.

1. *Алексеев М. Н., Чистяков А. А., Щербаков Ф. А.* Четвертичная геология материковых окраин. — М.: Недра, 1986. — 244 с.
2. *Андреева Н. М., Котенев Б. Н., Розов Л. Н.* Об изменении биопродуктивности вод Черного моря в голоцене // Поздняя история и седиментогенез окраинных и внутренних морей. — М.: Наука, 1979. — С. 64–72.
3. *Андрусов Н. И.* Проблемы дальнейшего изучения Черного моря и стран его окружающих. О сероводородном заражении и Черном море. — Зап. Акад. наук, физ.-мат. отдел., сер. 8. — 1894. — № 1.
4. *Архангельский А. Д.* Осадки Черного моря и их значение в седиментологии // Бюллетень московского общества испытателей Природы, т. 5. — 1932. — С. 199–289.
5. *Архангельский А. Д., Страхов Н. М.* Геологическая история Черного моря // Бюл. МОИП. — 1932. — 10. № 1. — С. 3–104.
6. *Архангельский А. Д., Страхов Н. М.* Геологическое строение и история развития Черного моря. — М., Л.: Изд. АН СССР, 1938. — 226 с.
7. *Виноградский О. Н.* Хемосинтез. — М.: Наука, 1989. — 22 с.
8. *Геохимия позднекайнозойских отложений Черного моря.* Отв. ред. Батурин Г. Н. — М.: Недра, 1982. — 208 с.
9. *Гулин О. Б., Гулин М. Б.* Экспедиционные исследования Черного моря (весна 1988 года) // Депон. ВИНТИ 15.05.1989, № 3240–1389. — С. 59.
10. *Демедюк Ю. И., Мельник В. И., Ковалюх Н. Н.* Радиологический возраст и эволюция позднечетвертичной седиментации донных осадков Босфоро-Анатолийской части Черного моря // Препр. 88-1. — К.: ИГН АН УССР, 1988. — 52 с.
11. *Демедюк Ю. И., Мельник В. И.* Позднечетвертичные донные осадки Босфоро-Анатолийской части Черного моря. — К.: Наукова Думка, 1990. — 108 с.
12. *Димитров П. С., Дачев В. Ж., Наколов Х. И. и др.* Естественни газови извори в акваторията на Балчишкия залив // Океанология. — София, 1979. — № 4. — С. 43–48.
13. *Димитров П. С.* Потенциални ресурси на морското дно // Бюлетин на НОК. — 1987. — № 2. — С. 15–17.
14. *Иванов М. В., Леин А. И., Карначук О. В.* Новые доказательства биогенной природы сероводорода в Черном море // Геохимия. — № 8. — 1992. — С. 1186–194.
15. *Изучение геологической истории и процессов современного осадкообразования Черного и Балтийского морей.* Ч. 1. — К.: Наукова думка, 1983. — 148 с.
16. *Иванов М. К., Корнюхов А. И., Кульчицкий Л. М. и др.* Грязевые вулканы в глубоководной части Черного моря // Вестник Моск. ун-та. Сер. геол. — 1989. — № 3. — С. 48–54.
17. *Иванов М. В., Леин А. Ю., Ильченко В. Ф.* Глобальный метановый цикл в океане / Геохимия. — 1992. — № 7. — С. 1035–1045.
18. *Леин А. Ю. и др.* Роль процессов бактериального хемосинтеза и метанотрофии в биохимии океана // Геохимия, РАН. — 1993. — № 2. — С. 252–268.
19. *Литология и геохимия осадкообразования в приустьевых районах западной части Черного моря.* — М.: Изд. АН СССР, 1987. — 150 с.

20. *Неручев С. Г.* Уран и жизнь в истории Земли. — М.: Недра, 1982. — 208 с.
21. *Парнарова Г. М., Сорокин В. М., Четверикова О. П.* Петрографическая характеристика нерастворимой части органического вещества сапропелей во внутриконтинентальных морях // Известия ВУЗов. Геология и разведка. — 1990. — № 7. — С. 59–66.
22. *Поликарпов Г. Г. и др.* // Докл. АН УССР. — 1990. — Сер. Б, № 4. — С. 75.
23. *Поликарпов Г. Г., Миронов О. Г., Егоров В. Н.* Молисмология Черного моря. — К.: Наукова думка, 1992. — 304 с.
24. *Розанов А. Г.* Об особенностях осадкообразования и диагенеза в приустьевых и глубоководных районах Черного моря // Литология и геохимия осадкообразования в приустьевых районах западной части Черного моря. — М. 1987. — С. 143–149.
25. *Рябинин А. И., Кравец В. Н.* Современное состояние сероводородной зоны Черного моря (1960–1986). — М.: Гидрометеониздат, 1989. — 230 с.
26. *Сорокин В. М., Соколов В. Н., Чернышева М. Б.* Литология и условия накопления сапропелей в Черном, Каспийском и Средиземном морях // Литол. и полезн. ископ. — 1984. — № 1. — С. 153–158.
27. *Сорокин В. М., Чернышева М. Б.* Условия накопления позднечетвертичных сапропелей в Средиземном, Черном и Каспийском морях // Тезисы докладов II Всесоюзного съезда океанологов. Вып. 7, ч. 2. — Ялта, 1982. — С. 50.
28. *Страхов Н. М.* Общие проблемы геологии, литологии и геохимии. — М.: Наука, 1983. — 640 с.
29. *Троцюк В. Я. и др.* Газы придонных вод Черного моря // Литология и геохимия осадкообразования в приустьевых районах западной части Черного моря. — М., 1987. — С. 108–116.
30. *Хрисчев Х. Г. и др.* Литостратиграфия и литофациальные особенности верхнечетвертичных глубоководных осадков Западночерноморской депрессии // Geol. Balc., 1988. — Vol. 18. — P. 143–159.
31. *Чугунный Ю. П., Геворкьян В. Х., Лялько В. И. и др.* О биологическом контроле некоторых геологических процессов в океане и его значении в осадкообразовании // Геология, геофизика и геохимия океана: осадочный слой; палеоокеанология // Тезисы докл. III съезда советских океанологов. — Л., 1987. — С. 237–238.
32. *Шимкус К. М., Емельянов Е. М., Тримонис Э. С.* Донные отложения и черты позднечетвертичной истории Черного моря // Земная кора и история развития Черноморской впадины. М.: Наука. 1975. — С. 138–161.
33. *Шнюков Е. Ф. и др.* Геологические исследования рейса НИС “Ихтиандр” в Черное море // Препр. 94-1. — К.: ОМГОР ЦНПМ НАНУ, 1994. — 108 с.
34. *Шнюков Е. Ф. и др.* Геологические исследования 44 рейса НИС “Ак. Вернадский” // Препр. 93-1. — К.: ОМГОР ЦНПМ АНУ. 1993. — 76 с.
35. *Шнюков Е. Ф., Гнатенко Г. И., Нестеровский В. А., Гнатенко О. В.* Грязевой вулканизм Керченско-Таманского региона. — К.: Наукова думка, 1992. — 200 с.
36. *Шнюков Е. Ф., Митин Л. И., Клещенко С. А. и др.* Зона акустических аномалий в Черном море близ Севастополя // Геологический журнал. — 1993. — № 4. — С. 62–67.
37. *Щербаков Ф. А. и др.* Сапропелеподобные отложения Черного моря и условия их накопления // Материалы по минералогии, петрографии и геохимии осадочных пород и руд. Вып. 4. — К. 1976. — С. 32–36.
38. *Щербаков Ф. А., Куприн П. Н. и др.* Осадконакопление на континентальной окраине Черного моря. — М.: Недра, 1978. — 212 с.
39. *Calvert S., Fontugne M.* Isotopic evidence for the marine source of organic matter in the Holocene Black Sea sapropel // Isot. Geochim., 66. — 1987. — P. 315–322.
40. *Calvert S.* Organographic controls on the accumulation of organic matter in marine sediments // Marine Petroleum Source Rocks Geological Society Special Publication. — 1987. — № 26. — P. 137–151.

41. *Calvert S., Pedersen T.* Organic Carbon Accumulation and Preservation in Marine Sediments: How Important is Anoxia? Organic Matter: Productivity, Accumulation and Preservation in Recent and Ancient Sediment // Columbia Univ. Phus.— 1992.— P. 233–263.
42. *Calvert S., Vogel J., Southon J. R.* Carbon accumulation rates and the origin of the Holocene sapropel in the Black Sea // *Geology*.— 1987.— Vol. 15.— P. 918–921.
43. *Caspers H.* Black Sea and the Sea Azov // *Freatize on marine ecology*.— Geological Society of America Memoir, 1957.— № 67, part 1.— P. 803–890.
44. *Degens E., Hecky R.* Paleoclimatic reconstruction of late Pleistocene and Holocene based on biogenetic sediments from the Black Sea and a tropical African lake // *Collog. Intern. CNRS*.— 1974.— 219.— P. 1–12.
45. *Degens E.* Warven-Chronologie und Fruhdiagenetische Umsetzungen organischer Substanzen holozaneu Sedimente des Schwarzen // *Neues Jahrbuch fur Geologie und Palaantologie Monatshefte*.— 1980.— P. 65–86.
46. Fluids in subduction zones. *Cadet I. & Pichon X.* Eds // *Abstr. volume*.— Paris, 1990.— 71 p.
47. *Garson B., Suess E., Streasser J.* Fluid from and muss Flux determination and west sites the cascadia margin accretionary prism // *J. Geophys. Res.*— 1990.— № 86.— P. 8891–8897.
48. *Glenn C., Arthur M.* Sedimentary and geochemical indicators of productivity and oxygen contents in modern and ancient basins: The Holocene Black Sea as the “tipe” anoxic basins // *Chemical Geology*.— 1985.— № 48.— P. 325–354.
49. *Lonsdale P.* // *Deep Sea Res.*— 1977, Vol. 24.— P. 592.
50. *Middelburg J., Calvert S., Karlin R.* Organic-rich transitional facies in silled basins: Response to Sea-level change // *Geology*.— 1991.— Vol. 19.— P. 679–682.
51. *Pedersen T., Calvert S.* Anoxia V. Productivity: What Controls the Formation of Organic-Carbon-rich Sediments and Sedimentary Rocks? // *The American Assoc. of Petrol. Geol. Bull.*— 1990.— Vol. 74, № 4.— P. 454–466.
52. *Riffat A. El-Sayed M. et. al.* Geochemical Prediction models of manganese, zink, nickel, copper and cadmium in Hill Shelf sediments // *Marine Geology*.— 1991.— Vol. 108, № 1.— P. 59–71.
53. *Sorokin J. I.* In the primary production and bacterial activities in the Black Sea // *J. cons. inter. explor. mer.*— 1964.— Vol. XXIX, № 1.— P. 41–72.
54. *Strahov N. M.* Principes of lithogenesis, Vol. 2. Edinburg, Oliver and Boud, 1967.— 609 p.
55. The Black Sea — Geology, Chemistry and Biology. *Degens E. & Ross. D.* eds. Am. Assos. Petrol. Geol. Memoir 20, Tusla, Oklahoma, USA, 1974.— 633 p.
56. *Waples D.* Organic Geochemistry for Exploration Geologists // *Burgess Publ. Comp., Minnesota*, 1981.— 151 p.

Наведено аналіз існуючих уявлень стосовно походження сапропелевих осадків Чорного моря, запропоновано гіпотезу генезису осадків.

The existent concepts of origin of the Black sea sapropel precipitations are analysed, the hypothesis of genesis of precipitations is suggested.