

УДК 551.465:551.791

## ЭККУРС ГЁТЕБОРГ В ОСАДКАХ ЧЕРНОГО МОРЯ

© 1998 г. **Е. Л. Демиденко**, С. С. Фаустов, С. Д. Николаев

Московский государственный университет, 119899 Москва, Университетская площадь, 1, Россия

Поступила в редакцию 17.01.96 г.

Исследовано 12 колонок позднеплейстоцен-голоценовых отложений, отобранных прямоочными трубками на материковом склоне и в глубоководной части Черного моря на полигоне Адлер–Туапсе. В четырех из них в новозевксинских отложениях выявлены палеомагнитные аномалии, приуроченные к основанию пачки гидротроилитовых прослоев<sup>1</sup> и обусловленные, вероятно, экскурсом Гётеборг. Сопоставление с результатами аналогичных исследований в западной части Черного моря, где ранее был установлен экскурс Гётеборг, позволило обосновать стратиграфическую одновозрастность гидротроилитового горизонта в восточной и западной частях Черного моря и подтвердить представления авторов об особенностях палеогеографического развития Черноморского бассейна в позднеплейстоцен-голоценовое время.

**Ключевые слова.** Черное море, плейстоцен, палеогеография, палеомагнетизм, экскурс Гётеборг.

### СОСТОЯНИЕ ВОПРОСА И ПОСТАНОВКА ЗАДАЧИ ИССЛЕДОВАНИЯ

Несмотря на большое количество работ, посвященных экскурсам геомагнитного поля, многие аспекты этого палеомагнитного явления остаются неясными. Так, в частности, до последнего времени остается дискуссионным вопрос, имеют ли экскурсии глобальный или региональный характер? Ответ на него, помимо проблем истории и теории геомагнитного поля, весьма важен и в прикладном плане: могут ли экскурсии использоваться для межрегиональных (глобальных) стратиграфических и палеогеографических корреляций, или же их корреляционное значение ограничено. Большинство исследователей, и в первую очередь те из них, кто занимался обобщением данных по экскурсам, считают, приводя при этом серьезные аргументы, что экскурсии имеют глобальный характер.

Так, например, статистическая обработка опубликованных данных по 105 разрезам из разных точек Земли, выполненная Г.А. Поспеловой для интервала времени 20–6 тыс. лет назад, выявила на гистограмме один острый максимум в интервале 11–13,5 тыс. лет назад, что дало основание считать экскурс Гётеборг реальным и глобальным палеомагнитным событием (Поспелова, 1989). Как известно, возраст экскурса Гётеборг определяется Мёрнером (Mörner, 1977), впервые его установившим, в диапазоне 13750–12350 лет назад (ранний дриас), причём изменение геомагнитного поля во время экскурса имело нерегулярный

характер, и лишь в течение всего около 200 лет оно претерпело кратковременную инверсию (flip).

В то же время имеются публикации, в которых авторы, проведя целенаправленные исследования, не смогли выявить в указанном интервале времени экскурс Гётеборг. По данным Г.Ф. Загния и В.Г. Бахмутова, в разрезах ленточных глин на территории Карелии и Ленинградской области “в интервале времени от 10000 до 16000 лет не выделяется событие обратной полярности Гётеборг” (Загний, Бахмутов, 1986). Заметим, что разрезы, изученные этими исследователями, расположены относительно недалеко и в близких широтах от стратотипических разрезов Швеции, где впервые был установлен экскурс Гётеборг. Банерджи с соавторами также не смогли выявить экскурс Гётеборг в осадках соответствующего возраста оз. Миннесота (Banerjee et al., 1979).

В связи с этим представляют большой интерес объекты (разрезы) с достаточно высокими (при относительной непрерывности) скоростями осадконакопления, в которых высока вероятность проследить столь кратковременное геомагнитное явление. Одним из таких объектов являются позднекайнозойские донные отложения Черного моря, доступные для изучения при отборе прямоочными трубками, и в которых по имеющимся публикациям выявлен экскурс Гётеборг. Экскурс Гётеборг в осадках Черного моря впервые был отмечен А.Н. Третьяком (Третьяк и др., 1989). Однако в его работе не было четко определено стратиграфическое положение аномально и обратно намагниченных интервалов, обусловленных, по мнению А.Н. Третьяка, экскурсом Гётеборг, что затрудняет однозначную идентификацию выделенного экскурса. Позднее, в работе В.А. Боль-

<sup>1</sup> Под гидротроилитовыми прослоями здесь и в дальнейшем подразумеваются глинистые осадки черного цвета, с содержанием гидротроилита более 0.08%.

шакова и С.Д. Николаева экскурс Гётеборг был установлен при изучении новоэвксинских отложений западной халистазы Черного моря (Большаков, Николаев, 1993). Следует отметить, что палеомагнитные данные получены Большаковым и Николаевым на специально подобранных колонках, не несущих сколько-нибудь существенных следов турбидитной деятельности, хорошо стратифицированных, что делает выделение экскурса Гётеборг по двум колонкам ст. 11 и ст. 1 по крайней мере с геологических позиций достоверным.

Стратиграфическое расчленение и корреляция позднеплейстоцен-голоценовых отложений Черного моря обычно проводится по различным признакам. Для мелководных районов, где встречается фауна моллюсков, широко используется весьма дробная шкала, предложенная Л.А. Невесской и Е.Н. Невеским еще в начале 60-х годов с подразделением осадков на новоэвксинские, бугазские, витязевские, каламитские и джеметинские. Глубоководные отложения из-за сероводородного заражения фауны не содержат и обычно подразделяются по литологическим признакам, согласно схеме А.Д. Архангельского и Н.М. Страхова конца 30-х годов, на новоэвксинские, древнечерноморские и современные слои. Позже (Щербаков и др., 1978) удалось параллелизовать эти две схемы и для глубоководных районов использовать более дробную шкалу, основываясь на литологических характеристиках осадков. Однако литологические критерии стратиграфического расчленения глубоководных осадков удобно использовать в западной части Черного моря. В восточной же части моря литологические признаки выражены не столь четко, как в западной. Так, например, сапропель каламитского времени переходит в сапропелевидные осадки, джеметинские отложения по внешнему виду приближаются к каламитским и т.д. На это накладывается значительно большее влияние турбидитных, склоновых и других гравитационных процессов, осложняющих нормальное осадконакопление. В осадках восточной части выше и роль терригенных компонентов, обусловленная близостью Кавказских гор.

Данных по абсолютному возрасту границ выделенных горизонтов к настоящему моменту накопилось уже более двух сотен. Но из-за большого разброса значений у разных авторов в данной работе мы принимаем свои (Николаев и др., 1980): верхнюю границу новоэвксинского горизонта датировем 9 тыс. лет назад, витязевско-бугазских – 7–8 тыс. лет и джеметинских – 3.5 тыс. лет. Возраст подошвы новоэвксинского горизонта по Ф.А. Щербакову и др. близок к 17 тыс. лет (Щербаков и др., 1978).

Осадки, не подвергшиеся влиянию гравитационных процессов, большая редкость в Черном море. Оно является классическим примером бассейна с широко развитыми различными формами гравитационных отложений и лавинной седимен-

тации. Большинство колонок черноморских осадков, представленных турбидитами, несут следы склоновых процессов или размыва вплоть до исчезновения целых горизонтов. Все это, конечно, затрудняет стратиграфическое расчленение и корреляцию глубоководных осадков. Применение же методов радиологического датирования, особенно к новоэвксинским глубоководным отложениям, практически исключено: неравновесных методов – из-за первоначального смещения изотопных соотношений уран-ториевых рядов, радиоуглеродного – из-за малого содержания органического вещества и большой и главное непостоянной примеси терригенного древнего карбоната.

Перспективным для решения проблем стратиграфии глубоководных отложений Черного моря и палеогеографических корреляций представляется применение палеомагнитного метода – изучение экскурсов геомагнитного поля. Однако отмеченные выше особенности седиментации требуют весьма осторожного подхода к изучению тонкой структуры, в том числе выделению и идентификации экскурсов геомагнитного поля по глубоководным Черноморским отложениям. По нашему мнению, склоновые процессы, как и придонные течения, могут привести к искажению палеомагнитной записи и возникновению аномальных направлений намагниченности, не связанных с изменением геомагнитного поля. С этих позиций представлялось интересным изучить образцы отложений, получаемые из ординарных колонок при геологической съемке, а не только “чистые” от влияния склоновых процессов на специально подобранных колонках.

Таким образом, в задачу исследований вошло решение следующих вопросов.

1. Возможно ли выделение палеомагнитных аномалий, связанных с изменением геомагнитного поля в осадках, накопление которых осложнено склоновыми процессами?

2. Повсеместно ли в Черноморских осадках определяется экскурс геомагнитного поля Гётеборг?

3. Используя изохронный репер – экскурс Гётеборг (если он будет выявлен), сопоставить особенности палеогеографической эволюции Черного моря в его западной и восточной акваториях.

## МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

Материалом для данных исследований послужили отложения позднеплейстоценового и голоценового возрастов, отобранные прямоточными трубками на материковом склоне и в глубоководной части Черного моря в районе Большого Сочи (полигон Адлер–Туапсе) в экспедиционном рейсе НИС “Южморгеология” в октябре 1991 г. Детальные исследования магнитных свойств и палеомаг-

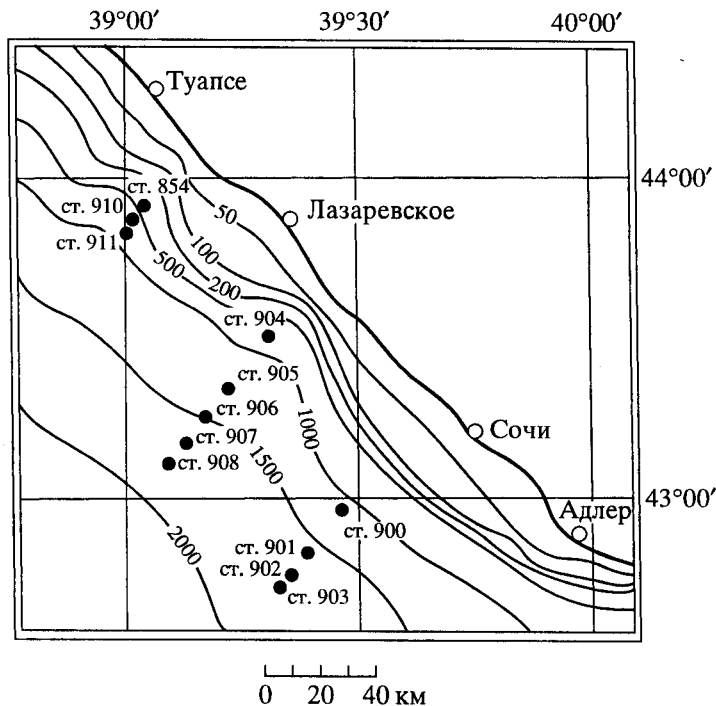


Рис. 1. Схема расположения исследованных станций.

нетизма выполнены на колонках 12 станций, схема расположения которых приведена на рис. 1. Необходимо подчеркнуть, что исследования велись на рядовых колонках, полученных при геологической съемке. Выбор именно этих колонок определялся тем, что в них вскрыты довольно большая мощность позднеплейстоценовых и голоценовых отложений (до 7 м), как нарушенных, так и не нарушенных склоновыми процессами, в которых возможно обнаружение экскурса Гётеборг. Образцы размером  $2 \times 2 \times 2$  см отбирались в полистироловые контейнеры, выдерживающие нагрев до  $t = 95^\circ\text{C}$ . Для всех образцов выполнялась температурно-временная магнитная чистка в пермалловых экранах при  $t = 90^\circ\text{C}$  в течение 24–32 ч. Такой режим температурно-временной чистки в соответствии с работами многих исследователей (Большаков, Фаустов, 1976; Фаустов и др., 1986) достаточен для разрушения вязкой намагниченности, образовавшейся за 15–20 тыс. лет. Аномально намагниченные горизонты, которые мы связываем с экскурсом Гётеборг, выявлены в 4-х колонках, данные по которым представлены на рис. 2–5.

## ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

К сожалению, проблема влияния склоновых и других процессов на ориентировку векторов остаточной намагниченности в глубоководных осадках в настоящее время не изучена. Лишь в работах А. Риса, У. Реда, Ф. Шеппарда (Rees et al.,

1968) и Е. Хэйлвуда (Hailwood, 1978) отмечалось изменение ориентировки векторов остаточной намагниченности под влиянием придонных течений в отложениях подводных каньонов и Бристольского пролива. Нами было показано, что в некоторых континентальных склоновых отложениях направления намагниченности в значительной мере зависят от ориентировки склона и подчиняются влиянию либо дефлюкционного сноса, либо делювиального склонового смыва (Фаустов и др., 1987). В связи в этом нельзя исключить возможное влияние склоновых процессов на ориентировку векторов  $I_n^\circ$  (главным образом на магнитное склонение) и в донных склоновых отложениях. Как известно, удлиненные частицы (а в магнитных частицах с удлинением совпадает их магнитный момент) в склоновых отложениях ориентируются своими большими осями по направлению падения склона (Воскресенский, 1971). Априори можно предположить, что в отложениях мутьевых потоков палеомагнитная запись не должна существенно искажаться, поскольку осаждение материала происходит в спокойной гидродинамической обстановке, после лавинного сброса мутьевого потока. Об этом свидетельствует часто наблюдаемая гранулометрическая дифференциация турбидитов. В то же время дефлюкционное течение грунта, если правомерно переносить изученное на суше явление в условия подводных склонов, может изменять, в зависимости от ориентировки склонов, направление векторов  $I_n$  и, в первую очередь, их склонение, поскольку углы падения

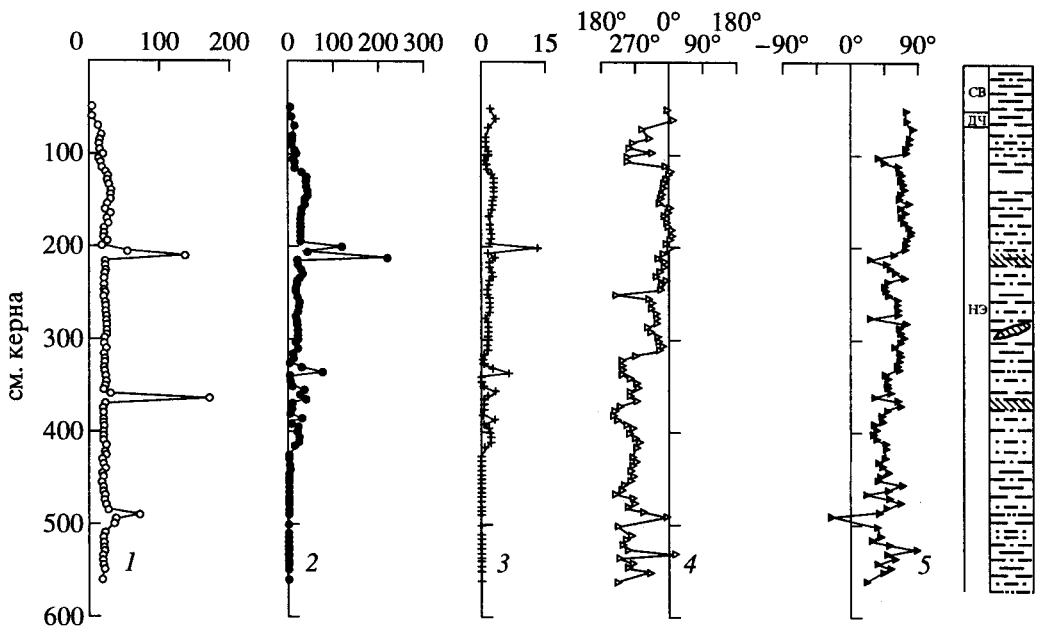


Рис. 2. Палеомагнитная характеристика отложений по колонке ст. 910. Условные обозначения те же, что и на рис. 5.

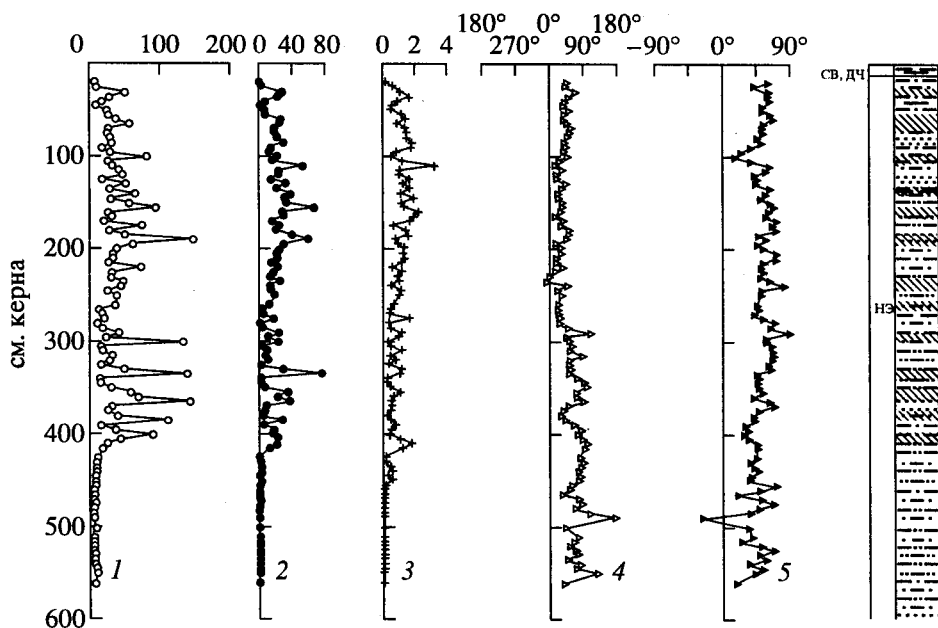


Рис. 3. Палеомагнитная характеристика отложений по колонке ст. 903. Условные обозначения те же, что и на рис. 5.

склонов, при которых уже отмечается дефлюкция грунта, обычно невелики ( $\sim 3^\circ-5^\circ$ ), а углы между направлением падения склона и склонением  $I_p$  могут быть любыми, в том числе и весьма значительными. Именно поэтому палеомагнитная интерпретация anomalно намагниченных горизонтов, особенно в тех случаях, когда отмечается только изменение склонения  $I_p$ , не может быть однозначной и связываться лишь с изменением геомагнитного поля.

Результаты по колонке ст. 910, приведенные на рис. 2, по-видимому, можно рассматривать как иллюстрацию влияния склоновых процессов на склонение векторов  $I_p$ . Как известно, колонки донных отложений при отборе прямоочными трубками не ориентируются по магнитному меридиану. Он является произвольным, но общим для всех образцов колонки, что позволяет регистрировать изменения магнитного склонения по про-

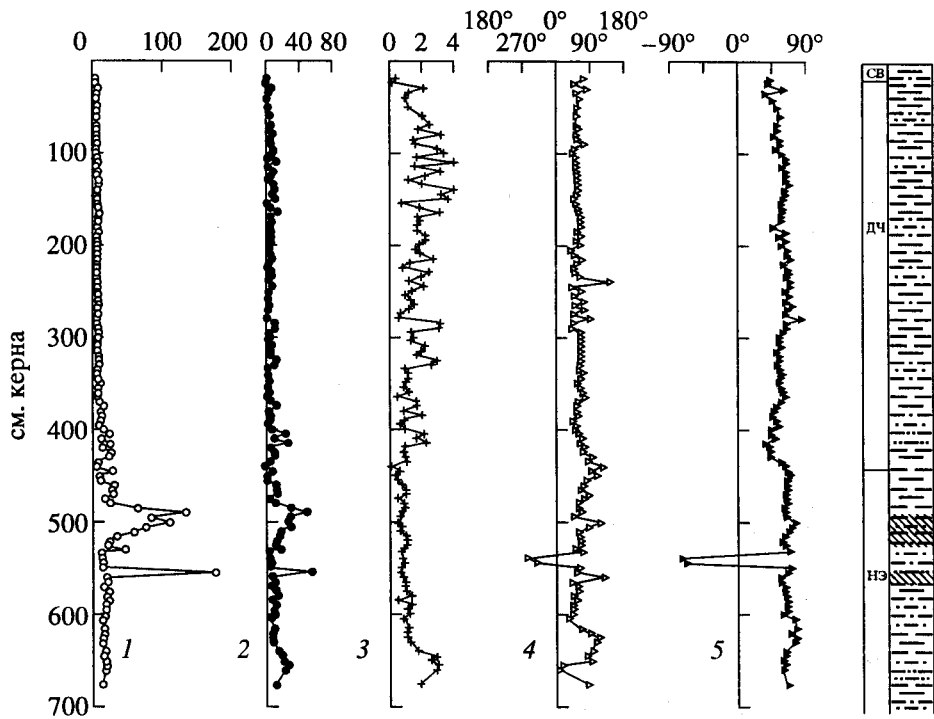


Рис. 4. Палеомагнитная характеристика отложений по колонке ст. 908. Условные обозначения те же, что и на рис. 5.

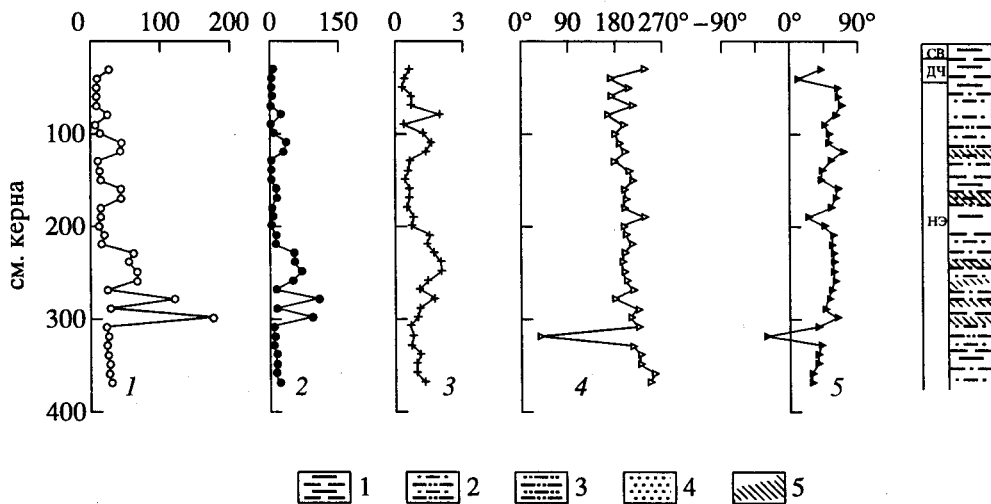


Рис. 5. Палеомагнитная характеристика отложений по колонке ст. 911.

1 – ил пелитовый; 2 – ил алеврито-пелитовый; 3 – ил пелито-алевритовый; 4 – слои с песчаным материалом; 5 – слои, обогащенные гидротроилитом с грейгитом. Цифры у кривых: 1 – изменение магнитной восприимчивости ( $\chi \times 10^{-6}$  СГС) по профилю колонки; 2 – изменение остаточной намагниченности ( $I_n \times 10^{-6}$  СГС) после температурно-временной чистки по профилю колонки; 3 – фактор Q; 4 – склонение вектора  $I_n$  после температурно-временной чистки; 5 – наклонение вектора  $I_n$  после температурно-временной чистки, СВ – современные отложения, НЭ – новоэвксинские отложения.

филю колонок относительно этого условного меридиана. В тех случаях, когда современные поверхностные отложения в колонке не нарушены, представляется вполне допустимым склонение самых верхних образцов согласовать с направлением современного геомагнитного поля. В этом

случае можно пересчитать склонение векторов  $I_n^\circ$  образцов по всей колонке в реальную современную систему координат. Подобная процедура была проделана нами для колонки ст. 910 (рис. 2), у которой при отборе лучше, чем в других колонках, сохранились ненарушенные современные от-

ложения. На рисунке видно, что большая часть образцов имеет намагниченность, не совпадающую с современным геомагнитным полем. Мы не располагаем точными данными о локальном направлении склона в точке ст. 910, но генеральное направление падения склона юго-западное, близкое к  $225^\circ$ , что хорошо видно на рис. 1. Склонения векторов  $I_n^\circ$  ориентированы преимущественно в западном и северо-западном направлениях и занимают промежуточное положение между направлением современного геомагнитного поля и генеральной ориентировкой склона. Таким образом, создается впечатление, что направления векторов  $I_n^\circ$  в отложениях, вскрытых на ст. 910, сформировались при совместном влиянии геомагнитного поля и склоновых процессов, подобно тому, что мы наблюдали ранее в дефлюкционных суглинках (Фаустов и др., 1987).

Изложенное выше показывает, что однозначно связывать любое аномальное отклонение намагниченности от современного геомагнитного поля с его экскурсами некорректно.

При рассмотрении палеомагнитных данных по изученным колонкам мы связывали с экскурсами лишь те изменения намагниченности, когда наряду с изменением склонения  $D$  наблюдалось существенное изменение угла наклона, вплоть до изменения его знака. При этом учитывались литологические особенности осадков: при явных признаках нарушений осадков гравитационными процессами палеомагнитные аномалии не связывались однозначно с экскурсами геомагнитного поля. В отличие от континентальных разрезов, где иногда можно продублировать слои с аномальной намагниченностью в параллельных разрезах, условия опробования в морских осадках практически не дают такой возможности, что также усложняет интерпретацию полученных результатов.

Анализ числовых магнитных характеристик (магнитной восприимчивости, остаточной намагниченности, термомагнитных параметров и др.) выявил, как и в работе по болгарскому сектору Черного моря (Большакова, Николаев, 1993), их отчетливую связь с генетическими типами отложений, условиями накопления, особенностями палеогеографического развития Черноморского бассейна. Изменение режима Черного моря приводило к изменению состава и содержания магнитной фракции, что нашло отражение в изменении числовых магнитных характеристик отложений. В первую очередь, это относится к осадкам, обогащенным гидротроилитом и грейгитом (так называемым гидротроилитовым прослоям), которые выделяются на общем фоне относительно слабомагнитных осадков с  $\chi$  не более  $30 \times 10^{-6}$  СГС резко повышенными ее значениями до  $200 \times 10^{-6}$  СГС (рис. 2–5). Величина  $I_n$  тесно связана с  $\chi$  и, следо-

вательно, также определяется преимущественно концентрацией и составом магнитной фракции. Коэффициент корреляции  $K$ , показывающий связь величин  $\chi$  и  $I_n$ , составляет по колонкам ст. 908 = 0.86, ст. 911 = 0.90, ст. 902 = 0.76, ст. 903 = 0.78, ст. 906 = 0.83.

Величина первичной намагниченности  $I_n^\circ$  (стабильной части  $I_n$  после термочистки), в целом, также зависит от магнитной восприимчивости, хотя при детальном рассмотрении выявляется ее более сложное распределение. Примером, подтверждающим сказанное являются отложения на ст. 910 (рис. 2). При относительно однородной восприимчивости в пределах  $20\text{--}30 \times 10^{-6}$  (если исключить экстремальные значения, связанные с гидротроилитовыми прослоями), величины первичной намагниченности меняются весьма заметно. Так, в интервале 50–415 см среднее значение  $I_n^\circ$  близко к  $24 \times 10^{-6}$  СГС, а начиная с глубины 415 см и до основания колонки  $I_n^\circ$  резко снижается и составляет  $0.1\text{--}0.5 \times 10^{-6}$  СГС.

Термомагнитные исследования, выполненные по нашим образцам В.А. Большаковым, показали, что в осадках с высокой магнитной восприимчивостью (прослоях, обогащенных гидротроилитом и грейгитом) носителями намагниченности наряду с магнетитом<sup>2</sup> являются минералы с блокирующими температурами от 330 до 360°C, что, вероятнее всего, соответствует грейгиту. Разновидности пирротина с подобными характеристиками имеют высокотемпературное происхождение. Они должны были бы быть терригенными и при неизменности источников сноса распространяться по всему профилю колонок, а не выборочно, приуроченно лишь к гидротроилитовым прослоям. В специальных исследованиях И.И. Волкова (Волков, 1984) из сульфидов железа в черноморских осадках отмечены только пирит, гидротроилит и грейгит, причем грейгит характерен для гидротроилитовых прослоев как аутигенный минерал. Пирротин в черноморских осадках не установлен.

Распределение магнитной восприимчивости хорошо согласуется с особенностями сульфидной минерализации. В осадках с максимумами  $\chi$  сульфиды железа представлены гидротроилитом и грейгитом, с минимумами  $\chi$  — пиритом. В таблице приведены данные по колонке ст. 903 о содержании различных химических форм железа, заимствованные из диссертационной работы Лю Лей (Лю Лей, 1993), в сопоставлении с магнитной восприимчивостью, хорошо иллюстрирующие отмеченную выше особенность. Из таблицы следует хорошая прямая корреляция  $\chi$  с содержанием моносльфидного железа и обратная корреляция с

<sup>2</sup> Магнетит отмечен В.А. Большаковым во всех исследованных образцах, как содержащих, так и не содержащих грейгит и гидротроилит.

Зависимость магнитной восприимчивости от содержания форм железа в донных отложениях Черного моря по колонке ст. 903

Глубина, см.	Содержание FeS	Содержание FeS <sub>2</sub>	Содержание Fe реакционноспособного	Содержание Fe валового	$\chi \times 10^{-6}$ СГС
	в % в пересчете на сухое вещество				
0–10	Следы	1.22	2.05	5.64	7.1
10–20	Следы	0.92	2.07	3.29	7.1
53–55	0.20	0.70	1.99	–	26.0
66–68	0.21	0.10	2.05	5.19	58.0
92–95	Нет	0.05	1.51	4.69	17.5
152–155	1.18	0.05	2.11	–	96.5
155–160	0.04	0.06	1.50	3.90	26.6
236–240	0.54	Следы	1.40	5.36	48.9
337–342	0.42	0.04	1.57	5.19	143.8
370–375	0.05	0.13	1.45	–	30.0
425–430	Следы	1.63	2.68	5.24	10.0
460–465	Следы	0.86	1.76	5.14	5.8
505–510	Следы	1.26	2.23	5.14	4.8
560–565	Следы	1.26	2.23	5.14	7.0

Примечание. Серым цветом в таблице выделены гидротроилит-грейгитовые прослои.

дисульфидным железом, а также отсутствие связи с содержанием других его форм. Учитывая, что сильный ферромагнетик – моносульфид железа грейгит сопутствует парамагнитному гидротроилиту, высокие значения  $\chi$  определяются именно грейгитом.

Палеомагнитная стабильность отложений весьма различна. Мера палеомагнитной стабильности  $S$ , представляющая собой отношение модуля первичной намагниченности к сумме модулей первичной и вторичной намагниченностей (Храмов, Шолпо, 1967), варьирует в пределах 0.1–0.95. При определении меры стабильности первичная намагниченность рассчитывалась по результатам температурно-временной чистки. Мера стабильности не зависит от типа отложений. Можно выделить две литолого-магнитные группы отложений: с магнитной восприимчивостью более  $30 \times 10^{-6}$  СГС (гидротроилитовые прослои с грейгитом) и с магнитной восприимчивостью менее  $30 \times 10^{-6}$  СГС – отложения, практически не содержащие грейгита. На рис. 6 показана зависимость меры стабильности  $S$  отложений от их магнитной восприимчивости для колонок ст. 903 и ст. 911. Как видно, мера стабильности  $S$  не имеет закономерной связи с  $\chi$  и, следовательно, с литологией отложений. Можно лишь отметить, что у отложений с  $\chi$  менее  $30 \times 10^{-6}$  СГС значительна доля образцов с величиной  $S$  менее 0.5. Эти результаты не согласуются с данными А.Н. Третьяка, в работе которого отмечается, что доля вязкой намагниченности не превышает 10–20% (Третьяк и др., 1989, с. 77) и,

следовательно, мера стабильности должна быть не ниже 0.8.

Весьма интересны данные о распределении по профилям колонок фактора  $Q_p$ . Диапазон его изменения весьма широк: от 0.1 до 12 ед. При этом высокие значения факторов  $Q_p$  (более 2) свойственны гидротроилитовым прослоям (рис. 2–5). Обычно высокие значения фактора  $Q_p$  в осадочных породах связываются с их химической намагниченностью. Поскольку грейгит в осадках Черного моря имеет аутигенное происхождение, высокие значения фактора  $Q_p$  гидротроилитовых прослоев хорошо объяснимы. Повышенные значения фактора  $Q_p$  имеют древнечерноморские отложения (рис. 4), которые формировались уже в условиях устойчивого сероводородного заражения Черного моря и в них вероятно большая доля химической намагниченности.

Палеомагнитные данные по колонкам весьма специфичны. Магнитное склонение  $D$  претерпевает по профилю колонок значительные колебания, амплитуда которых часто составляет  $60^\circ$  и более, что превышает амплитуду вековых вариаций и, очевидно, не отражает изменений геомагнитного поля. Мы затрудняемся объяснить столь значительные колебания склонения  $I_p$ . Возможно они обусловлены влиянием склоновых процессов, придонных течений и т.п., о чем говорилось выше. Наклонение векторов  $I_p^\circ$  в меньшей мере подвержено влиянию склоновых и других гравитационных процессов и лучше отражает изменения геомагнитного поля, хотя и оно в целом суще-

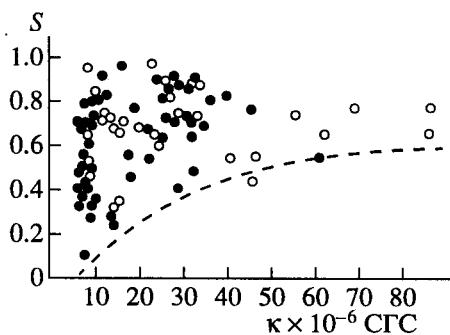


Рис. 6. Зависимость меры палеомагнитной стабильности  $S$  отложений от их магнитной восприимчивости. Светлые кружки – ст. 911, залитые – ст. 903.

ственно занижено по сравнению с расчетным наклонением современного геомагнитного поля в окрестностях полигона, равным  $63^\circ$ . При этом почти во всех колонках наблюдается заметное уменьшение по профилю колонки угла наклона с глубиной, что обычно объясняется уплотнением осадков и связанным с этим выполаживанием векторов  $I_n$ . На рис. 7 хорошо видно, что в колонках ст. 903 и 911 наклонение от поверхности к основанию колонок постепенно понижается на  $20^\circ$ , а на ст. 910 почти на  $40^\circ$ . Исключение составляет колонка ст. 908, где наклонение от поверхности до интервала 445 см понижается всего лишь на  $10^\circ$ , но в интервале 445 см и до основания колонки среднее значение  $J = 64^\circ$  больше, чем в вышележащих отложениях, и близко к его теоретическому значению. Столь значительное понижение наклона с глубиной, особенно в колонке ст. 910, косвенно свидетельствует о том, что магнитные частицы имеют удлиненную форму (либо соединены в цепочки) и поэтому могли быть подвержены влиянию склоновых процессов, придонных течений и т.п.

В колонках ст. 903, 908, 910 и 911 выделяются интервалы с аномальной намагниченностью отложений, где наблюдается согласованное изменение склонения и наклона векторов  $I_n$ . Так, в колонке ст. 903 (рис. 3) на глубине 490 см наблюдается инверсия наклона ( $j = -28^\circ$ ), сопровождаемая  $130^\circ$  изменением склонения. В колонке ст. 908 (рис. 4) образцы с уровнями 540 и 545 см имеют отрицательные углы наклона:  $-74^\circ$  и  $-67^\circ$  соответственно. При этом склонение по сравнению с выше и ниже лежащими образцами изменяется на  $140-130^\circ$ . В колонке ст. 911 (рис. 5) на уровне 320 см инверсия наклона сопровождается почти  $180^\circ$  изменением  $D$ , а в колонке ст. 910 (рис. 2) от ее основания и до интервала 480 см наблюдаются значительные нерегулярные колебания склонения и наклона  $I_n$ , причем у образца с уровня 490 см отмечается инверсия наклона ( $j = -28^\circ$ ).

Таким образом, в колонках ст. 903, 910 и 911 мы наблюдаем аномальные, близкие к инверсиям изменения векторов остаточной намагниченности. Следует обратить внимание на то, что аномально намагниченные интервалы лежат вне гидротроилитовых прослоев, т.е. связаны с осадками, не имеющими новообразованных аутигенных магнитных минералов и, вероятно, не несущими химической намагниченности. Все это дает основание объяснить отмеченные аномалии геофизической причиной – экскурсом геомагнитного поля. Во всех четырех колонках отмеченные аномально намагниченные уровни приурочены к новоэвксинским отложениям, а с учетом возрастного диапазона новоэвксина наиболее вероятно связывать их с экскурсом Гётеборг.

В других колонках (ст. 902, 854) в новоэвксинских отложениях были отмечены аномалии склонения, но без существенных изменений наклона. С учетом вышеизложенного, мы сочли неправомерным связывать их с экскурсом геомагнитного поля, хотя исключить совсем возможность такой интерпретации также нет оснований.

Представляется интересным сопоставить положение выделенного экскурса с гидротроилитовым горизонтом, связанным с одним из наиболее ярких палеогеографических событий – началом постоянного поступления средиземноморских вод в Черное море, принципиально изменившего его режим (Стрижов и др., 1990). Такое сопоставление интересно по двум взаимосвязанным обстоятельствам. С одной стороны, учитывая вероятную изохронность экскурса, можно будет судить об одновозрастности (или разновозрастности) слоев, обогащенных гидротроилитом в западной и восточной частях Черного моря. С другой стороны, можно более точно определить стратиграфическое и хронологическое положение экскурса, поскольку время прорыва средиземноморских вод достаточно достоверно определено в 13 тыс. лет.

К сожалению, в работе А.Н. Третьяка (Третьяк и др., 1989) гидротроилитовый горизонт в колонках не отмечен, и это одна из причин, вызывающих сомнения в правильности стратиграфической и палеомагнитной интерпретации полученных им результатов.

В западной части Черного моря экскурс фиксируется (Большаков, Николаев, 1993) в непосредственной близости к основанию гидротроилитового горизонта.

В исследованных нами колонках положение экскурса из-за сложного строения гидротроилитового горизонта менее определено, но в колонках 903, 908, 910, 911 он также лежит, как видно на приведенных рисунках 2–5, в подошве или в нижней части отложений, содержащих гидротроилитовые прослои.



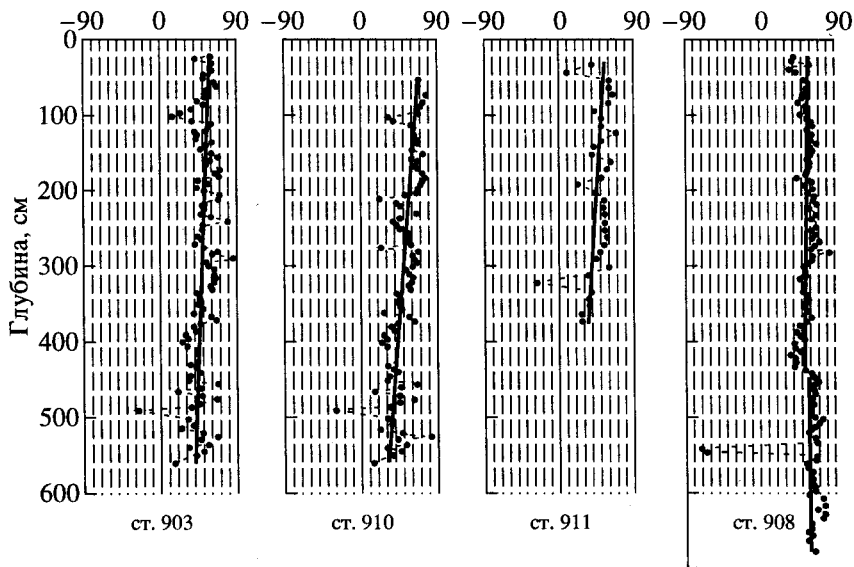


Рис. 7. Изменение наклона векторов  $I_p$  с глубиной в колонках ст. 903, 908, 910, 911.

Приуроченность экскурса Гётеборг к основанию гидротроилитового горизонта, свидетельствующая о его одновозрастности в западной и восточной частях Черного моря, поддерживает наши представления о палеогеографическом развитии Черноморского бассейна, причинах и механизме формирования гидротроилитового горизонта в осадках (Стрижов и др., 1990). Так, в частности, судя по составу фауны, Черное море в новозэксинское время не было совершенно пресным, его соленость составляла 2–3‰. Изменение видового состава моллюсков свидетельствует о начале осолонения на рубеже новозэксинского и бугазского времени, и к началу джеметинского море приняло его современный облик. Отсюда временем прорыва средиземноморских вод считалась граница новозэксинского и бугазского времени.

Вариации изотопного состава серы, углерода и кислорода в донных отложениях (Стрижов и др., 1990) позволяют уточнить эту картину. Первое кратковременное поступление средиземноморских вод в конце позднего плейстоцена произошло около 15 тыс. лет назад. Оно оставило четкую метку в донных осадках по крайней мере западной халистазы в виде увеличения содержания химических форм серы (сульфатной, пиритной и моносульфидной) с соответствующим изменением их изотопного состава. Но вскоре это поступление прекратилось, длительность “впрыска” составила первые сотни лет. Приблизительно около 13 тыс. лет назад поступление средиземноморских вод возобновилось и уже не прекращалось до настоящего времени. Первоначально объем поступающей воды был невелик, но в результате его стала развиваться сульфат-редуцирующая деятельность микроорганизмов, приведшая к форми-

рованию гидротроилитового горизонта. В конце новозэксинского времени характер сульфат-редуцирующих процессов изменился и постепенно принял современный облик, а в каламитское время возникло сероводородное заражение водной толщи, характерное для современного бассейна. Сульфат-редуцирующие процессы способствовали аутигенному, почти синхронному с осадконакоплением, образованию сульфидов железа и возникновению резко восстановительных условий.

Такая позиция авторов вынуждает признать приблизительную одновозрастность возникновения гидротроилитового горизонта по всей акватории Черного моря, что и подтверждают полученные палеомагнитные данные.

Трансгрессия моря в новозэксинское время привела в результате выработки равновесного профиля в мелководной зоне к существенной активизации гравитационных потоков, в первую очередь турбидитных, усилению лавинной седиментации за счет усиленной поставки рыхлого материала с вновь затопляемого шельфа. В восточной части моря, окруженной Кавказскими горами, этот процесс был более интенсивным, чем в западной. Вероятно, с этим следует связывать тот факт, что в западной части прослеживается один мощный гидротроилитовый горизонт, а в восточной он, как правило, разбит на множество более мелких, скорее всего за счет интенсивнейшей поставки материала из окисленной зоны. Соответственно, происходило и переотложение материала, возможно, неоднократно. Тем не менее, в восточной части гидротроилитовый горизонт вне зависимости от того, представляет ли он единый горизонт, или серию слоев, обогащенных гидротроилитом, должен быть одновозрастным

или незначительно моложе аналогичных отложений западной части моря, что отчасти подтверждается его соотношением с экскурсом Гётеборг, отмеченным выше.

### ВЫВОДЫ

Результаты настоящих исследований и опубликованные данные показывают, что в позднелайстоценовых отложениях Черного моря выделяется палеомагнитная аномалия, имеющая наиболее вероятно геофизическую природу. Приуроченность к новоэвксинским отложениям дает основание связывать ее с экскурсом геомагнитного поля Гётеборг. Как в западной, так и в восточной частях Черного моря экскурс Гётеборг стратиграфически приурочен к основанию маркирующего гидротроилитового горизонта, что подтверждает наши представления о практически одновременном образовании гидротроилитовых прослоев по всей акватории Черного моря.

Авторы благодарны руководству ПО "Южморгеология" за предоставленную возможность участия в экспедиционных работах и проф. И.И. Волкову за консультации в рейсе и при обработке материалов в процессе выполнения работы.

Настоящая работа выполнена при поддержке РФФИ, грант № 94-05-17738а.

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Большаков В.А., Николаев С.Д. Магнитные свойства и палеомагнетизм осадков западного сектора Черного моря с связи с условиями седиментации в позднем плейстоцене и голоцене // *Океанология*. М.: Наука, 1993. Т. 33. № 5. С. 771–777.

Большаков В.А., Фаустов С.С. О температурной магнитной чистке // *Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли*. 1976. № 3. С. 116–120.

Волков И.Н. Геохимия серы в осадках океана // М.: Наука, 1984. 272 с.

Воскресенский С.С. Динамическая геоморфология. Формирование склонов. // М.: Изд-во МГУ, 1971. 244 с.

Загний Г.Ф., Бахмутов В.Г. Палеоэвксинские вариации геомагнитного поля Северо-Запада Европейской части СССР по озерно-ледниковым отложениям // III Всесоюзный съезд по геомагнетизму. Научный совет по геомагнетизму АН СССР. Тезисы докладов. Киев: Изд-во АН УССР, 1986. С. 118–119.

Лю Лей. Соединения серы и их изотопный состав в осадках шельфа и склона Кавказского побережья Черного моря // *Дисс. ... канд. геол.-мин. наук*. М.: Институт океанологии РАН, 1993. 97 с.

Николаев С.Д., Куприн П.Н., Дмитриев П.С. и др. Скорость осадконакопления и абсолютный возраст голоценовых отложений Черного моря // *Геолого-геофизические исследования Болгарского сектора Черного моря*. София: Изд-во АН НРБ, 1980. С. 223–229.

Поспелова Г.А. Экскурсы – магнитостратиграфические реперы в четвертичных отложениях // *Четвертичный период. Стратиграфия*. М.: Наука, 1989. С. 196–204.

Стрижов В.П., Николаев С.Д., Гурина Н.Г. Некоторые аспекты палеогеографического развития Азово-Черноморского бассейна в позднем плейстоцене и голоцене по вариациям изотопного состава химических форм серы // *Геологическая эволюция западной части черноморской котловины в неоген-четвертичное время*. София: Изд-во АН НРБ, 1990. С. 594–609.

Третьяк А.Н., Вигилянская Л.И., Макаренко В.Н., Дудкин В.П. Тонкая структура геомагнитного поля в позднем кайнозое // Киев: Наукова думка, 1989. 195 с.

Фаустов С.С., Большаков В.А., Вирина Е.И., Демиденко Е.Л. Методы применения магнетизма горных пород и палеомагнетизма в изучении плейстоцена // *Итоги науки и техники. Палеогеография*. Т. 3. М.: ВИНТИ АН СССР, 1986. 195 с.

Фаустов С.С., Вирина Е.И., Большаков В.А. Искажения, вносимые природными процессами в палеомагнитную запись // *Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли*. 1987. № 2. С. 102–105.

Храмов А.Н., Шолло Л.Е. Палеомагнетизм // Ленинград: Недра, 1967. 252 с.

Щербатов Ф.А., Куприн П.Н., Потапова Л.И. и др. Осадконакопление на континентальной окраине Черного моря // М.: Наука, 1978. 212 с.

Banerjee S., Lund S., Levi S. Geomagnetic record in Minnesota lake sediments – absence of Gothenburg and Erieau excursion // *Geology*. № 7. 1979. P. 588–591.

Hailwood E.A. Geomagnetic field pseudo secular variation in recent sediments from the Bristol channel // *Geophys. J. Roy. Astron. Soc.* 1978. V. 53. № 1. P. 157.

Morner N.A. The Gothenburg magnetic excursion // *Quaternary Res.* 1977. V. 7. № 3. P. 413–427.

Rees A.J., Rad U., Shepard F.R. Magnetic fabric of sediments from the la Jolla submarine canyon and fan, California. // *Marine Geology*. 1968. V. 6. № 2. P. 145–178.

Рецензенты Г.З. Гурарий, М.Н. Алексеев