30/7

ДОКЛАДЫ ПЕРВОЙ СЕССИИ
ГОСУДАРСТВЕННОГО ОКЕАНОГРАФИЧЕСКОГО ИНСТИТУТА
(14-22 апреля 1931. Москва).

REPORTS OF THE FIRST SESSION OF THE
STATE OCEANOGRAPHICAL INSTITUTE
(14-22 april 1931. Moscow). № 1.

ГИДРОХИМИЧЕСКИЕ РАБОТЫ ГОСУДАРСТВЕННОГО ОКЕАНОГРАФИЧЕСКОГО ИНСТИТУТА В БАРЕНЦОВОМ МОРЕ В 1927—30 г.г. *).

С. В. Бруевич.

Целью настоящего сообщения является информация о работах, которые вел Гидрохимический отдел Государственного океанографического института за 1930 г. по договорной работе Океанографического института с Севгосрыбтрестом, и вместе с тем, сообщение и о работах, которые вел отдел, начиная с 1927 г.

Всего нами был обработан материал по 16 гидрохимическим экспедициям. Из них 6 экспедиций падает на период 1927, 1928, 1929 г. г. и 10 экспедиций падает на последний 1930 г. Работа по собиранию материала проведена коллективно и в сборе материала и в его аналитической обработке принимал участие целый ряд постоянных и временных сотрудников Института и прежде всего Б. А. Скопинцев и Л. К. Блинов. Особо следует отметить работу Н. А. Вержбинской, принявшей участие в ряде экспедиций.

Задачами, которые стояли при проведении этих работ, являлись прежде всего общие задачи, стоящие перед морской гидрохимией.

Гидрохимия, как наука об изучении природных вод, может быть отнесена к концу XVIII века. Лавуазье был первым произведшим анализ морской воды, правда, с теми средствами, которые были тогда в его распоряжении.

Гидрохимия вообще и морская гидрохимия в частности первое время шла не столько по пути изучения тех процессов, которые протекают в природных водах—сколько по пути изучения химического состава природных вод, а морская гидрохимия по изучению состава морской воды. Изучению состава морской воды и была посвящена первая половина XIX века—работы Форхгаммера (1) и Диттмара (2). Диттмаром состав воды был установлен весьма точно и надо сказать, что его работы по анализу 77 образцов морской воды, собранных во время экспедиции „Чаленджера", дали основной материал по изучению состава морской воды, которым пользуемся и до ныне. После работ Диттмара некоторыми другими исследователями был произведен еще ряд анализов, преимущественно по Атлантическому океану. Эти анализы не поколебали однако данных, полученных Диттмаром.

Теперь несколько слов о направлении морской гидрохимии. Морская гидрохимия, наука, занимавшаяся изучением состава морской воды, получила новое направление в конце XIX века, когда после работ Гензена и по идее Брандта (3) был поставлен вопрос о связи между продукцией живого вещества в море и химическим составом воды. Гензеном было обнаружено, что продукция морского планк-

*) Стенограмма доклада прочтенного 18 апреля 1931 г.

209
32.

тона не одинакова во всех частях моря и является наибольшей в мелких морях, на банках и в местах около впадения рек в море. Это дало возможность Брандту высказать мысль о связи между химическим составом моря и продуктивностью его и для точного разрешения этого вопроса Брандтом было предложено Рабену—сотруднику Кильской лаборатории Комиссии по изучению немецких морей—заняться изучением химического состава моря в отношении прежде всего биогидрохимических элементов.

Работы, произведенные Рабеном (4), имевшие целевой установкой изучение распределения и годовой режим основных гидрохимических элементов и послужили началом современному этапу морской гидрохимии. Работа Рабена продолжалась до 1919 г. и за это время Рабеном был собран основной материал, который позволил установить основные взаимоотношения между продукцией планктона и концентрацией биогидрохимических элементов в морской воде. Но Рабен был в этой области пионером. Методы морской гидрохимии были совершенно не разработаны и ему приходилось работать методами, некоторые из которых показались бы нам тяжелыми и неудобными.

Это об'ясняет то, что некоторые определения Рабена потом оказались неточными и уступили место другим новым определениям. Я могу упомянуть о фосфатах. Весовой метод, которым он пользовался, оказался для морской воды практически неприменимым, так как давал значительно повышенный результат. Однако, несмотря на то, что Рабен пользовался такой довольно примитивной методикой, им были выведены основные данные по распределению биогидрохимических элементов в море и основные данные по режиму этих элементов.

После Рабена ряд морских биологических лабораторий занялись изучением распределения и режима биогидрохимических элементов. Наибольшее количество работ и основные данные и выводы после Рабена были в этом отношении сделаны в Плимутской лаборатории Английской биологической ассоциации—Аткинсом (5). В настоящее время вопросами морской гидрохимии и в частности вопросом о режиме и распределении биогидрохимических элементов моря занимается целый ряд учреждений в различных странах.

Разрешите остановиться несколько подробнее на понятии „биогидрохимические элементы". Само понятие о биогидрохимических элементах хотя является не вполне определенным, но имеет под собой весьма твердую практическую базу. Дело в том, что по самой идее под биогидрохимическими элементами мы подразумеваем элементы в химическом понимании, которые входят в состав живого вещества водных организмов и затем факторы, которые оказывают непосредственное влияние на развитие живого вещества в водной среде вообще и в море в частности. Издавна такими элементами принято было считать в первую очередь: кислород, водород, азот, серу и фосфор.

Позднейшие работы, работы главным образом нашего академика В. И. Вернадского и его сотрудников, показали, что понятие о биогидрохимических элементах является очень широким понятием и что весьма значительное количество элементов является биогенными, т. е. входящими в состав живого вещества и аккумулирующимися в нем.

Таким образом, биогидрохимическими элементами является весьма значительное количество элементов периодической системы. Однако понятие это очень удобно для обозначения определенной группы элементов и мы пользуемся этим понятием для группы химических элементов, которые играют главнейшую роль для построения и создания живого вещества. Мы не говорим о водороде и кислороде, которые,

конечно, являются прежде всего биогидрохимическими элементами, но которые имеются в таком большом количестве, что дефицитными никогда не являются и поэтому мы ими непосредственно не занимаемся.

К группе биогидрохимических элементов в дальнейшей части нашего сообщения мы относим углерод, фосфор, азот, кремний и железо,—те элементы, которыми мы занимались непосредственно в последние годы. Несомненно к ним должны быть отнесены еще сера, марганец, мышьяк, иод, алюминий и ряд других элементов, которые не были предметом нашего изучения.

Режим биогидрохимических элементов и выявление связи между режимом этих элементов и продукцией живого вещества в море стоят в настоящее время в центре внимания современной морской гидрохимии. Этим однако далеко не исчерпываются все задачи морской гидрохимии, цели которой заключаются в изучении всех химических, биохимических и физико-химических процессов, протекающих в море и на его внешних границах, направление этих процессов и причины обусловливающие их.

Основными группами задач, стоящих перед морской гидрохимией, является изучение судьбы всех химических элементов, попадающих в море с континентальным стоком, связанное с изучением всех химических процессов протекающих в море; изучение обмена химическими элементами между атмосферой и поверхностью моря и, наконец, химический обмен между морской водой и грунтом.

К этим общим задачам должно быть присоединено изучение химизма морского льда и то влияние, которое процессы образования и таяния льда оказывают на распределение солей в различных частях Полярного бассейна и мирового океана. Частной задачей морской гидрохимии является изучение химизма отдельных морей с их характерными особенностями, морей приконтинентальных и средиземных.

Из перечисленных групп задач Океанографический институт занимался в основном изучением режима биогидрохимических элементов в Баренцовом море и отчасти химизмом морского льда.

Предметом работ Гидрохимического отдела Океанографического института являлось изучение содержания и режима растворенного кислорода, свободной углекислоты, активной реакции, азота в виде нитратов, нитритов и аммиака—солевого и альбуминоидного, фосфора, кремния и железа. Кроме того, определялись щелочность и биохимическое потребление кислорода.

Вот основные элементы, которыми мы занимались в последние годы.

Главнейшими затруднениями, с которыми встретился отдел при проведении этих работ — это вопросы методики. То, что методика иногда способна делать чудеса, мы знаем на примере активной реакции. Понятие „концентрации водородных ионов" физико-химикам было известно давно, но только после того, как Серенсену в 1909 г. удалось дать простой и, я бы сказал, изящный метод определения концентрации водородных ионов,—это определение благодаря простоте своей методики чрезвычайно вошло в обиход сначала биологии, а затем целого ряда других дисциплин и позволило разрешить ряд вопросов и облегчить разрешение ряда проблем как в чисто научной работе, так и в технике.

Теперь определение концентрации водородных ионов нашло широчайшее применение как в чистой науке, так и в технике. Это определение оказалось чрезвычайно плодотворным. На примере активной реакции мы, может быть, ярче, чем на каком-нибудь другом примере, видим необычайное значение методики в каждой дисциплине вообще. Методологические вопросы и в гидрохимии сыграли очень большую роль.

Кроме правильности и легкости методики, играет большую роль и наличие унифицированной методики, методов общепризнанных и одинаковых. В этом отношении в морской химии дело обстояло довольно плохо. Когда в 1927 г. мы начали более планомерно и регулярно изучать активную реакцию, то мы столкнулись с тем обстоятельством, что в таком, казалось бы, простом и налаженном определении, как определение активной реакции, был целый ряд неясностей. Такие факторы, как температурные и солевые, не были достаточно учтены при той методике, которая получила распространение в морской гидрохимии в последние годы—в методике пользования двухцветными индикаторами Кларка и Лебса и боратов Палича. Поэтому, начав собирание материалов по активной реакции с 1927 г., мы могли бы его обрабатывать только приближенно с тем, чтобы после получения достаточных поправочных данных пришлось бы этот материал перерабатывать снова.

Работы по определению солевых поправок индикаторов Кларка и Лебса при работе с боратами Палича послужили одной из первых наших методических работ (6).

Принятые нами в настоящее время солевые поправки для тимолблау и крезолрота и боратов Палича даны в табл. 1.

Солевые поправки для тимолблау и крезолрота и боратов Палича по С. В. Бруевичу и Б. А. Скопинцеву.

Salt corrections for thymol blue and cresol red and Palitzsch's borate mixtures according to S. W. Brujewicz and B. A. Skopintzew.

Табл. Table 1.

S‰	K	S‰	K	S‰	K
8	— 0.11	19	— 0.17	30	— 0.20
9	— 0.12	20	— 0.17	31	— 0.20
10	— 0.12	21	— 0.17	32	— 0.21
11	— 0.13	22	— 0.18	33	— 0.21
12	— 0.13	23	— 0.18	34	— 0.21
13	— 0.14	24	— 0.18	35	— 0.21
14	— 0.14	25	— 0.19	36	— 0.21
15	— 0.15	26	— 0.19	37	— 0.21
16	— 0.15	27	— 0.19	38	— 0.21
17	— 0.16	28	— 0.20	39	— 0.21
18	— 0.16	29	— 0.20	40	— 0.22

Пример: $S = 35‰$. pH без поправки $= 8.30$
pH ист $= pH$ набл. $+ K = 8.30 - 0.21 = 8.09$

Дальше мы столкнулись с тем обстоятельством, что на показание индикаторов температура оказывает большее влияние чем было принято думать. Нашим отделом были предприняты работы в этом направлении и эти работы были недавно закончены (6).

При определении pH нами положен в основу принцип: pH морской воды определяется при температуре воды *in situ* или в случае определения при другой температуре приводится к температуре воды *in situ*. Температура буфферных растворов должна быть при определении 18°C и при температуре буффера, отличающейся от 18° в величину pH вводится соответственная поправка. При соблюдении этих условий истинная величина pH—pH_P (Palitzsch) определяется по формуле:

$$pH_P = pH_b - \delta\ (18 - t_b) - \beta(t^1_w - t_w) \qquad (1)$$

где pH_b — pH буфферного раствора согласно надписи без поправок,

δ — температурный коэфициент визуального изменения pH буффера (изменение pH при увеличении температуры на 1^0),

β — температурный коэфициент визуального изменения pH морской воды,

t_b — температура буффера при определении pH,

t^1_w — температура морской воды при определении pH

t_w — температура морской воды in situ.

Величина β и δ для сульфофталеинов (тимолблау, крезолрот, фенолрот) определяется по табл. 2 и 3.

Коэфициенты β при различных pH по С. В. Бруевичу и Б. А. Скопинцеву.

(pH без поправки на соленость).

Coefficients β for different pH according to S. W. Brujewicz and B. A. Skopintzew.

(pH are not corrected for the salinity).

Табл. Table 2.

pH	β	pH	β
7.6	± 0.0000	8.2	— 0.0017
7.7	— 0.0002	8.3	— 0.0020
7.8	— 0.0005	8.4	— 0.0023
7.9	— 0.0008	8.5	— 0.0026
8.0	— 0.0011	8.6	— 0.0029
8.1	— 0.0014	8.7	— 0.0032

Коэфициенты δ при различных pH по С. В. Бруевичу и Б. А. Скопинцеву.

Coefficients δ for different pH according to S. W. Brujewicz and B. A. Skopinzew.

Табл. Table 3.

pH	δ	pH	δ
7.6	+ 0.0063	8.2	+ 0.0032
7.7	0.0058	8.3	0.0027
7.8	0.0053	8.4	0.0022
7.9	0.0048	8.5	0.0017
8.0	0.0043	8.6	0.0012
8.1	0.0038	8.7	0.0007

Пример: $pH_в = 8.40$, температура морской воды *in situ* + 28^0, тоже при определении pH + 12^0, температура буффера при определении + 16^0.

$pH_p = 8.40 - 0.0022\ (18 - 16) + 0.023\ (12 - 2) = 8.42.$

При этом способе вычисления pH влияние разности температур воды и буффера на изменение константы диссоциации индикатора остается неэлиминированным.

Для получения величин pH, сравнимых со всеми предшествующими определениями pH на других морях, вычисление pH было проведено по формуле (1).

Величина pH_B (B u c h), в которой элиминировано влияние разности температур на индикатор, имеющая уже абсолютный характер, но зна-

чительно отличающаяся от величин pH получаемых по общепринятому методу Палича, вычисляется по формуле:

$$pH_B = pH_{tв} + \alpha\ (t_в - t^1_w) - \gamma\ (t^1_w - t_w) \qquad (2)$$

где pH_{tB} — pH буфферного раствора, отвечающее окраске индикатора в морской воде, исправленное на изменение pH буфферного раствора с температурой,

γ — температурный коэфициент изменения истинного pH морской воды, отвечающий изменению констант диссоциации воды и углекислоты с температурой.

α — величина обратная по знаку температурному коэфициенту показателя константы диссоциации индикатора рК.

Так как истинная величина pH изменяется не только с изменением щелочности и концентрации свободной углекислоты, но помимо солености также и с температурой, то для элиминирования влияния температуры pH морской воды можно приводить не к температуре *in situ*, но к какой нибудь постоянной температуре. В качестве такой температуры для морской воды могла бы быть выбрана температура 0^0.

В этом случае — приведении к 0^0 — значение pH_0 вычисляется по формуле (3):

$$pH_0 = pH_{tв} + \alpha\ (t_w - t^1_w) - \gamma\ .\ t^1_w \qquad (3).$$

Подробности приведены в вышеуказанной работе С. В. Бруевича и Б. А. Скопинцева (6).

Очевидно, однако, что необходимость подобных работ была ясна не только в Океанографическом институте, но и в других учреждениях, занимающихся океанографией. Доказательством этого является то, что недавно появились аналогичные работы по температурным поправкам, произведенные в Гельсингфорсе Бухом (7). Вопрос о солевых поправках также возбуждает всеобщее внимание.

Кроме того, в качестве подсобной работы, я могу еще указать на работу, произведенную по определению температурного изменения концентрации водородных ионов в буфферных растворах, которыми мы пользуемся при колориметрическом методе. Эта работа тоже является законченной (8).

Затруднительность определения щелочности морской воды в экспедиционных условиях по методу Кьельдаля-Руппина заставила обратиться к разработке других методов определения щелочности — алкалиметрическому с применением цветных индикаторов и электрометрическому (9, 10, 11).

Предложенный автором алкалиметрический метод, которым были определены щелочности морских вод в настоящей работе, сводится в своей последней модификации к следующему:

Стандарт: 125 $см^3$ дважды перегнанной дистиллированной воды электропроводностью не выше 1×10^{-6} обратных ом (при 18^0) вливается в химический стакан иенского стекла емкостью 250 $см^3$. Сюда же прибавляется 3 капли $0.5^0/_{00}$ спиртового раствора диметильгельба и 1.25 $см^3$ 1/100 N соляной кислоты (из пипетки на 1 $см^3$ с делениями на 1/100 $см^3$). Стандарт продувается в течение 3 минут посредством резиновой груши атмосферным воздухом, забираемым снаружи.

100 $см^3$ испытуемой морской воды наливается в такой же стакан иенского стекла, прибавляется 3 капли $0.5^0/_{00}$ раствора диметильгельба, автоматической пипеткой вливается 20 $см^3$ 1/100 N соляной кислоты и далее вода дотитровывается до совпадения с стандартом 1/100 N соляной кислоты из микробюретки емкостью 5 $см^3$ с делениями на 1/100 $см^3$,

По совпадении оттенка со стандартом вода продувается также как и стандарт воздухом в течение 3-х минут, после чего вода снова дотитровывается соляной кислотой до совпадения оттенка со стандартом.

Продувка и дотитровывание продолжается до тех пор, пока новое 3-хминутное продувание не перестанет изменять окраски.

Расход 1/100 N соляной кислоты на 100 cm^3 воды с поправками на титр кислоты и калибрацию бюретки и пипеток, деленный на 10, отвечает щелочности, выраженной в mg—эквивалентах на 1 литр. В найденную величину щелочности вводится поправка на соленость морской воды, приведенная в табл. 4.

Солевые поправки при определении щелочности морской воды с диметильгельбом по С. В. Бруевичу.

Salt corrections for the estimation of alcalinity of sea water by alcalimetric method with dimethyl yellow according to S. W. Brujewicz.

Табл. Table 4.

$S^0/_{00}$	K_a	$S^0/_{00}$	K_a	$S^0/_{00}$	K_a
0	+ 0.000	13	0.016	27	0.029
1	∓ 0.001	15	0.018	29	0.031
3	+ 0.004	17	0.020	31	0.032
5	0.006	19	0.022	33	0.034
7	0.008	21	0.024	35	0.035
9	0.011	23	0.026	37	0.036
11	0.013	25	0.028	39	0.038

K_a — поправка на соленость.

Пример: щелочность морской воды найдена равной 2.245, $S = 34.3^0/_{00}$.

$$A_{\text{ист.}} = 2.245 + 0.035 = 2.280$$

Солевая поправка для метилоранжа принята для $S = 35^0/_{00}$ равной + 0.015.

При определении фосфатов и кремнекислоты, мы столкнулись с влиянием солевого состава морской воды на конечные результаты определения. Это показало, что цифры, которые мы получаем при обычной методике, не являются абсолютными. Отсюда возникла возможность производства аналогичных работ и по отношению к фосфатам (12) и кремнекислоте (13). Эти работы были произведены и теперь уже являются законченными.

В табл. 5 приведены величины степени цветности развиваемой восстановленным фосфомолибдатом в морской воде по сравнению с цветностью в дистиллированной воде и коэфициенты K для элиминирования солевой ошибки.

Солевые поправки при определении фосфатов в морской воде методом Дениже-Аткинса по С. В. Бруевичу и В. С. Красновой.

Salt corrections for the estimation of phosphates in sea water by means of Deniges-Atkins method according to S. W. Brujewicz and W. S. Krassnowa.

Табл. Table 5.

$S^0/_{00}$	$F^0/_0$	K	$S^0/_{00}$	$F^0/_0$	K	$S^0/_{00}$	$F^0/_0$	K
0	100	1.00	13	81	1.23	27	76	1.32
1	96	1.04	15	80	1.25	29	75	1.33
3	92	1.09	17	79	1.26	31	75	1.33
5	89	1.12	19	78	1.27	33	74	1.34
7	86	1.16	21	77	1.29	35	74	1.35
9	84	1.19	23	77	1.30	37	73	1.36
11	82	1.22	25	76	1.31	39	73	1.37

Пример: содержание фосфатов при колориметрировании найдено равным 25 *mg* P/m^3. Соленость 35‰.

Истинное содержание фосфатов равно $25 \times 1.35 = 34$ *mg* P/m^3.

Величина фосфатов в настоящей работе выражена в фосфоре P/m^3.

Работа, произведенная по проверке методики определения кремнекислоты по способу Динерта и Ванденбулька, показала необходимость замены соотношения: 36.9 пикриновой кислоты = 50 *mg* SiO_2 — другим: 25 *mg* пикриновой кислоты = 50 *mg* SiO_2, весьма близким к данным Кинга и Люкаса (14) — 25.6 *mg*. При определении кремнекислоты, так же как и при определении фосфатов солевой состав морской воды понижает развиваемую реактивом цветность.

Величина степени цветности и пересчетные коэфициенты приведены в табл. 6.

Солевые поправки при определении кремнекислоты в морской воде методом Динерта и Ванденбулька по С. В. Бруевичу и Л. К. Блинову

Salt corrections for the estimation of silica in sea water by means of Diénert and Wandenbulcke's method according to S. W. Brujewicz and L. K. Blinow.

Табл. Table 6.

S‰	F%	K	S‰	F%	K	S‰	F%	K
0	100	1.48	13	79	1.87	27	66	2.24
1	98	1.51	15	77	1.92	29	65	2.27
3	94	1.57	17	75	1.97	31	63	2.35
5	90	1.64	19	73	2.02	83	61	2.43
7	87	1.70	21	71	2.08	35	60	2.47
9	84	1.76	23	69	2.14	37	58	2.55
11	82	1.81	25	67	2.21	39	57	2.60

F% — степень цветности, развиваемой в морской воде данной солености по сравнению с дистиллированной водой.

K — коэфициент, на который надо умножить величину кремнекислоты, найденную в морской воде для пересчета с соотношения Динерта и Ванденбулька (36.9 *mg* пикриновой кислоты = 50 *mg* SiO_2) на соотношение 25 *mg* пикриновой кислоты = 50 *mg* SiO_2 и для введения солевой поправки.

$$\text{При} \quad S = 0‰ \quad K = \frac{36.9}{25.0} = 1.48.$$

$$\text{В общей форме: } K = \frac{36.9 \times 100}{25 \times F\%}$$

Пример: При колориметрировании по Динерту и Ванденбульку с стандартом 36.9 *mg* пикриновой кислоты = 50 *mg* SiO_2 в морской воде с $S = 35‰$ найдено 200 *mg* SiO_2.

Истинное содержание кремнекислоты равно $200 \times 2.47 = 494$ *mg* SiO_2/m^3.

Вот основные методические работы, которые должны были быть окончены, прежде чем возможно было приступить к окончательной цифровой обработке материала.

Теперь разрешите приступить к изложению основных выводов по нашим гидрохимическим работам,—по работам в самом море.

Фактором, который в наибольшей степени привлекал наше внимание, была активная реакция. Дело в том, что активная реакция *pH*

является чрезвычайно характерным фактором в гидрохимии вообще и в морской гидрохимии в частности. *pH* является показателем концентрации водородных ионов в воде. Концентрация водородных ионов имеет, с одной стороны непосредственное биологическое значение, как один из виднейших физико-химических факторов, определяющих физико-химическую физиономию воды, с другой же стороны, активная реакция, концентрация водородных ионов, связана определенными взаимоотношениями с концентрацией свободной угольной кислоты в воде.

Можно сказать, что при постоянной щелочности, солености и температуре концентрация водородных ионов является функцией от концентрации свободной угольной кислоты. Так как концентрация водородного иона в море изменяется в широких пределах, концентрация *H* может меняться во много раз, а щелочность изменяется при определении воды при ледообразовании относительно в небольшом пределе, то, пренебрегая влиянием температуры, имеющей в данном случае меньшее значение, мы можем считать, что *pH*, активная реакция, является в первом приближении мерилом концентрации свободной угольной кислоты.

Свободная угольная кислота является таким образом показателем очень важных процессов, проходящих в морской воде—процессов окисления органического вещества; с другой же стороны—концентрация свободной угольной кислоты изменяется и в другом процессе—в процессе образования органических веществ, в процессе фотосинтеза.

Таким образом угольная кислота является дважды существенным и важным элементом. Вот причина почему на концентрацию свободной угольной кислоты и связанного с ней водородного иона было обращено такое внимание.

Наши работы производились главным образом в западной части Баренцова моря—по Кольскому меридиану и в значительной мере также по 30, 35 и 38 меридианам. Затем производились работы в крайней западной части Баренцова моря между о-вом Медвежьим и Норд-Капом. Далее гидрохимические работы были произведены в центре Баренцова моря по 41 и 47 меридиану, в южной части Баренцова моря у берегов Мурмана и в воронке Белого моря по линии м. Канин-Святой нос и м. Городецкий-Святой нос. В северной части работы были произведены в районе возвышенности „Персея", в районе Шпицбергена и Земли Франца Иосифа.

Гидрохимический материал распределен между этими районами чрезвычайно неравномерно. Наибольшее количество определений было произведено по Кольскому меридиану и 38 меридиану. Вот область, на которую падает может быть около половины всех наших работ. По этому району мы располагаем данными о годичном режиме гидрохимических элементов.

Работа по Кольскому и 38 меридианам является продолжением работы, начатой Е. М. Крепсом еще на Мурманской станции.

Теперь разрешите перейти непосредственно к самой характеристике этих районов в отношении активной реакции. Дальше я перейду к характеристике отдельных биогидрохимических элементов по всей поверхности Баренцова моря, разбивая его на отдельные районы: район крайний западный: Норд-Кап-Медвежий о-в, район западный: примерно 30—38 меридианы, район центральный: 41—47 меридианы, район южный: воронка Белого моря и Примурманский район — и северный район: Шпицберген, Земля Франца-Иосифа и Новая Земля.

Основная толща воды в крайней западной части Баренцова моря в районе Норд-Кап—о-в Медвежий летом (1929 г.) имеет активную

реакцию 8.06—8.08 и понижается у дна до 8.06—7.97. В Надеждинской впадине *pH* кислее—8.02—8.03.

Надо сказать, что эти разрезы, повторявшиеся несколько раз, пересекают сначала Норвежский желоб (я пользуюсь той номенклатурой, которая принята в нашем ин-те), потом пересекают Норвежскую возвышенность. Медвежинскую впадину и затем подходят к Медвежьему о-ву. Таким образом все разрезы по этой линии пересекают относительное мелководье, а потом идет глубокая Медвежинская впадина. Очевидно, что и режим в этих районах будет не вполне одинаковый. В районе Медвежинской впадины активная реакция в глубоких местах падает ниже, чем это имеет место на Норвежской возвышенности. Зимой на Норд-капской возвышенности среднее значение активной реакции было 8.12, в Медвежинской впадине 8.01-8.05 и в арктической воде Медвежинской банки—8.00—8.02.

Самые низкие значения *pH* 7.90—8.00 наблюдались на склоне Медвежинской банки на границе атлантической и арктической воды.

Таким образом в зимнее время мы наблюдаем довольно значительное различие между активной реакцией на Норвежской возвышенности и активной реакцией в Медвежинской впадине. Зимние разрезы, как видим, показали также довольно значительную разницу между активной реакцией вод, заполняющих Медвежинскую впадину, и между водой, покрывающей Медвежинскую банку.

Здесь разрешите указать на то, что дальше мы, как вообще в работах нашего Института, пользуемся термином „вода арктическая" и „вода атлантическая". Этим термином мы пользуемся довольно часто, но значение этих терминов установлено, я бы сказал, весьма относительно.

За атлантическую воду считают обычно свежую воду Нордкапского течения, впадающую в Баренцово море, а за арктическую воду обычно считают воду, которая зимовала в Баренцовом море.

При разборе нашего гидрохимического материала мы обращали особое внимание на разницу химического состава атлантической и арктической воды, и мы пытались дать какое нибудь обоснование для формулировки этих понятий.

Есть ли, вообще говоря, разница в химическом составе между атлантической водой и водой арктической? На этот вопрос можно ответить только очень условно. Арктическая вода Баренцова моря представляет собой ту же атлантическую воду, но несколько переработанную. В первом приближении казалось бы, что эти процессы—процессы переработки воды атлантической в воду арктическую—должны пойти по линии понижения температуры, понижения солености, повышения угольной кислоты и уменьшения величины *pH*. Разбор материала показывает, что это имеет место в значительной мере, но далеко не всегда и в отдельных случаях мы можем иметь совершенно противоположные явления,—т. е. арктическая вода может обладать реакцией более щелочной, чем вода атлантическая; арктическая вода может иметь больше кислорода, чем вода атлантическая. Но обычно температурные условия более или менее сохраняются и атлантическая вода остается относительно более теплой до тех пор, пока она окончательно не переработается. Я бы сказал, что для Баренцова моря пользоваться терминами „арктическая вода" и „атлантическая вода" можно только относительно; когда мы имеем в данном месте две воды, то одну из них мы во многих случаях можем назвать атлантической, а другую—арктической водой. Если мы возьмем зимний разрез Норд-Кап-Медвежий, то разница между атлантической и арктической водой чрезвычайно большая: там где, при подъеме на Медвежинскую банку

происходит подъем изотерм, мы видим очень резкое изменение активной реакции: холодные воды оказываются гораздо более кислыми, и таким образом различие между температурными величинами и активной реакцией совпадает. Когда мы перейдем к Северному району, то мы увидим, что здесь могут быть совершенно обратные положения.

Таким образом на Нордкапской возвышенности мы имеем активную реакцию более щелочную, в Медвежинской впадине более кислую, и это соответствует тем условиям, которые мы должны были бы ожидать: более медленная движущаяся вода в глубоких впадинах, изолированная от соприкосновения с атмосферой, имеет большую концентрацию угольной кислоты,—и соответственно с этим более кислую реакцию. Активная реакция в западной части Баренцова моря весьма близка по величине к активной реакции в крайней западной части. Напр. на Кольском меридиане мы имеем величины *pH* близкие к величинам в крайней западной части; но на Кольском меридиане мы имеем весьма характерное распределение гидрологических элементов по разрезу и соответственно с этим—характерное распределение гидрохимических элементов.

Наиболее характерной чертой распределения гидрологических и гидрохимических элементов по Кольскому меридиану является чередование масс теплой атлантической воды и холодной воды — воды, которую вполне уместно назвать водой арктической.

Разделение Нордкапского течения на отдельные ветви происходит соответственно изменению рельефа, который по Кольскому меридиану очень хорошо известен.

Н. М. Книповичем была предложена гидрологическая карта, которая при сопоставлении с материалом 1930 г., а также с материалами предшествующих лет, оказалась в прекрасном соответствии с ними. Разрешите и в дальнейшем, несмотря на то, что в последнее время мы имеем несколько, может быть, иное толкование течений Баренцова моря—пользоваться все таки той терминологией, которая была предложена Н. М. Книповичем и которая является удобной для обозначения распределения масс теплой и холодной воды в западной части Баренцова моря.

Н. М. Книпович указывает на то, что по Кольскому меридиану мы имеем явно отличающуюся по гидрологическим элементам первую ветвь Нордкапского течения—центр ее находится на 75°30′*N* вторая ветвь (центр) находится на 72°30′*N*, третья ветвь—на 73°30°*N* и четвертая ветвь на карте Н. М. Книповича намечена по руслу Надеждинской впадины и пунктиром проведена дальше на восток. Наши разрезы по 30, Кольскому, 35 и отчасти 38 меридиану показывают, что северная ветвь, 4 ветвь, заполняет всю Надеждинскую впадину, весь пролив между Центральной возвышенностью и возвышенностью „Персея“ и частично может быть прослежена и дальше. К сожалению у нас нет разрезов, которые пересекали бы 4 ветвь более восточно, но косвенные признаки указывают на то, что эта вода должна двигаться дальше. Когда мы будем говорить о северном районе, то ясно будет почему это так.

По разрезу на 35 меридиане (он расположен уже посредине Центральной возвышенности) видно, что теплые атлантические воды целиком заполняют пролив между двумя возвышенностями, начиная примерно от 75—50 *m* ниже поверхности.

Третья ветвь Нордкапского течения, проходящая между возвышенностью на Кольском меридиане на 73° *N* и Центральной возвышенностью,—также весьма ясна. Согласно динамической карте А. В. Соколова, эта третья ветвь представляет собой только циклоническое

завихрение, т. е. согласно этой карте, мы имеем такую картину, что вода не течет дальше на восток, а дает циклоническое завихрение и уходит в тот же район Надеждинской впадины. У нас не было дальше материалов по этому вопросу, но это не является существенным при изучении распределения гидрохимических элементов; нам важно констатировать то, что в данном районе имеются массы теплой атлантической воды.

Соответственно такому распределению масс теплой воды, в западной части Баренцова моря мы имеем массы характерной атлантической воды, разделенные между собой по дну возвышенностями, покрытыми „шапками" холодной воды. Этот термин употребляется в нашем Институте — разрешите мне им пользоваться. Эти шапки холодной воды представляют собой языки арктической воды, которые вдаются между струями атлантической воды.

Таким образом, Кольский меридиан является весьма удобным местом для штудирования вопроса о различии химического состава вод атлантических и вод арктических.

Изучение активной реакции по этому разрезу показывает, что мы действительно имеем, во-первых, весьма явное соответствие между рельефом, изотермами и между изгибами изо—*pH* линий. Холодная вода, разделяющая ветви Нордкапского течения, не только гидрологически, но и гидрохимически, характеризуется как арктическая вода, так как в этих шапках линии изо—*pH* поднимается к верху.

Проследим теперь изменение активной реакции по Кольскому меридиану и отчасти по 38° *E* в течение года. Кольский меридиан является главнейшим районом, где мы имели возможность изучать сезонные изменения гидрологических и гидрохимических элементов. По Кольскому меридиану в декабре 1929 г. мы имели активную реакцию 8.03—8.08 в круглых цифрах, при чем в декабре 1929 г. по Кольскому меридиану была весьма ясная стратификация—и гидрологическая и гидрохимическая. На 38 меридиане стратификация была менее заметна. Во время февральского рейса стратификация горизонтальная по Кольскому меридиану уступила место однородным величинам. Для каждой данной вертикали, для каждой данной станции мы имеем однородные величины *pH*, но по мере продвижения с юга на север эти абсолютные величины несколько меняются. Величина активной реакции на нулевом горизонте варьировала в пределах 8.07—8.11 и у дна 8.10—8.12.

Таким образом, к разгару зимы мы все же имели несколько более щелочную реакцию у дна, чем на поверхности.

В конце марта и начале апреля величины *pH* от поверхности до дна были вследствие вертикальной циркуляции весьма однородными— 8.09—8.10. Начало апреля было последним периодом зимнего наблюдения, которое мы имели возможность провести по Кольскому меридиану.

Следующий рейс в начале июня дал уже резкое изменение картины. В начале июня мы имеем ясную стратификацию в верхних 100 и особенно в верхних 50 *m*. По Кольскому меридиану на нулевом горизонте, примерно до 73° *N pH* было 8.16—8.20 и выше 73° *N* доходило в среднем до 8.30, т. е. мы имели довольно значительное увеличение активной реакции в северных широтах. Это может быть оформулировано, как писал об этом в своей работе Е. М. Крепс, таким образом, что весна на севере начинается в более северных широтах. Действительно мы увидим, что это обстоятельство и по остальным элементам имеет место. В данном случае изменением активной реакции мы пользуемся как индикатором развития планктона.

Мы имеем в распоряжении две величины, которые контролируют это развитие: величину активной реакции и величину растворенного кислорода—величину процента насыщения кислорода. Эти обе величины показывают, что наиболее яркий и сильный взрыв продукции планктона происходит ранней весной на севере. Далее линия высокой активной реакции продвигается уже на юг. При этом у дна мы имели величину реакции несколько более кислую, чем в марте и апреле—*pH* 8.06, т. е. мы после одинаковой величины *pH* у дна и на поверхности в конце зимы, в начале лета имеем дальнейшее расслоение толщи воды в отношении *pH*.

В августе величины *pH* в поверхностном слое несколько снижаются, но на севере *pH* все же несколько выше, чем на юге. *pH* в поверхностном слое до 74° *N* 8.15—8.18, т. е. почти тот же, что и в июне, севернее 74° *N* в среднем до 8.21, т. е. ниже, чем в июне. У дна *pH* до центральной возвышенности было около 8.06—8.07.

Почти до августа месяца мы имеем еще правильную прямую стратификацию активной реакции в море. Мы имеем наибольшую величину реакции на нулевом горизонте и несколько меньшую на 10 и 25 *m*. Линия температурного скачка и скачка *pH* проходит обычно между 25—50 *m*.

В сентябре месяце мы наблюдаем изменение этой картины, ее дальнейшее развитие и углубление: образование подповерхностного максимума *pH*. Максимальная величина активной реакции встречается уже на нулевом горизонте, а на горизонте 10—25 *m* соответственно с увеличением в этом слое и второго показателя фотосинтетических процессов—растворенного кислорода.

После сентября дальнейший рейс был сделан в ноябре, при чем в ноябре обнаружился ясный переход к зиме. Вертикальная циркуляция захватила уже верхние слои, и соответственно с этим разница в величинах активной реакции у дна и на поверхности, которая достигла максимальной величины в сентябре, стала снижаться.

pH в поверхностном слое было в среднем 8 13—8.16 до 8.20 на юге, в остальной массе воды *pH* было у дна, около 8.10. В начале января 1931 г. *pH* в среднем во всей массе воды было около 8.15, при чем стратификации уже не было заметно и режим был таким образом типично зимним. Таким образом, наблюдения за изменением активной реакции по Кольскому меридиану дают нам возможность сделать следующие выводы: зимние величины активной реакции во всей толще воды являются более высокими, чем придонные значения в летнее время, и вместе с тем более низкими, чем величины *pH* в верхнем слое фотосинтеза в летнее время; это является результатом того, что при зимней циркуляции происходит перемешивание вод и отдача угольной кислоты в атмосферу.

При $pH = 8.10$, $S = 35‰$ и $A = 2.32$, упругость угольной кислоты в воде, вычисленная по формуле Саундерса, составляет 0.36 *mm* ртутного столба, в то время как давление угольной кислоты в атмосфере равно 0.23 *mm*. Таким образом, в зимнее время (1930 г.) происходит отдача угольной кислоты с поверхности Баренцова моря в атмосферу.

После весеннего и летнего прогрева мы имеем увеличение *pH*, изменение активной реакции в щелочную сторону в верхних горизонтах,—соответственно с течением фотохимических процессов—и покисление активной реакции в придонных водах, в которых попрежнему продолжают преобладать процессы окисления органического вещества.

Сравнение распределения *pH* по Кольскому меридиану в декабре 1929 г.—январе 1930 г. и январе 1931 г. показывает на значительные

колебания как в абсолютных величинах pH в различные годы, так и на время наступления зимних условий. В 1930 г. зимние условия наступили раньше, чем в предыдущем году и величины pH были значительно выше.

Такова в основных чертах характеристика западного района. В отношении разницы между активной реакцией в водах атлантических и арктических, нужно сказать, что наибольшую разницу мы имеем в летнее время,— главным образом, к сентябрю месяцу, т. е. во время наиболее ярко выраженной стратификации. Зимой эта разница по Кольскому меридиану почти совершенно сглаживается в южной части; в северной же части, где мы имеем ярко выраженные возвышенности, она становится меньше, но продолжает оставаться заметной, т. е. языки более холодной и более кислой воды мы продолжаем наблюдать зимой на более высоких возвышенностях—„Персея" и Центральной.

Активная реакция по центру Баренцова моря, по 41 и 47 меридиану—изучалась только во время 13 экспедиции, т. е. только летом в июле 1927 г. В южной части 41 меридиана активная реакция от поверхности до дна была найдена весьма однородной и довольно щелочной—8.10—8.12; здесь мы имеем еще влияние Белого моря; Дальше, к северу, выше 70° N, соответственно с переходом к центральной впадине Баренцова моря, мы имеем у дна более кислую реакцию—pH опускается до 7.95—8.02. Вообще говоря, центральную часть Баренцова моря можно предварительно, повидимому, характеризовать, как относительно застойную область с весьма низкими величинами pH в придонной зоне. В поверхностной зоне, конечно, величины pH высокие, так как высокие величины pH мы имеем летом по всей поверхности Баренцова моря.

27 экспедиция „Персея", которая летом 1930 г. пересекла центральную часть Баренцова моря от Центральной возвышенности до Гусиной—дала подтверждение данных 1927 г. Таким образом мы имеем характеристику этого района только для летнего периода.

На юге в области, граничащей между Баренцовым и Белым морем, мы имеем чрезвычайно характерное и чрезвычайно своеобразное отношение гидрологических элементов и в соответствии с этим весьма своеобразное отношение и гидрохимических элементов,— в первую очередь кислорода и активной реакции. Здесь, в области воронки Белого моря, в 1927 г. нами были произведены довольно большие работы. В Приканинской области 10-мильными станциями был покрыт довольно большой четырехугольник, в области воронки ограниченный параллелями 68° и 69°10′ N и меридианами 41 и 44°E. Таким образом Канин нос был почти в центре этого четырехугольника. Работы в этом четырехугольнике позволили составить пространственные карты для гидрохимических и гидрологических элементов (см. приложение), причем выяснилась весьма своеобразная картина, прежде всего— в отношении активной реакции. В этой области мы имели картину, которую мы никогда не наблюдали ни в одной другой части Баренцова моря. Именно, в районе по линии примерно Канин-Святой Нос— мы имели такую картину, что наиболее кислые величины были на поверхности, а наиболее щелочные имели место в придонной зоне. В этом районе мы встретили у дна величины pH до 8.13, 8.14 и даже 8.17. Таких величин активной реакции мы не встречали в придонном слое в других районах. Определение активной реакции кислорода и гидрологических элементов по разрезу проходящему от NW на SE из Баренцова моря в воронку Белого моря под Каниным носом указано в таблице 7.

Распределение *pH*, O_2%, *S*‰ и *t*° в Приканинском районе на ст. П682 (69°10′*N*, 41°13′*E*), П713 (68°28′*N*, 42°47′5,*E*) и П730 (68°14′*N*, 43°58′*E*) 3 8-10 июля 1927 г.

Distribution of *pH*, O_2%, salinity and temperaturs in Kanin Cape region on the St. 682, 713 and 730 3-8-10th july 1927.

Table Табл. 7.

	pH			O_2%			*s*‰			*t*°		
ст. stat. / *m*	682	713	730	682	713	730	682	713	730	682	713	730
0	8.14	8.01	8.03	106	109	105	—	28.73	30.16	5.2	8.8	6.3
10	8.13	8.08	8.06	114	103	106	33.98	29.33	30.30	6.4	3.2	6.0
19	—	—	8.05	—	—	104	—	—	30.70	—	2.3	6.0
25	8.10	8.12	—	100	103	—	33.96	32.70	—	2.0	—0.2	—
50	8.10	8.13	—	99	106	—	34.18	33.60	—	1.8	—0.04	—
66	—	8.14	—	—	103	—	—	34.36	—	—	—	—
80	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
88	8.07	—	—	100	—	—	34.25	—	—	1.8	—	—
Дно—0 *m* Bottom—0 *m*	—0.07	0.13	0.02	—	—6	—1	0.27	5.63	0.54	—3.4	—8.8	—0.3

При разборе этой своеобразной картины, своеобразного распределения всех элементов, мы получили примерно такую картину: в северной части (ст. 682) мы имеем нормальное распределение активной реакции, т. е. более щелочные величины вверху и более кислые внизу. Затем мы имеем зону переходную (ст. 713), где более щелочные величины активной реакции находятся в придонной зоне, а кислые вверху и, наконец, в самом южном районе (ст. 730) мы имеем более или менее нормальную картину.

Такое своеобразное распределение может быть объяснено тем, что здесь воды Беломорского стока покрывают повидимому уходящие под них поверхностные воды Баренцова моря, приходящие с запада с Мурманского района. Придонные воды в этой области характеризовались всеми особенностями, характерными для вод поверхностных.

Распределение кислорода тоже весьма своеобразно. Мы имеем очень высокие величины растворенного кислорода и в высокие величины процента насыщения от поверхности до дна и у дна имеем величины примерно от 100 до 105%.

В основном мы здесь можем представить себе картину таким образом: Беломорские воды и воды Баренцова моря здесь проклиниваются. Внизу идет клин относительно более тяжелых, более высокосоленых вод и соответственно тому, что это поверхностные воды— более щелочных. Вверху мы имеем воды менее соленые и более кислые, потому что воды Белого моря с меньшей величиной солености и с меньшей абсолютной величиной щелочности являются, вообще говоря, более кислыми. Величины щелочных коэфициентов в общем подтверждают такую картину распределения.

Такая картина характерна только для начала гидрологического лета, только для июня месяца, когда прогрев захватывает только верхние горизонты. В конце лета, в конце августа и в сентябре мы в этом районе имеем уже характерную для района горла и воронки Белого моря гомотермию и гомохалинность и одинаковые от поверхности до дна величины *pH*.

Перейдем теперь к северному району. Северный район, находящийся между Шпицбергеном, Землей Франца Иосифа и Новой Землей, представляет собой в гидрологическом отношении чрезвычайно интересный и своеобразный район Баренцова моря. В отношении гидрологических элементов воды северной части Баренцова моря представляют собой чрезвычайно простую и ясную картину. Здесь мы имеем очень ярко выраженные три слоя. Верхний слой, средняя величина которого 25—50 *m*, отвечает опресненной и относительно прогретой воде (*pH* около 8.20). Под ней примерно на глубине до 100—150 *m* идет холодный промежуточный слой (*pH* около 8.05—8.10). Холодный промежуточный слой характерен резко выраженной отрицательной температурой. Условно можно сказать, что холодный промежуточный слой ограничен изотермой минус 1°.

На всем протяжении от Шпицбергена до Новой Земли севернее 77—78° *N* мы встречаем этот ярко выраженный холодный промежуточный слой с температурой от — 1 до — 1.7°. Под ним расположено третий—относительно теплый слой (*pH* 8.00—8.05 по данным 21 экспедиции „Персея"). Температура его севернее 78° колеблется от 0° до—1°. Этот теплый нижний слой мы не можем не связать с заполнением нижних горизонтов атлантической водой — условно атлантической, потому что вода эта является в значительной степени переработанной.

Таким образом возвращаясь к этой номенклатуре—„атлантическая" и „арктическая" вода—мы можем сказать, что здесь нижний слой может быть условно назван водой атлантической, а холодный промежуточный слой с температурой ниже — 1° может быть назван арктической водой.

Однако мы избегаем придавать этому нижнему теплому слою название слоя атлантической воды, так как, как мы увидим дальше, в этом относительно теплом слое при продвижении на северо-восток и северо-запад появляются включения абсолютно теплой воды, т. е. воды, обладающей температурой выше 0°. Такие включения мы имеем в северо-восточной части на станции „Персея" 1266 и в северо-западной части. Относительно происхождения воды на 1266 станции (21 экспедиция „Персея") повидимому не может быть сомнений в происхождении этой теплой воды из Полярного бассейна, из его теплого промежуточного слоя. Происхождение этих теплых вод из Полярного бассейна было доказано Н. М. Книповичем (15) на основании обработки материалов „Ермака" за 1901 г. „Ермаком" было сделано между Новой Землей и Землей Франца Иосифа три разреза: восточный, центральный и более западный.

На западном разрезе не было совершенно обнаружено вод с положительной температурой. На втором разрезе было обнаружено некоторое включение воды с температурой около 0°, наконец на крайнем восточном разрезе теплая вода с температурой выше 0° была найдена в большом количестве.

Таким образом первый контрольный разрез совершенно ясно показал, что эта вода не может иметь другого происхождения, как только за счет теплой атлантической воды Полярного бассейна. Наличие же этих теплых вод было доказано работами Нансена. Позднее нахождение в этом районе теплых полярных вод Полярного бассейна было подтверждено работами В. В. Тимонова (16) в 1927 г. и В. Ю. Визе в 1929 г. (17).

Аналогичную картину мы имеем и в северо-западном районе по работам 19 экспедиции „Персея" в 1928 г., 21 экспедиции в 1929 г. и по данным последнего очень интересного разреза, который был сде-

лан Н. Н. Зубовым на „Книповиче“ в сентябре 1930 г. Кроме того в этом районе был сделан разрез на „Персее“ во время 17 экспедиции „Персея“ в 1928 г. В этом же районе к востоку от возвышенности „Персея“ случайно был сделан второй разрез. Дело в том, что „Персей“, идя вдоль кромки льда на *NE* зашел в ледяной мешок и идя обратно на *SW* сделал второй небольшой разрез, расположенный к *SE* от первого.

Сопоставление этих двух небольших разрезов дало картину в известной степени аналогичную той, которую дали разрезы „Ермака“ в 1901 г., т. е. в более южной части не была обнаружена положительная температура, а в более северной она была обнаружена. В 1929 г. во время 21 экспедиции „Персея“, когда разрез проходил еще более северно, были обнаружены большие массы воды с положительными температурами. Разрез, сделанный Н. Н. Зубовым от острова Короля Карла до мыса Флоры, показал уже наличие огромных масс теплой воды. Это тесно увязывается с рельефом дна—теплые воды заполняют глубокую впадину, вдающуюся между Землями Виктории и Александры. Языки этой воды мы наблюдали во время 21 эспедиции „Персея“, во время 17 экспедиции и их же можно наблюдать к северу от возвышенности „Персея“. Район возвышенности „Персея“ в отношении распределения теплой воды дает несколько своеобразную картину: наш разрез по 30 меридиану, произведенный во время 17 экспедиции „Персея“—показывает, что теплые Нордкапские воды доходят до перешейка, соединяющего возвышенность „Персея“ с Медвежинской банкой и частично переливаются за него. Работы к северу от возвышенности „Персея“ показывают, что мы имеем наличие теплых вод, расположенных между Землями Виктории и Александры. Тут, с одной стороны, мы можем иметь дело с теплой водой Нордкапского течения, а, с другой стороны, с теплой водой Западного Шпицбергенского течения, огибающего Шпицберген с севера и вливающегося в Баренцево море северо-западным проходом. Мне кажется, эти работы должны быть особо отмечены, потому что в литературе, насколько я знаю, нет определенных, конкретных указаний на то, чтобы атлантические воды вливались бы в таком заметном количестве в Баренцово море северо-западными воротами, хотя эта возможность и предполагалась Н. М. Книповичем.

Распределение гидрохимических элементов, в первую очередь—активной реакции и кислорода по этому району показывает нам довольно любопытные данные. Языки теплой атлантической воды, проходящие в эту северную часть Баренцова моря, в пролив между Шпицбергеном и Землей Франца Иосифа, между Землей Виктории и Землей Александры в отношении активной реакции и в отношении растворенного кислорода, не дают сколько нибудь заметного отличия от окружающих и ясно распознаваемых по температуре арктических вод. Таким образом, если мы по Кольскому меридиану имеем очень ясное различие между атлантическими и арктическими водами, то здесь мы имеем обратный пример того, о чем я уже говорил раньше, пример того, что воды арктические и воды атлантические по своим основным химическим свойствам не различаются. В данном случае, я говорю о величинах активной реакции и о величинах процентного насыщения кислорода.

С аналогичным явлением, т. е. с тем, что воды различного происхождения имеют одинаковую величину активной реакции и растворенного кислорода,—с этим явлением мы неоднократно встречались. Иногда арктические и атлантические воды очень резко отличаются по своим гидрохимическим элементам, а иногда они совсем не разли-

чаются. Причина этого очень простая. Мы имеем в обоих этих случаях атлантическую воду, только различного возраста. Когда мы имеем атлантическую воду свежую, только что влившуюся в Баренцево море, как например по Кольскому меридиану, то совершенно естественно, что этой воде присущи более характерные свойства: в ней мало угольной кислоты, много кислорода, она резко отличается от арктической воды. Когда эти атлантические воды попадают в Баренцево море в такие условия, когда они в течение долгого времени не имеют контакта с атмосферой, то по мере течения биохимических процессов они теряют ту физиономию, которую они имели при входе в Баренцево море. Количество угольной кислоты в изолированной от контакта с атмосферой атлантической воде увеличивается за счет окисления нового вносимого в нее органического вещества в виде падающего сверху отмершего планктона. Характерным является также то, что в течение довольно значительного промежутка времени вода не успевает заметно изменить свою температуру. Это происходит потому, что эти массы воды остаются вне сферы вертикальной циркуляции, т. е. эта вертикальная циркуляция распространяется на холодный промежуточный слой и в течение определенного времени не доходит до более глубоко лежащих масс теплой воды. Только этим можно объяснить то, что в Полярном бассейне в течение долгих сроков наблюдаются большие массы теплой атлантической воды, занимающей промежуточный слой, которая весьма легко распознается по своей температуре. Очевидно, срок недостаточен для того, чтобы вода изменила свою температуру, находясь в своеобразных условиях — в условиях гигантского термоса; но биохимические процессы при этом идут своим порядком.

Возвращаясь к северному разрезу 21 экспедиции, мы встречаемся в северо-восточном углу на 1266 станции опять с атлантической водой,— но уже пришедшей с северо-востока. В этом месте атлантическая вода по своим химическим свойствам отличается от остальной массы арктической воды: активная реакция ее довольно высока—8.05—8.07; процент насыщения растворенного кислорода оказался несколько выше: в арктической = 88—89, а в атлантической около 92. Сейчас трудно дать об'яснение тому, что эти атлантические воды северо-восточного происхождения имели больший процент кислорода, чем воды северо-западного происхождения, хотя, казалось бы, что как более молодая, последняя должна была бы иметь большое количество кислорода.

Разрешите на режиме кислорода не останавливаться особенно подробно, потому что материал очень велик, и указать только на основные характерные черты распределения кислорода.

Надо сказать, что в основных чертах растворенный кислород является величиной, очень тесно связанной с активной реакцией: чем больше величина активной реакции, тем больше обычно процент насыщения кислорода. Картина распределения кислорода в Баренцовом море в основных чертах повторяет картину распределения и режима активной реакции, т. е. по Кольскому меридиану мы имеем летом наибольшую стратификацию кислорода:—наиболее высокий процент насыщения кислородом на поверхности—выше 100%, в среднем около 105% и минимальный у дна—грубо около 90%, совершенно аналогично с величиной *pH*. Так же как и в отношении *pH* максимальную величину процента насыщения кислорода мы встречаем впервые по мере развития гидрологической весны на крайнем севере. Далее эти повышенные величины перенасыщения перекидываются также на юг, и к концу лета мы имеем достаточно ясное развитие и подповерх-

ностного максимума—до 123% *. Зимой величина процента насыщения кислорода является приблизительно средней величиной из процента насыщения для поверхностного слоя и придонного слоя в летнее время, колеблясь грубо от 90 до 100%. Затем следующим летом появляется новая стратификация и повторение той же картины.

В отношении кислорода я хотел бы остановиться на одном характерном явлении, именно на весьма высоком абсолютном содержании растворенного кислорода в холодном промежуточном слое, который мы встретили во время 17 экспедиции „Персея" в 1928 г., потому что так ярко это уже больше не наблюдалось. По 30 меридиану мы имели высокое абсолютное количество растворенного кислорода в нижней части зоны фотосинтеза. Максимум приходился на 40 *m* иногда ниже, частично (ст. 1020) увязываясь с величиной активной реакции, и очень хорошо увязываясь с холодным промежуточным слоем. Так на ст. 1020 (77°*N*) на глубине 40 *m* при $pH = 8.04$ $O_2\% = 117$. Судя по величинам *pH* фотосинтетический слой расположен здесь выше 30 *m*. Такое распределение можно объяснить тем, что во время вертикальной циркуляции зимой эти воды насыщаются кислородом при очень низкой температуре и, после того, как кислород был истрачен на окислительные процессы, остается достаточное количество кислорода, который держится в этом слое до лета.

Весьма характерным в распределении кислорода в летнее время является кислородный минимум на горизонте 50 *m*, реже 50—150 *m*, неоднократно наблюдающийся как по работам на „Персее" и „Книповиче", так и л/п „Седов" в районе земли Франца Иосифа и „Мод" в Восточно-Сибирском море. Минимум кислорода связан с потреблением кислорода отмершим и опускающимся из зоны фотосинтеза планктоном и расположен ниже зоны фотосинтеза, конвекции и температурного скачка. Величина минимума довольно хорошо согласуется с интенсивностью фотосинтетических показателей—величины *pH* и $O_2\%$ в верхней зоне. Понижение в слое минимума обычно не превышает нескольких %% насыщения.

Давление свободной угольной кислоты аппаратом Крога определялось нами только летом 1927 г. в Центральной части Баренцова моря (см. табл. 7). Давление CO_2 в воздухе было 3.0—3.3‰. Давление на 0 *m* было ниже: 2.3—2.8‰, на 25 *m* давление было найдено меньшим, чем в поверхностном слое. У дна давление превышало давление CO_2 в атмосфере, колеблясь от 3.1— до 3.7‰. Таким образом, летом имеем постоянное поглощение углекислоты атмосферы поверхностью моря. (См. табл. на след. стр.).

---

* Следует оговориться, что развитие подповерхностного максимума *pH* лишь к концу гидрологического лета отвечает в данном случае лишь 1930 г. В 1927 и 1928 г. развитие подповерхностного максимума *pH* наблюдалось и в июле.

Давление свободной углекислоты в воде Баренцова моря и морском воздухе в июле 1927 г.

CO_2—tension in water of Barents sea and in sea air in July 1927.

Табл. Table 8.

№ станции Stations	Координаты Coord	Время Time	Глубина взятия Depth	t^0 in situ	$S^0/_{00}$	pH	A mg	$p\ CO_2 \times 10^4$ atm in situ
Атмосферный воздух Atmospheric air								
—	71°02′N 41°19′E	16 VII 1h	—	—	—	—	—	3.3
—	71°19′N 41°21′E	16 VII 13h	—	—	—	—	—	3.0
Морская вода Sea water								
754	71°02′N 41°19′E	16 VII 1h	0	7.6	—	8.15	2.278	2.5
"	"	"	93	0.4	34.70	8.02	2.309	3.7
757	72°01′N 41°10′E	17 VII 7h	0	7.0	34.74	8.15	2.265	2.8
"	"	"	25	4.2	34.74	8.22	2.298	2.2
"	"	"	100	1.2	34.87	8.07	2.324	3.0
"	"	"	200	—1.4	34.87	8.02	—	3.1
763	75°00′N 41°00′E	19 VII 20h	0	2.4	—	8.17	—	2.3
"	"	"	100	—1.6	34.88	8.00	—	3.6
"	"	"	178	—1.8	34.96	7.95	—	3.5

Перейдем теперь к следующему очередному гидрохимическому элементу—к величине щелочности. Под величиной щелочности мы подразумеваем избыток оснований над сильными кислотами, который выражается, в милиграммэквивалентах на литр воды. Абсолютная величина щелочности связана с величиной солевого состава. Так как величина солевого состава вследствие испарения воды, с одной стороны, и вследствии ледообразования и таяния льда—с другой, может варьировать в весьма широких пределах, то абсолютная величина щелочности не представляет для нас большого интереса. Но большой интерес представляет соотношение щелочности к величине солевого состава. Эта величина является для мирового океана величиной в достаточной степени постоянной. Отклонение для данного пункта моря от этой средней величины щелочного коэфициента может дать нам весьма существенные указания на наличие или отсутствие опреснения. Дело в том, что в морской воде соотношение между щелочностью и солевым составом очень мало. Карбонаты представляют собой ничтожную долю в величине солевого состава. В речных водах наоборот—карбонаты представляют собою главную часть солевого состава пресных вод. Таким образом, хотя абсолютные величины щелочности континентального стока могут быть и меньше, чем абсолютные величины щелочности морской воды, но отношение щелочности к солевому составу для моря представляет собой величину небольшую, а для пресных вод эта величина представляет собой величину относительно громадную.

Таким образом, даже тогда, когда морская вода опресняется за счет впадения речных вод, щелочность которых ниже щелочности мор-

ской воды, то все же при этом абсолютная величина щелочного коэфициента повышается.

В этом заключается большое океанографическое значение величины щелочного коэфициента. Обычно принято выражать щелочный коэфициент, как частное от деления щелочности, выраженной в милиэквивалентах на соленость, выраженную в промилях.

Эта величина, умноженная на 10^4, равна для вод атлантического океана, согласно последним работам Шульца (18)—662. Для вод Северного моря была найдена Шульцем более высокая величина—679; в Антарктическом Полярном море во время экспедиции на „Дейтшланде" Бреннеке был найден коэфициент—678. Коэфициент—662 найден Шульцем во время его поездки в 1925 г. между Гамбургом и Нью-Иорком и дает наиболее вероятную величину щелочного коэфициента для неопресненных вод Атлантического океана. Почти ту же величину—663 Шульц нашел в водах Баренцова моря во время работ на „Цитене" в 1926 г. Нами были произведены довольно многочисленные работы по определению щелочности в различных пунктах Баренцова моря, и мы располагаем материалом гораздо более многочисленным, чем располагал Шульц. Но в основном нужно сказать, что щелочные коэфициенты для Баренцева моря в неопресненной части получились весьма близкие к величинам, найденным Шульцем: для крайнего западного района—Норд-Кап—Медвежий,—из 11 определений среднее было—664 *). Эта величина относится к декабрю 1929 г. Для того же района в марте 1930 г. было найдено—666 по одному разрезу и—667 по другому. Здесь мы имеем около 25 определений. В западной части по Кольскому меридиану в декабре 1929 г. был найден коэфициент—665 (из 27 определений), в феврале—664 (из 32 определений), в марте —662 (из 44 определений). По второму мартовскому разрезу по 38° E было найдено—659 (из 27 определений). В неопресненных районах Баренцова моря разница в щелочных коэфициентах для поверхностной и придонной воды не наблюдаем. В среднем из 229 определений щелочных коэфициентов в 1927—30 г. г. в неопресненных районах Баренцева моря (т. е. исключая влияние Беломорского стока для обследованных нами районов) имеем $A/S \cdot 10^4 = 663$, т. е. имеем величину, совпадающую с данными Шульца.

При определении щелочных коэфициентов в наиболее нас интересующем в этом отношении районе, в области Беломорского стока мы находим значительно более высокие коэфициенты.

В районе воронки Белого моря у Канина Носа были найдены весьма значительные коэфициенты, доходящие до 696. В общем в этом районе, где опреснение Белого моря сказывается очень ясно—коэфициенты варьировали от 667 до 690. Эти коэфициенты сыграли ту полезную роль, что они позволили определить более точно район влияния Беломорского стока в южной части Мурманского моря. Дело в том, что в период раннего лета судить о влиянии вод Беломорского стока на район Мурманского моря по одной только солености невозможно, потому что здесь поверхностные воды опреснены в это время довольно интенсивно за счет находящихся к востоку масс таящего льда; таким образом одна соленость картины влияния Беломорского стока не дает. В этом отношении приходят на помощь щелочные коэфициенты, которые позволяют с достаточной точностью установить район влияния Беломорского стока. Щелочные коэфициенты в согласии с другими элементами указывают на то, что воды Беломорского стока прижимаются (как это следовало и из прежних работ, произ-

*) Примечание. Определения производились на горизонтах 0, 100 *m* и дно.

водившихся в Воронке) к свое муправому берегу, т. е. к Канину Носу, вливающиеся же Баренцевы воды прижимаются к Терскому берегу.

На некоторых разрезах сказалось влияние континентального стока на воды, непосредственно омывающие Терский берег, в западной части разреза Святой нос—Канин. Так, в крайней западной части разреза имеем некоторое опреснение за счет континентального стока с Мурмана, в восточной же части мы имели опресняющее влияние самого Беломорского стока. В разрезе по 41 меридиану в июле 1927 г. от $68^1/_2{}^0N$ до 70^0N в среднем из 14 определений щелочный коэфициент был равен 677, т. е. влияние опреснения было весьма ясно; от $70^0 30' N$ до 75^0N коэфициент в среднем из 17 определений был равен 659. В то же время по 47 меридиану от 70^0 до 75^0N в среднем из 28 определений коэфициент был 663. Щелочные коэфициенты определялись здесь, как и в остальных случаях, на 0 *m*, 100 *m* и у дна. Как видим, опреснение было обнаружено только до 70^0N по 41^0E.

В остальных районах Баренцева моря—в северном и западном—щелочные коэфициенты никакого указания на опреснение не дали, и все вариации солевого состава в поверхностном слое относятся за счет опреснения при таянии льда.

На общем режиме и распределении нитратов и фосфатов разрешите подробно не останавливаться, так как по этому поводу имеются достаточные данные в работе Е. М. Крепса и Н. А. Вержбинской. По этим ингредиентам мы располагаем сейчас весьма значительным материалом. Разрешите в общих чертах напомнить судьбу таких лимитных веществ, как фосфаты и нитраты, которые весьма тесно и хорошо увязываются с таким важным элементом, как угольная кислота. Содержание нитратов достигает полного однообразия от поверхности до дна к концу зимнего периода, а с установлением летней стратификации, начиная с июня месяца, мы имеем значительную убыль нитратов в поверхностном слое. В июне мы находим уже значительную стратификацию, достигающую наибольшей величины в сентябре месяце, вместе с наиболее ярко выраженной температурной стратификацией. В ноябре наблюдается уже значительное уменьшение разницы между придонными и поверхностными величинами.

Величины нитратов, в слое фотосинтеза, опускаются до нескольких единиц *mg* на m^3. Средняя величина нитратов в придонном слое около 200—250 mg/m^3. Относительно разницы между атлантической и арктической водой можно сказать, что иногда, когда наиболее заметна разница между атлантической и арктической водой по Кольскому меридиану, мы действительно наблюдаем несколько большее количество нитратов в арктической воде по сравнению с атлантической водой. Однако, это превышение не очень велико.

Содержание нитратов в водах Приканинского района в летнее время на поверхности колеблется от 43 до 105, у дна в среднем от 200 до 230.

В северном районе содержание нитратов в верхних горизонтах ниже 50 mgN/m^3, ниже в промежуточном слое в среднем около 200 и у дна от 260 до 460. Ясного соответствия здесь между происхождением воды и содержанием нитратов не наблюдается. Аналогичную картину распределения дают также фосфаты. Величина фосфатов в поверхностном слое летом в слое фотосинтеза уменьшается до единиц миллиграммов на кубометр. Величина фосфатов в придонных водах колеблется от 20—35 *mg* на $m.^3$

Величины фосфатов даны в виде фосфора *P* с учетом солевой поправки. Для солености $35^0/_{00}$ эти величины равны обычным, выражаемым в виде P_2O_5 без солевой поправки, умноженным на 0.59.

В отношении содержания нитратов и фосфатов в водах прибрежной зоны и в водах Нордкапского течения мы имеем очень ясную разницу—вода прибрежной полосы характеризуется заметным понижением величин как нитратов, так и фосфатов. Содержание нитратов может падать до 100 *mg* и ниже. Содержание фосфатов падает до 14—15 при содержании фосфатов в арктической воде примерно 25—30 mg/m^3.

Общее абсолютное содержание нитратов и фосфатов обнаруживает заметное увеличение от юга к северу.

Весьма своеобразную картину в море дает распределение нитритов. Нитритами мы занимались довольно много и по нитритам мы располагаем значительным материалом. Нитриты дают характерное распределение, которое в основных чертах может быть сформулировано как наличие максимума нитритов в летнее время в зоне 50—100 *m*, реже 50—150 *m*, а иногда на неглубоких местах и в придонной зоне. Наиболее часто максимум нитритов встречается на глубине 50 *m*. В достаточно глубоких местах мы имеем обычно отсутствие нитритов в придонном слое. В верхнем 25-ти метровом фотосинтетическом слое нитриты обычно не обнаруживаются.

Сопоставление распределения нитритов с распределением активной реакции и распределением кислорода показало довольно тесную зависимость между величиной гидрохимических показателей продукции планктона в верхней фотосинтетической зоне—*pH* и O_2% и наличием нитритов в слое 50—100 *m*. Максимальное содержание нитритов находится под местами наибольших величин *pH* и насыщения кислорода в зоне фотосинтеза, т. е. под местами наибольшей продукции планктона.

Таким образом, имеем соответствие между продукцией планктона в верхней зоне и наличием нитритов под нею. Однако, есть еще один факт, который увязывается с происхождением максимума нитритов: как было указано выше, в слое от 50 до 100 *m*, нередко мы находим также и минимум растворенного кислорода. Здесь под слоем максимальной продукции планктона происходит обильное потребление кислорода органическим веществом отмирающего планктона. Здесь, как на это указывает снижение растворенного кислорода, интенсивно протекают окислительные процессы. В этой же зоне наблюдаем и появление нитритов и их максимум.

Таким образом, на основании чисто химической картины максимум нитритов в этом слое можно себе объяснить как результат окисления азотистых веществ отмирающего планктона в той зоне, куда он попадет из зоны своей максимальной продукции. Можно было бы задать вопрос, почему в таком случае нитриты не обнаруживаются в фотосинтетическом слое, где планктон несомненно отмирает, потому что, очевидно, отмирание планктона происходит там, где он и размножается. Можно представить себе, что в этой зоне имеется слишком высокое количество кислорода и, возможно, что благодаря этому перенасыщению кислорода нитритная стадия проходит более быстро, с другой стороны возможно, что в этой зоне органическое вещество отмершего планктона еще не успевает достаточно разложиться. Возможно, что появление нитритов в слое 50—100 *m* объясняется тем, что только достигнув этой зоны, распад органического азотистого вещества до аминокислот и аммиака протекает настолько, что возможно дальнейшее окисление его. Мне кажется, что второе объяснение является более правдоподобным *).

*) Следует отметить замечание по этому поводу проф. В. С. Буткевича. В. С. Буткевич, опираясь на то, что наличие нитрифицирующей микрофлоры в поверхностных водах открытого океана—не доказано, считает более вероятным происхождение максимума нитритов в слое 50--100 *m* за счет процессов восстановления нитратов. Процессам денитрификации здесь мож.т способствовать наличие органических веществ за счет распада планктона и понижение O_2%.

Аткинс (20), сопоставляя данные Гарвея „о быстром образовании нитритов ранней осенью, которое сопровождается регенерацией нитратов“ с тем, что „продукции нитратов предшествует и сопутствует продукция нитритов“ делает вывод, что „содержание нитритов является полезным указателем быстрой трансформации аммиачных солей в нитраты“.

Количественно содержание нитритов в воде Баренцова моря характеризуется следующим образом:

В крайнем западном районе в июле 1929 г. содержание нитритов на 0 горизонте было 0.0 *mg* N/m^3, максимальные величины на 50—100 *m* составляли 0.2—0.9.

Зимой в этом же районе нитриты, как правило, в атлантической Нордкапской воде не находились, исключение составила ст. П1303, в Медвежинской впадине, где от 50 *m* до дна было найдено 5.0—5.7 *mg*. В арктической воде ст. П1313 около о-ва Медвежьего с пониженным содержанием кислорода—83—92%—количество нитритов было от 4.7 у дна до 10.7 на 25 *m*.

В марте-апреле 1930 нитриты в крайнем западном районе не были обнаружены совершенно.

В западном районе на 30 и 35 меридианах летом 1929 г. содержание нитритов не превышало 1.0 *mg*.

На Кольском меридиане в феврале нитриты не были обнаружены. В марте-апреле количество их не превышало 0.1—0.4 *mg*, в нулевом же горизонте—0.0—0.1.

В июне максимальные величины нитритов составляли 2.2—3.1 *mg* на 100 *m* глубины.

В августе содержание нитритов было около 2—3 *mg* и только в 2 случаях доходило до величины около 10 *mg*, с максимумом 14.7. В сентябре до 76°30′*N* нитриты находились и в поверхностном слое в количестве 0.0—2.1 *mg*. Максимальные величины доходили до 6.7 на 50 *m*. У дна содержание нитритов было в среднем 0.0—0.4 *mg*. По всему разрезу содержание нитритов относительно велико.

В ноябре нитриты обнаружены не были.

Таким образом, годичные наблюдения указывают на появление нитритов с началом гидрологического лета, с развитием планктона, на достижение наибольших величин в содержании нитритов к концу лета и на исчезновение или сильное уменьшение их к зиме. В основном этот годичный ход согласуется с данными Аткинса, наблюдавшим наибольшее количество нитритов на ст. *E*1 в Ламанше в августе и сильное уменьшение их к ноябрю, когда по данным Гарвея на ст. *E*1 наблюдаются высокие величины нитратов.

Количество нитритов в Баренцовом море близко к данным Орра (21) для Клайдова моря (залив Ирландского моря), нашедшего содержание нитритов в среднем 2—9 *mg* N/m^3 и значительно меньше максимальных цифр, даваемых Аткинсом для ст. *E*1 в Ламанше—до 39 *mg* N/m^3.

Весьма существенным фактором в изучении общего вопроса о распаде органического вещества является аммиачный азот. По аммиачному азоту у нас имеется немного данных, но эти данные все-таки позволяют сделать некоторые выводы касательно распределения аммиака в море. Надо сказать, что эти данные не находятся в соответствии с большинством данных, которые были получены Рабеном. Рабен находил в среднем большее количество аммиачного азота. Среднее количество аммиачного азота составляло по Рабену около 50 *mg* на кубометр, в отдельных случаях—меньше. При чем по данным Рабена, вполне ясной стратификации мы не наблюдаем. По нашим данным мы имеем абсолютное количество аммиачного азота,

значительно меньшее Рабеновских данных (см. табл. 9). В поверхностном слое (а в верхних горизонтах количество аммиака оказалось наибольшим) оно составляет приблизительно 10—20 *mg* на кубометр, т. е. значительно меньше, чем это находил Рабен. Максимум аммиачного азота приходится или на нулевой горизонт, или на горизонт 50 *m*, при чем дальше ко дну мы имеем уменьшение содержания аммиачного азота: у дна оно достигает величины 3—4—5 *mg* на m^3. Эта величина гораздо меньше, чем величины Рабена.

Содержание аммиачного и альбуминоидного азота в воде Баренцова моря в mg/m^3

Ammonia and albuminoid nitrogen content in water of Barents Sea in mg/m^3.

Табл. Table 9.

№ ст. координаты Дата Station position Date	Глубина *m* Depth *m*	Консервация $HgCl_2$ Preserved by			Консервация SO_2 Preserved by			t^0	$s^0/_{00}$
		Аммиачн. Ammonia	Альбум. Albuminoid	Сумма Total	Аммиачн. Ammonia	Альбум. Albuminoid	Сумма Total		
		N	*N*	*N*	*N*	*N*	*N*		
П1135	0	12	65	77	12	68	80	6.6	34.30
71°16'*N*	10	7	50	57	10	57	67	6.6	34.50
25°35'*E*	100	12	45	57	15	57	72	5.7	34.83
2 VII—1929 г.									
П1188	0	10	50	60	—	—	—	7.2	35.12
73°46'*N*	25	12	45	57	—	—	—	5.7	35.15
23°24'*E*	50	20	45	65	—	—	—	4.4	35.11
17 VII—	100	5	52	57	—	—	—	3.9	35.13
1929 г.	450 (у дна) (Bottom)	5	35	40	—	—	—	1.7	34.81
П1242	0	12	38	50	15	50	65	—	—
69°57'*N*	213 (у дна) (Bottom)	4	26	30	5	30	35	1.7	—
33°59'*E*									
П1272	0	20	62	82	22	60	82	2.6	33.82
77°10'*N*	25	7	20	27	12	28	40	— 1.2	34.15
66°48*E*	50	17	28	45	12	25	37	— 0.7	34.78
7 IX—	100	7	23	30	7	18	25	— 0.8	34.77
1929 г.	210 (у дна) (Bottom)	4	38	42	3	32	35	— 0.7	34.91
10 IX—1929 г.	0	4	53	57	7	58	65	4.4	—
73°27'*N* 49°22'*E*									
11 IX—1929 г.	0	5	27	32	5	32	37	4.9	—
71°47'*N* 44°20'*E*									

Эти данные были получены Б. А. Скопинцевым 2-мя методами: методом консервации сулемой и сернистой кислотой, при чем оба метода дали достаточно совпадающие величины, принимая во внимание очень малые определяемые количества. Но все-таки сернистая кислота, повидимому, является более предпочтительным консервантом.

В полном согласии с этими данными распределения азота находятся результаты работ по распределению аммиачного азота в море, проведенные Ваттенбергом в последнее время (1929 г.) на „Метеоре"—между Гренландией и Исландией (22).

В среднем содержание аммиачного азота на поверхности по Ваттенбергу—25 mg/m^3, на глубине 100 *m* около 3—4. Распределение и порядок концентрации—те же, что и у нас.

Сопоставление между распределением нитритного азота и аммиачного азота позволяет придти к такому заключению, что первичное расщепление отмершего планктонного вещества происходит там же, где планктон образовался, т. е. в зоне фотосинтеза, в верхних 25 *m*. Дальнейший же распад его происходит на глубинах 50—100 *m*. В этой зоне на глубине 50 *m* мы находим иногда повышенное содержание аммиачного азота. На глубине 100 *m* мы его почти не находим и здесь на глубине 50—100 *m* достигают своего максимума нитриты. Количество нитратов с глубиной непрерывно возрастает. Окисление органического азотистого вещества ко дну происходит довольно полно, потому что у дна мы находим только следы аммиачного азота: 3—4—5 *mg*, т. е. ничтожное количество. В глубоких местах мы нитритов у дна по большей части не находим. Правда, в мелководных районах и у дна мы иногда находим значительное количество нитритов, но это ничего нового не вносит, потому что придонная зона здесь соответствует 100—150 *m* глубоководных станций. Органическое вещество доходит до дна в этихм елководных станциях, не успевая вполне разложиться.

Наблюдения по пресным водам показывают, что наибольшая продукция водоема связана с наличием в водоеме не вполне окисленного, не вполне разложившегося органического вещества. Таким образом, мы находим соответствие и между повышенной продуктивностью дна относительно мелководных районов и скоростью распадения органического вещества. Можно предположить, что значительная продуктивность дна наших мелководных районов, помимо вопросов вертикальной циркуляции и энергичной аэрации придонной зоны, связана с тем, что в более мелководных районах до донной зоны в большинстве случаев доходит не вполне разложившееся органическое вещество.

Кремнекислота определялась нами как ясно выраженный биогенный элемент, играющий большую роль в построении скелета планктонных организмов, в особенности диатомовых.

В крайнем западном районе зимой (XII—1929 г.) содержание кремнекислоты достигало наибольших величин, порядка около 1000 *mg* SiO_2/m^3 в южной части, при чем у самых берегов Норвегии, на ст. П1298 содержание кремнекислоты доходило до 1240 на поверхности и 1560 у дна.

В Медвежинской впадине содержание кремнекислоты было порядка 600 *mg*.

В марте-апреле 1930 г. средние величины содержания кремнекислоты были близки к величинам, найденным в декабре 1929 г. Значительные количества до 1000 *mg* находились в Норвежском желобе. По Кольскому меридиану нами были поставлены систематические годовые наблюдения над ходом кремнекислоты. Средние зимние величины составляют около 600 mg/m^3 с отдельными вариациями по времени и месту примерно от 400 до 800 *mg*.

К началу лета отмечается понижение кремнекислоты в поверхностном горизонте, в среднем, приблизительно, до 400 *mg* и увеличение в придонном слое, приблизительно, до 700. К середине и концу лета обеднение верхних слоев кремнекислотой доходит грубо до 200 *mg*, иногда еще менее, и увеличение у дна до 600—700—800 *mg*. Сезонный ход кремнекислоты таким образом является в Баренцовом море весьма ясным, но содержание кремнекислоты в зоне фотосинтеза, в зоне максимальной продукции планктона, и летом остается весьма значительным по сравнению с основными лимитными биогенными элементами—фосфором и азотом нитратов. Таким образом, нет оснований для признания кремния элементом лимитным, элементом, способным ограничивать размножение фитопланктона.

Содержание кремнекислоты в воронке Белого моря было найдено несколько более высоким, чем в Баренцовом море. У Терского берега содержание SiO_2 было порядка 700 *mg*, у Канина носа в среднем около 850 *mg* в летнее время.

Относительно распределения железа, которое нас интересовало как биогенный элемент и как элемент, играющий большую роль в донных отложениях—можно сказать немного. Вообще говоря, определений железа в море было произведено очень мало: частично определения были произведены Ваттенбергом во время экспедиции „Метеора" (23) при чем содержание железа было найдено около 60 *mg* на m^3. Можно предположить, что эти данные несколько преувеличены. Вообще говоря, высокие величины содержания железа в воде являются подозрительными, вследствие того, что методологические ошибки всегда могут дать повышенное количество железа. Наши данные указывали на несколько меньшее содержание железа. Общее содержание железа окисного и закисного—по нашим данным было 10—20 *mg* на m^3 в отдельных случаях больше. На некоторых станциях мы находили до 50 *mg* на m^3. Соотношение между окисным и закисным железом было такое, какого можно было ожидать: окисное железо находилось в небольшом количестве: 1—2—3 *mg* на m^3—а все остальное железо находилось в виде закисного железа.

Наконец, последний гидрохимический фактор, который нами исследовался — это потребление кислорода. Определение биохимической потребности в кислороде приводилось в качестве мерила содержания органического вещества морской воды. Потребление кислорода определялось во время 17 экспедиции „Персея", при чем было проведено наблюдение над биохимическим потреблением кислорода на 0 горизонте и в придонном слое.

Потребление кислорода отвечает тому количеству кислорода, который тратится в результате биохимических процессов на окисление органических веществ в течение пяти дней. Это пятидневное потребление кислорода на биохимический окислительный процесс отвечает приблизительно по американским данным 68% общей величины потребления. По полученным данным потребление кислорода давало в среднем величины от $^1/_2$ до 1 *mg* на литр воды (см. табл. 10). Это отвечает потреблению кислорода в наиболее чистых артезианских водах.

Биохимическое потребление кислорода морской водой в течение 5 суток.

Biochemical demand of oxygen by sea water in 5 days.

Табл. Table 10.

Станции Station	Координаты Coordinates	Дата Date	Глубина Depth	Потреб. кислор. Demand of oxygen mg/m^3	t^0	$S^0/_{00}$
1066	71°03′N 35°00′E	19 VIII—28 г.	0	1.72	9.5	34.20
		„	160 (дно)	0.86	2.9	34.72
1070	70°00′N 35°00′E	20 VIII—28 г.	0	1.37	10.5	34.04
		„	235 (дно)	0.85	1.5	34.54
1075	68°00′N 40°06′E	23 VIII—28 г.	0	0.32	—	—
		„	120 (дно)	0.53	2.3	33.95
1077	70°06′N 40°18′E	24 VIII—28 г.	0	0.83	8.8	33.64
		„	140 (дно)	0.61	1.5	34.13
1080	71°30′N 40°16′E	25 VIII—28 г.	0	0.48	8.6	—
		„	345 (дно)	0.89	— 1.5	—
1082	70°30′N 43°32′E	26 VIII—28 г.	0	0.81	8.0	—
		„	70 (дно)	0.90	1.4	34.29

Сделать заключение о том, где биохимическое потребление кислорода будет больше—в поверхностных или придонных водах, не удалось, потому что немногочисленные данные разделились в этом отношении, приблизительно, пополам. Возможно, что разница в величинах и потреблении кислорода поверхностными и придонными водами покрывается ошибкой самой методики, так как при малых величинах биохимического потребления ошибки методологического характера могут оказать большое влияние на результаты.

Приведенными данными исчерпывается обзор биогидрохимических элементов, изучением которых отдел занимался в последние годы.

Для характеристики пространственного распределения активной реакции и %% насыщения кислорода в Баренцовом море, величин, по которым мы имеем наибольшее количество определений, мною были составлены соответственные карты (см. приложение). Карты эти составлены для поверхности и дна для периода 1924-1929 г.г. и для 1927 г.

1927 г. для изучения Баренцова моря в отношении изучения гидрологических и гидрохимических элементов был чрезвычайно благоприятным. В этом году были проведены совместные русско-германские работы. У немцев на „Посейдоне“ был сделан ряд разрезов в западной части Баренцова моря. Морским научным институтом были сделаны разрезы по 41 и 47 меридианам. Институтом по изучению севера было проделано два разреза—один полный, другой сокращенный—в северо-восточной части Баренцова моря; затем была проведена небольшая работа в юго-восточной части.

Работы эти были проведены в июне, июле, августе и начале сентября. Для второй половины лета мы имели таким образом возможность составить карту основных биогидрохимических элементов—активной реакции и растворенного кислорода—для одного и того же года.

Распространение кислорода у дна дает следующую картину. Весьма высокие величины растворенного кислорода, доходящие до дна, как

я уже говорил, были встречены нами в июне 1927 г. в Воронке Белого моря. В 1928 г. во время работ 17 экспедиции „Персея" такого высокого количества кислорода, как в 1927 г., мы не наблюдали. Таким образом, в районе Воронки Белого моря имеем наибольшее количество кислорода у дна, дальше к северу это количество падает и Баренцово море может быть грубо разделено на два района: на северо-восточный, где процент насыщения у дна в среднем ниже 90, и на юго-западный, где процент насыщения кислорода в среднем выше 90. Это распределение в основных чертах объясняется тем, что атлантические воды Нордкапского течения несут с собой значительное количество кислорода и относительно высокое насыщение кислородом в области входа Нордкапских вод распространяется до дна. Дальше процент насыщения кислородом падает, и в застойных областях Баренцова моря процент насыщения кислородом падает ниже 90%. Эта картина имеет лишь приближенное значение. Так, насыщение кислорода варьирует с глубиной, возрастом воды и сезонными и годовыми колебаниями. Процент насыщения кислородом на поверхности является весьма высоким. В среднем к концу лета по всей поверхности Баренцова моря процент насыщения кислородом варьирует от 100 до 105, иногда попадаются пункты, где процент насыщения падает до 98—99, но в подавляющей части своей поверхности Баренцово море летом пересыщено кислородом.

Распределение активной реакции до известной степени дает аналогичную картину. Величины активной реакции у дна выше 8.00 падают на юго-западную часть. Приближенно можно установить следующее примерное соответствие между величиной активной реакции и процентом насыщения кислородом: *pH* 8.00 отвечает 90% насыщения кислородом. В северо-восточной имеем пониженные величины *pH*. По Канинско-Колгуевскому району мы имеем *pH* около 7.90.

Что касается карты распределения *pH* и O_2% для 1924-1929 г.г., то благодаря любезности проф. А. И. Россолимо мы имели возможность присоединить к этой карте и работы „Персея" в Белом море по 9 экспедиции и работы в Печерском районе, при чем минимальные величины кислорода падают примерно до 70% насыщения в Печерском районе в районе южного Новоземельского желоба и до 60—70% в северной части бассейна Белого моря по линии Кандалакша-Двинский залив. Величины активной реакции на поверхности давали наибольшие цифры в западном районе Баренцова моря—здесь *pH* было выше—8.2.

Литература.

1. Forchhammer G. Philos Trans. Vol. CLV. 1865.
2. Dittmar W. Challenger Reports, Physics and Chemistry Vol. 1, 1884.
3. Brandt K. Wissensch. Meeresunters. Kiel, Bd 4, Bd. 6. 1899, 1901.
4. Raben E. Wissensch. Meeresunters. Kiel, Bd. 8, 11, 16, 18. 1904—1916.
5. Atkins W. R. G. Journ. Marin. Biol. Assoc. Vol. XII, XIII, XIV, XV, XVI. 1922—1930.
6. Бруевич С. В. и Скопинцев Б. А. Температурные и солевые поправки при определении активной реакции в морской воде (в печати).
7. Buch, K. Journal du Conseil. Vol. IV. № 3, 1929.
8. Бруевич С. В. и Карпова Н. П. Температурные изменения *pH* буфферных растворов (в печати).
9. Бруевич С. В. Определение щелочности морской воды. Труды 2 Всесоюзного Гидрологического съезда, часть III. 1930 г.
10. Бруевич С. В. Электрометрическое (потенциометрическое) титрование в применении к задачам гидрохимии Jbid.
11. Бруевич С. В. Алкалиметрический и электрометрический методы определения щелочности морской воды (в печати).
12. Бруевич С. В. и Краснова, В. С. Солевые и температурные поправки при определении фосфатов в морской воде (в печати).

13. Бруевич С. В. и Блинов, Л. К. Определение кремнекислоты в морской воде (в печати).
14. King E. J. and Lucas, C. C. Journ. Amer. Chem. Soc. Vol. 50, p. 2395, 1928.
15. Книпович Н. М. Основы Гидрологии Европейского Ледовитого океана стр. 482—499, 1906 г.
16. Тимонов В. В. Предварительное сообщение о гидрологических работах Новоземельской экспедиции в 1925 и 1927 г. Труды ин-та по изучению Севера, выпуск 40, стр. 140—142. 1929 г.
17. Визе В. Ю. и Лактионов А. Ф. Глубоководные гидрологические наблюдения. Научные результаты экспедиции на Землю Франца Иосифа летом 1929 г. Труды ин-та по изучению Севера, выпуск 49, стр. 15—17. 1931 г.
18. Schulz B. Annal. d. Hydrographie 1930, H. 5 s. 162.
19. Schulz B. und Wulff, A. Hydrologische und Planktonoligische Ergebnisse der Fahrt des Fischereischutzbootes *„Zieten“* in das Barentsmeer in VIII—IX 1926. Berichte der deutsch. Wisseschaftl. Komiss. f. Meeresforsch. N. F. Bd. III. H. 3.
20. Atkins W. R. G. Journ. Marine Biolog, Ass. Vol. XLI № 2, p. 515, 1930.
21. Orr A. R. Journ. Marine Biolog. Ass. Vol. XIV № 1 p. 55. 1926.
22. Wattenberg H. Annal. d. Hydrographie 1930. H. VII. s. 233.
23. Wattenberg H. Die deutsche Atlantische Expedition auf *„Meteor“* IV Bericht s. 308. 1927.

Hydrochemical work of the State's Oceanographical Institute of U.S.S.R. in the Barents sea in 1927—30.

S. W. Brujewicz.

In 1927—1930 the Departement of Hydrochemistry of the State's Oceanographical Institute took part in 16 expeditions organized by the Institute, on the ships „Persaeus" and „Knipowicz", out of this number in 1927—1, in 1928—2, in 1929—3 and in 1930—10 expeditions. All these expeditions worked in the Barents sea.

During the expeditions determinations were made of *pH*, dissolved oxygen, CO_2—tension, alkalinity, nitrates nitrogen, nitrites nitrogen, ammonia and albuminoid nitrogen, phosphates, silica, iron and biochemical demand of oxygen, besides temperature and salinity. Chiefly systematic materials and annual observations were obtained concerning *pH*, dissolved oxygen, alkalinity, nitrates, nitrites, phosphates and silica.

Before drawing up the final calculations on these materials, the following methodological work was carried out, constituting a basis for calculating the results of the corresponding determinations made out in sea.

1. Determination of temperature and salt corrections when estimating the *pH* of sea water by means of Palitzsch's borax-borate mixtures and indicators thymol blue and cresol red (S. W. Brujewicz and B. A. Skopinzew, in press) See tab. 1—3 and formulas 1—3.

2. Determination of temperature variations of *pH* of Palitzsch's borax-borate mixtures (S. W. Brujewicz and N. P. Karpowa, in press).

3. Determination of salt corrections for the exact estimation of the alkalinity of sea water by the alkalimetric method with dimethylyellow and methyl orange (S. W. Brujewicz. Proceeding of the Second Hydrological Congress of U. S. S. R. 1928, part III, p. 314; to follow in press). See tab. 4—th.

4. Determination of salt correction for the estimation of phosphates of sea water by means of Deniges-Atkins's methode (S. W. Brujewicz and W. S. Krassnowa, in press). See tab. 5.

5. Determination of salt corrections for the estimation of silica in sea water by means of Dienert's and Wandenbulcke's method (S. W. Brujewicz and L. K. Blinow). See table 6.

In the calculation of *pH*, the temperature of water was referred to the temperature of sea water *in situ*, the temperature of buffer mixtures—to 18°. Alkalimetrical determined values of alkalinity after introduction of special corrections, correspond to the values of alkalinity obtained by means of the Kjeldahl-Ruppin method. The phosphates have been calculate in phosphor P, the salt corrections being taken into consideration. For $S = 35\%^0$: P with salt correction $= P_2O_5$ without salt correction x 0.59.

Silica was determined by the principles of Dienert and Wandenbulcke, but taking according to our work: 50 *mg* $SiO_2 = 25$ *mg* picric acid. If we designate the quantity of silica determined without salt correction and estimating 50 *mg* $SiO_2 = 36.9$ *mg* picric acid by SiO_2D and the quantity of silica determined with salt correction and estimating 50 *mg* $SiO_2 = 25$ *mg* picric acid by SiO_2B we have $SiO_2B = SiO_2D \times 2.47$ for $S = 35^0/_{00}$.

Nitrates were determined by Harvey's method, nitrites by Griess-Ilosvay's method, ammonia and albuminoid nitrogen by means of destillation from sea water, conserved by mercuric chloride and sulfure dioxyde (SO_2), iron by the sulphocyanate method, the biochemical demand of oxygen by the method of the English Royal Comission.

The conservation of samples of water by sulphureous acid gives as it seems some what better results, than with sublimate.

The regions explored have been the extreme west region of the Barents sea—the region of the North Cape-Bear I., the west region—30-38 *E*, especially along the Kola-Meridian, the south region joining „Woronka" of the White sea (the large part of the outflow channel of the White sea), the central region—41 and 47 *E* to 75° *N* and the north part of the region Spitzbergen—Franz-Josef Land—Novaja Zemlja.

Hydrogen ion concentration, pH. The chief body of sea water in the extreme west region has in summer *pH* 8.06—8.08 and at the bottom—8.06-7.97. In the Hope I. Hollow the valus of *pH* in the chief body of sea water is below 8.02—8.03. In winter on fhe North-Cape Sea Shallow the average values of *pH* are 8.12 and in the Bear 1.—Hollow—8.01—8.05. The smallest values of *pH* 7.90—8.00 were found on the border of the atlantic and arctic waters near Bear 1. On the Kola-Meridian in december 1929, *pH* was 8.03--8.08 and yet the stratification was perfectly observable. In february the stratification was replaced by comparatively similar values 8.07—8.11 on the surface and 8.10—8.12 at the bottom. At the end of march and at the beginning of april the values of *pH*, in consequence of complete vertical circulation, were already entirely similar—8.09-8.10. In june was observed a clear stratification in the upper 100 and particularly 50 m up to 73°*N* and the values of *pH* were 8.16—8.20, and more to the North they attained on an average 8.30. In august the values of *pH* on the surface layer were generally a little below—as far as 74°*N* 8.15—8.18, that is nearly the same as in june, to the north of 74°N on average up to 8.21, i. e. lower than in june. In general in the north in august also the values of *pH* were a little higher. Near the bottom up to the Central shallow the values of *pH* were 8.06—8.07.

In september up to the „Perseaus" shallow, in the surface layer the values of *pH* fluctueted between 8.12—8.23. In the layer of 10 - 25 *m* we have a subsurface maximum and the values of *pH* are higher than 8.20. Below the layer of the photosynhesis and down to the bottom, up to 77°*N*, the values of *pH* fluctuats from 8.10 to 8.15 and only above the „Perseaus" shallonw at the bottom, the values of *pH* fall to 8.07—8.08. In november 1930 a distinct turning could be observed to hivernal conditions. No subsurface maximum was any more observed. The values of *pH* on 0 *m* fluctuated on an average from 8.13 to 8.16 rising at some points to 8.20; the values of *pH* at the bottom were about 8.10.

At the beginning of january 1931 the values of *pH* in the chief body of water were on the average about 8.15 and the stratification was already no more noticeable; thus the regimen of *pH* was a typically winterly one.

The annual regimen of *pH* on the west part of the Barents sea can be characterized thus. In winter, in consequence of the vertical circulation, the values of *pH* are similar in the whole body of the water. The values of *pH* are at this season less alkaline than in the photosynthetic layer in summer and more alkaline than at the bottom in summer. With the beginning of the „hydrological summer" the values of *pH* increase sharply in the surface layer, decreasing somewhat in the bottom layer. We have the highest values in the north, the lowest values in the south.

In september there is a formation of a supersurface maximum.

At the beginning of the autumn cooling and mixing of waters we have the transition to winter conditions; this change is first of all observed in the north. On the bottom elevations wich divide the branches of the North Cape stream along the Kola-Meridian masses of cold and less alkaline arctic water are observed. These bottom masses of arctic water attain their highest power in winter, and are the least noticeable in summer.

In the central part of the Barents sea, along the 41 th meridian, in 1927, there was observed at the bottom a rather low value of *pH* 7.95—8.02. The central part of the Barents sea in its depht can apparently be charakterized as a relatively stagnated region with very low values of *pH*. This circumstance was confirmed by the researches in 1930.

On the limit of the Barents sea and the White sea at the beginning of July 1927, an extremly charakteristic state of things was discovered: the lower values of *pH* were on the surface and the higher ones at the bottom and the content of dissolved oxygen from the surface to the bottom was more than 100%. This fact can be explained as follows: at the beginning of the „hydrological summer" we observe on the limit of the two seas that the waters of the Barents sea and the White sea form layers—the surface water of the Barents sea passes under the waters of the White sea, more warmed and less dense which flow above it (see tab. 7). Towards the end of the „hydrological summer" this fact disappears owing to a deeper warming and mixture of the water in the „Gorlo" straits of the White sea, and the values of *pH* uniform from the surface to the bottom.

In the north part of the Barents sea the chief body of sea water is divided into three cleerly distinguished layers—the upper one *C*—25 or 0—50 *m* diluted with fresh water from thawing ice, comparatively warmed, the values of *pH* being about 8.20; then comes an intermediate cold layer with a temperature down to -1.8 conventionally limited by the isotherm, —1° with a value of *pH* about 8.05—8.10, and a last lowest warmer layer with a temperature of—1° to 0°.

In this region we find an entrance of atlantic waters from the *NE* between Franz-Josef Land and Novaja Zemlja as has been proved by prof. Knipowicz, and from fhe *NW* between Victoria Land and Alexandra Land as has been shown by the work of the State's Oceanographic Institute in 1928—1930. Neither the *pH* nor O_2 of the warm atlantic waters in the *NW* part of the Barents sea (brought by the western Spitzbergen current) differ from the values of *pH* in the other waters of corresponding horizons. As regards the atlantic waters coming from the Polar Basin into the *NE* part of the Barents sea their values of *pH* do not differ from those in the rest of the water masse, but that of O_2 is visibly higher (1928).

Dissolved oxygen and the percentage of saturation. In its essential features O_2% repeats the image of the distribution of *pH* values, these values being organically bound together. In summer O_2% on the entire sea surface is higher than 100% on an average about 105%, in winter O_2% is below 100%. The Barents sea is very intensily aerated from the surface to the bottom and the average minimal values are usually about 85%. Only in the region of the south Novaja Zemlja gutter O_2% falls to 70%. In summer under the photosynthetic layer of 0—25, 0—50 *m* a minimum of O_2% was sometimes observed; this can be explained by a demand of oxygen, caused by decaying plancton which sinks down to the bottom. The values of the oxygen minimum are in accordance with the intensity of the photosynthetic indicators—*pH* and O_2% in the upper zone.

Observations on the annual course of O_2% have shown that with the beginning of the „hydrological summer" the maximal values of O_2% are to be found first of all in the extrem north, whence these high values move on to the south. Towards the end of the summer a distinct subsurface

maximum was observed in the layer of 10—25 *m* to 123%. In autumn when the photosynthetic process is diminishing and increased vertical circulation begins, the O_2% diminishes on the surface and in winter O_2% fluctuates from 90 to 100% giving thus average values between O_2% at the bottom and on the surface in the summer season.

The CO_2 tension (free carbon dioxyde tension) in the central region of Barents sea fluctuated in summer in july 1927, on the surface from 2.3 to 2.8‰, at a depth of 25 *m* it was a little lower than in the surface layer, correspondingly to the values of *pH*; on the bottom the Co_2-tension was higher than the atmospheric one—3.1-3.7‰, because in summer the surface of the Barents sea uninerruptedly absorbs CO_2 from the atmosphere (see tab. 8).

The alkalinity coefficient given in *A mg*—equ. /*S*‰ × 10 was in not diluted with fresh water regions of the Barents sea as the average of 229 determinations, in 1927—30 equal to 662, i. e. it coincides with the value given by Schulz for the Barents sea. On the limit of the Barents and the White sea, in the region of the influence of the White sea current the coefficients rise to an average of 670—680, in particular cases to 737. The alkalinity coefficients facilitate considerably the determination of the direction in the outflowing White sea current at the beginning of summer, when the lowered salinity produced by the proximity of melting ice near Cape Kanin alone is not a sufficient proof as to the White sea origin of the water in question. Corresponding to the other elements the alkalinity coefficients denot that the waters of the White sea outflow against press their right coast, i. e. Cape Kanin and that the waters inflowing from the Barents sea press close to the Lapland Peninsula.

The nitrates become completely uniform from the surface down to the bottom at the end of winter, and with the beginning of the „hydrological summer" they undergo rapidly a very sharp stratification—a decrease of nitrates in the surface layer up to several unities or tens of unities to 1 m^3. This character in the distribution of nitrates attains its climax in august-september, together with that of the temperature stratification. With the beginning of cooling and the strengthening of vertical circulation, the distribution of nitrates gradually reverts to that of winter. The average content of nitrates in the bottom layer in the west region is 200—250 mg/m^3.

In the waters of the Cape Kanin region the content of nitrates in summer on the surface, fluctuates between 43 and 105, at the bottom the average being 200—230; these values are little below those in the Barents sea. In the north region the content of nitrates in the upper layer is below 50 mg/m^3, in the cold intermediate layer it is 200 and at the bottom 260—460. The annual course of the phosphates distribution repeats in its principal features the yearly course of the nitrates distribution.

The content of phosphates in the surface layer in the zone of photosynthesis falls in summer to *mg* unities to 1 m^3, the atlantic bottom waters of the west region contain 25—30 mg/m^3 of phosphates reduced by calculation to P and taking into consideration the salt correction. In the littoral Murman waters the content of phosphates falls to 14—15 *mg* in the layers of the depths. In the north region the content of phosphates in the bottom waters is higher-on, an average 30—35 mg/m^3.

The distribution of nitrites in the sea presents a very interesting picture: in summer, in the upper layer 0--25 *m* nitrites are usually lacking, in the layer 50—100 *m*, more seldom in that of 50—150 *m*, we have a maximum content of nitrites, which fluctuated at the time of different expeditions from *mg* tenths to unities in a m^3. The maximal content of nitrites found in the Barents sea was 14.7 mg/m^3. At the bottom

in deep water stations nitrites were generally not found or their content is not above tenths of a *mg*.

Near winter when the photosyntesis decreases or ceases and vertical circulation begins, the content of nitrites descends to zero or to tenths of a *mg*. The maximal content of nitrites in summer is in the layer of 50—100 *m* and is bound closely with the production of plankton in the photosynthesis layer (a high *pH* and a saturation of oxygen) and the minimum of oxygen lies in the layer 50—100 *m*, cosed here by the demand of oxygen from decaying sinking plankton. This accumulation of nitrites in the layer 50—100 *m* can be explained either as a result of the oxydation of the products of decay of dead plankton during nitrification, or, considering that the presence of nitrifying bacteriasa in the upper layers of the open sea has not been proved, we can suppose, according to the supposition of prof. Butkewicz, that the nitrites are a result of the activity of denitrifying bacteria, in a zone enriched by organic substance.

The determination of ammonia-nitrogen shows an accumulation of ammonia from 10 to 20 *mg* N/m^3 in the upper 50 *m* and a great decrease of it towards the bottom down to 3—5 *mg* (see tab. 9). Such distribution can be explained by the origin of ammonia as being a result of decaying organic substances which accumulate in the zone of photosynthesis. The intense decrease of ammonia under 50 *m* is an indirect proof of the existence nitrifying processes in the water of the open sea.

The quantity of albuminoid nitrogen decreases from 38—65 *mg* on the surface to 26—38 *mg* at the bottom. The smallest quantity of a albuminoid nitrogen found on the surface in the east part of Barents sea has been of 27 *mg*. The quantity discovered of ammonia nitrogen and its distribution are similar to those found by Wattenberg during the cruise of the „Meteor" between Greenland and Iceland in 1929.

If we consider the salt correction, **the content of silica** fluctuated in the extreme west region in different seasons on an average 600—1000 mg SiO_2/m^3. The content of silica in the west region in winter was about 600 *mg*, with average fluctuations from 400 to 800 *mg*.

At the beginning of summer the content of silica on the surface horizon falls on an average to 400 *mg* and on the bottom layer it increasees on an average to 700 *mg*. The content of SiO_2 in the west part falls at the close of summer on an average to 200 *mg* and fluctuates on the bottom between 600—800 *mg*. In this way even with the highest degree of photosynthesis the remainder of silica is relatively great. The content of SiO_2 in the Woronka of the White sea is higher than in the Barents sea,—near the Tersky coast it is about 700 *mg*, at Cape Kanin about 850 *mg*—on an average in the entire mass of water.

The content of iron in the water of the Barents sea is on an average 10—20 *mg* Fe/m^3, more in isolated cases. In the general quantity of iron there is about 1—2—3 mg/m^3 of threevalent iron.

The biochemical demand of oxygen of sea water in 5 days at the laboratory temperature fluctuates on an average between 0.5—1.0 *mg* of oxygen (see tab. 10). In the hydrology of the Barents sea in its separate parts, **a difference of atlantic and arctic** waters is clearly seen. The arctic water represents atlantic water altered during its sojourn in the Barents sea by physical and biochemical processes. As a result of these processes in the water, the temperature and salinity must decrease as well as *pH* and the dissolved oxygen.

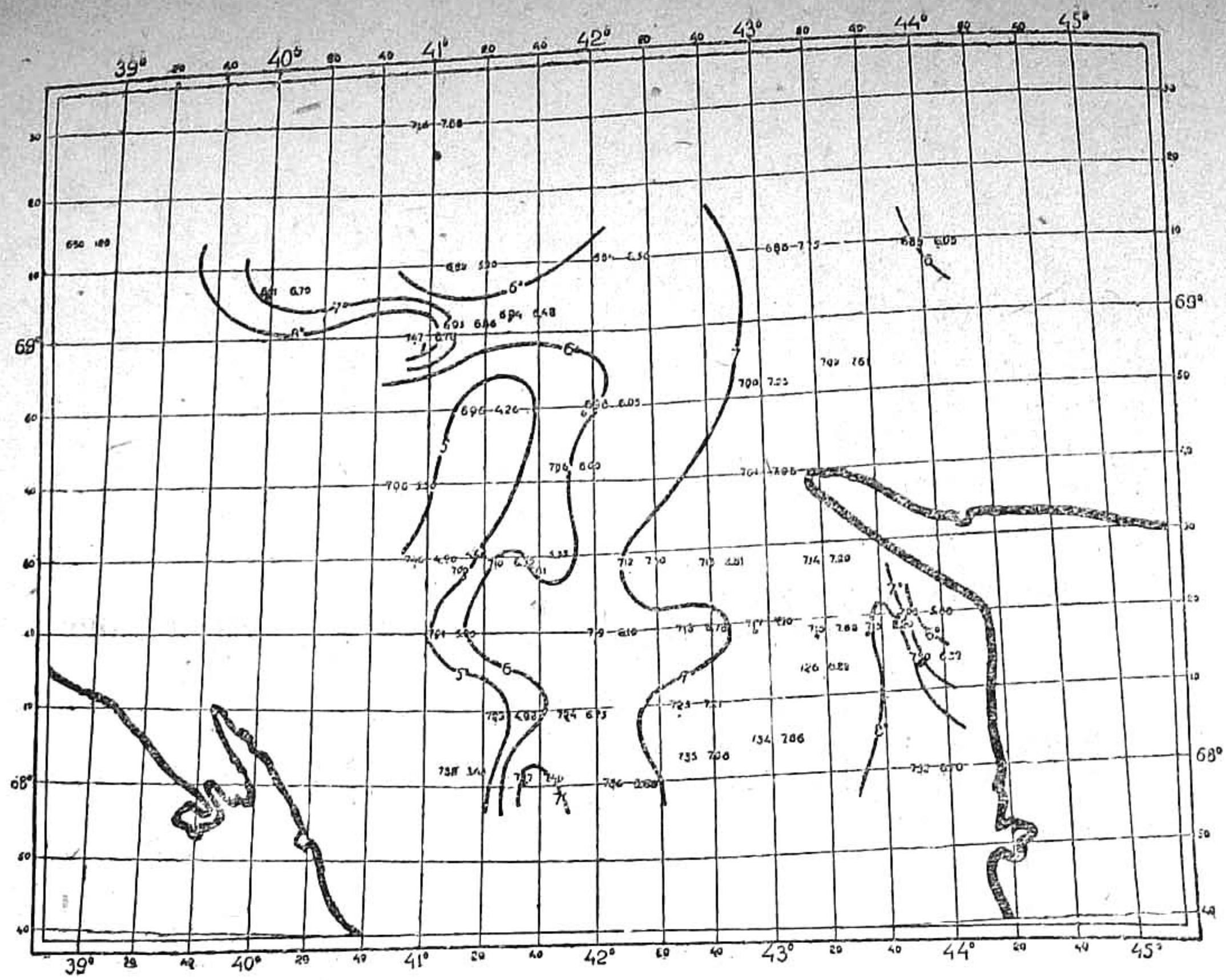
There are just such differences in the currents of atlantic water along the Kola-Meridian and in the currents of colder and less alkaline arctic water separating them in streams at the bottom. To the differences as regards the abouve named factors there must be added a certain surplus

in the content of nitrates and phosphates, which is sometimes observed in arctic water when it is compared with the adjoining warmer atlantic water (along the Kola-Meridian). However, the cardinal difference in the composition of the water depends not so much from its origin as from the conditions in which the water has been. In the north part of the Barents sea the warmer under layer (below the lower isotherm-1°) corresponds to a younger water, resulting from the mixture with the water of the North Cape current; the cold intermediat between layer with a temperature of—1.0—to—1.8° corresponds to older arctic water. However, as the intermediate cold layer in winter becomes involved in the movement of vertical circulation and finds itself in connection with the atmosphere; the *pH* values and O_2% in this layer of „arctic" water are higher than in the underlaying layer of conditionally „atlantic" water. Considering that the lower layer serves as a place of regeneration of the phosphates and nitrates resulting from the sinking down and decaying of dead animals and plants, the „atlantic" water there is richer in phosphates and nitrates than the „arctic" one.

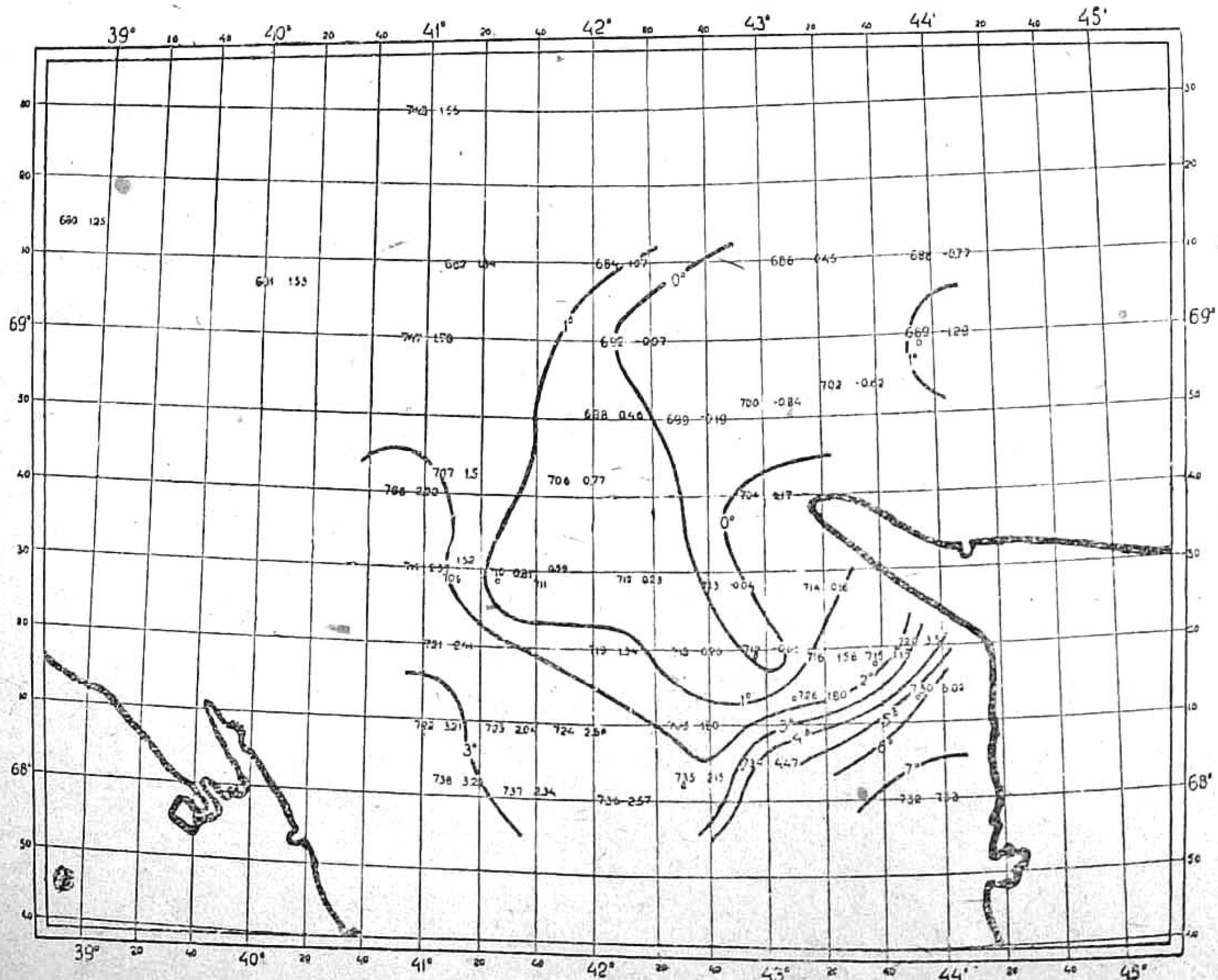
In shore waters and the waters of the Murman current are as a rule, poorer in nitrates and phosphates than the atlantic ones farther off shore.

ТЕМПЕРАТУРА; СОЛЕНОСТЬ, pH и O_2 % В ПРИКАНИНСКОМ РАЙОНЕ 3 - 12 ИЮЛЯ 1927 г. (13 экспедиция э/с „Персей")

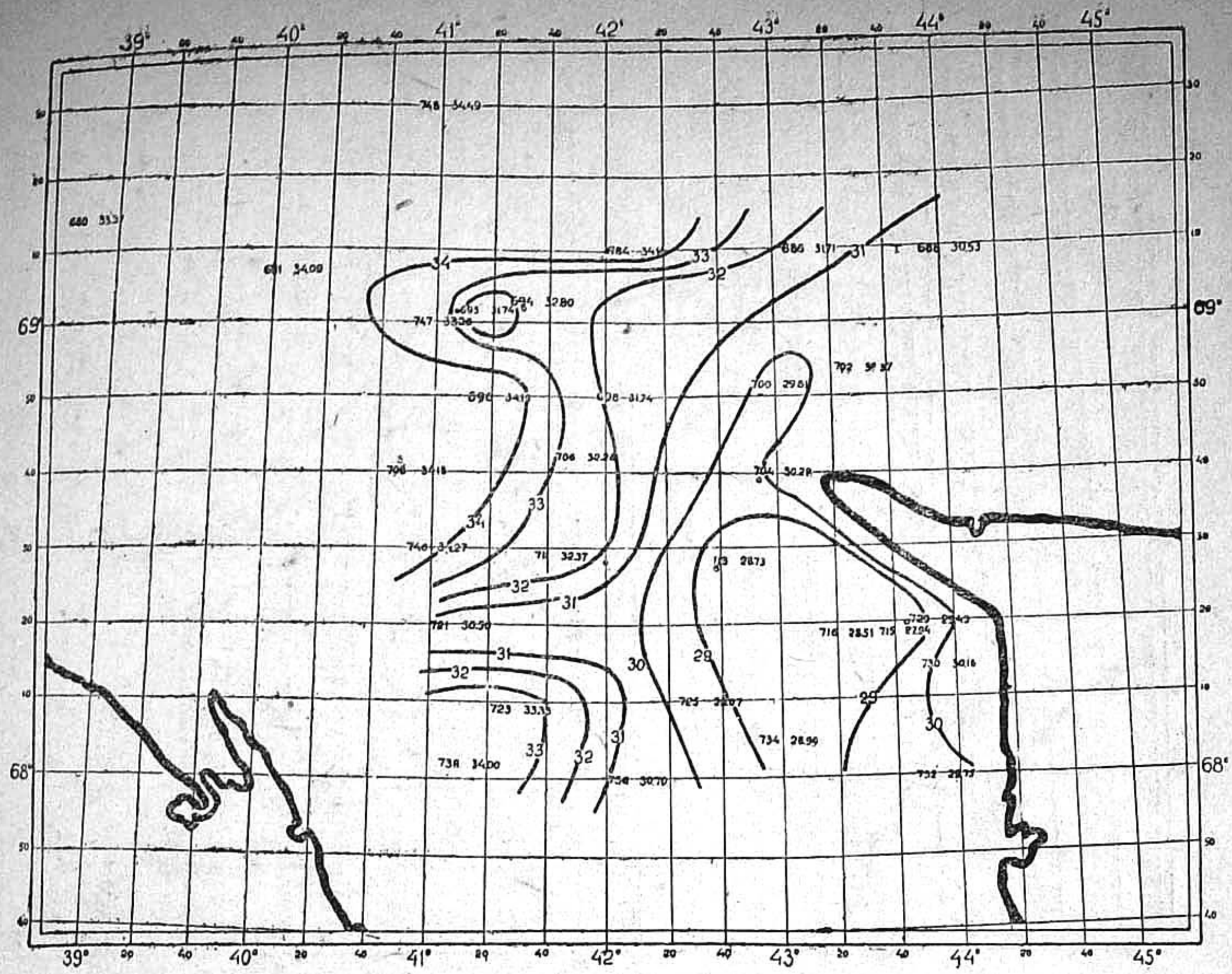
TEMPERATURE, SALINITY, pH and O_2 % IN THE KANIN CAP REGION OF THE BARENTS SEA 3 - 12 JULY 1927 (3-th expedition of „Perseus")



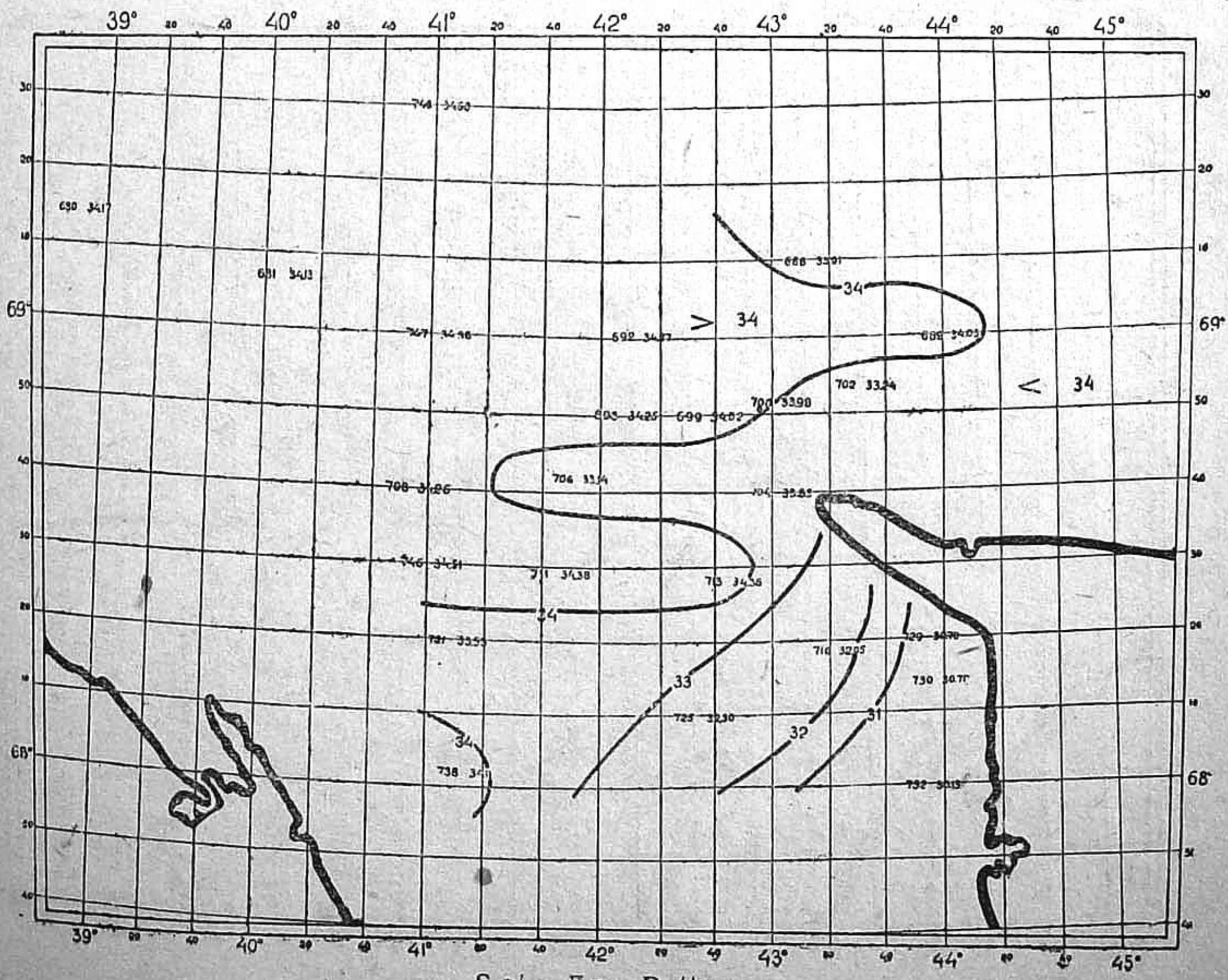
to Om .



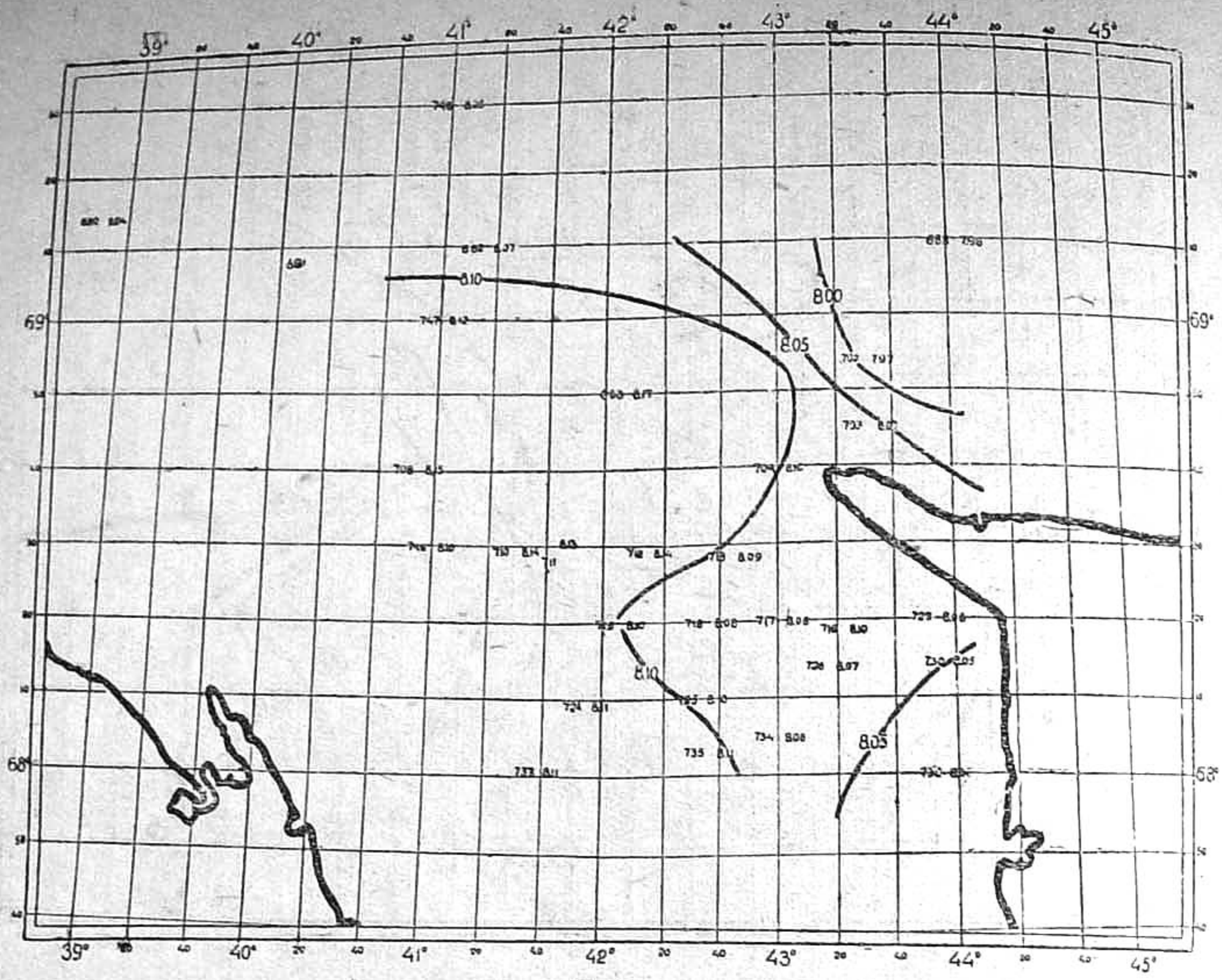
to Дно. Bottom.



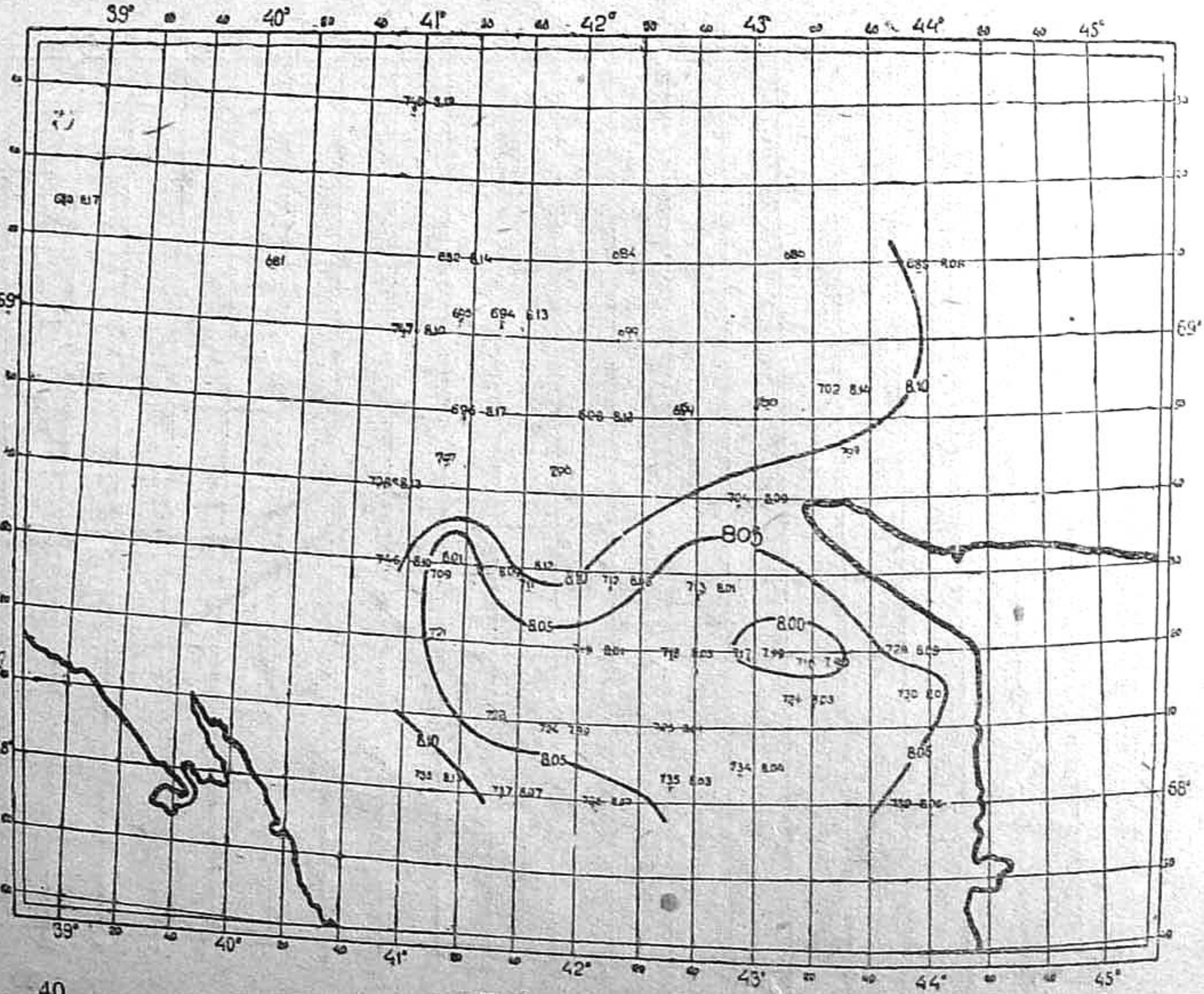
S °/oo Om.



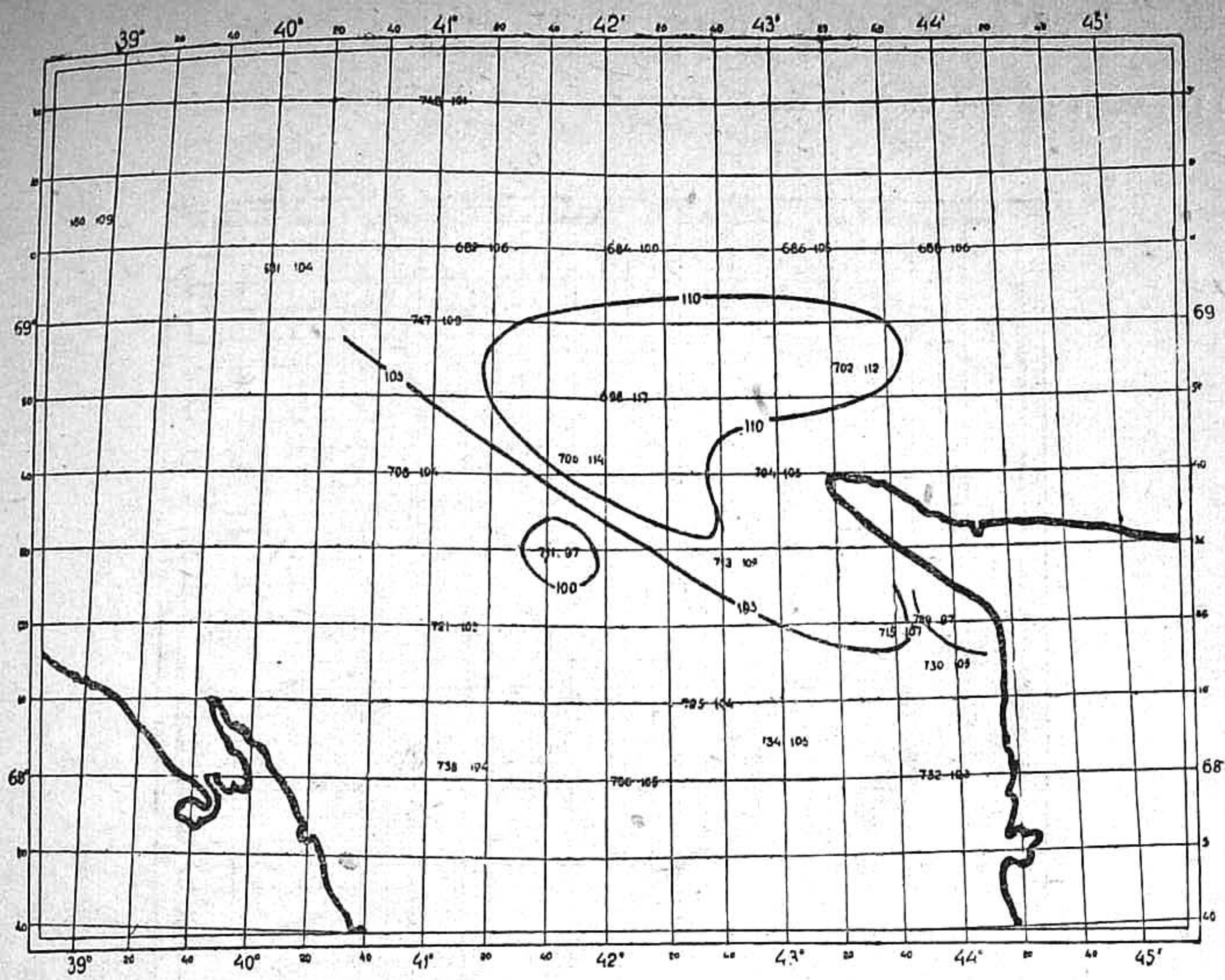
S °/oo Дно. Bottom.



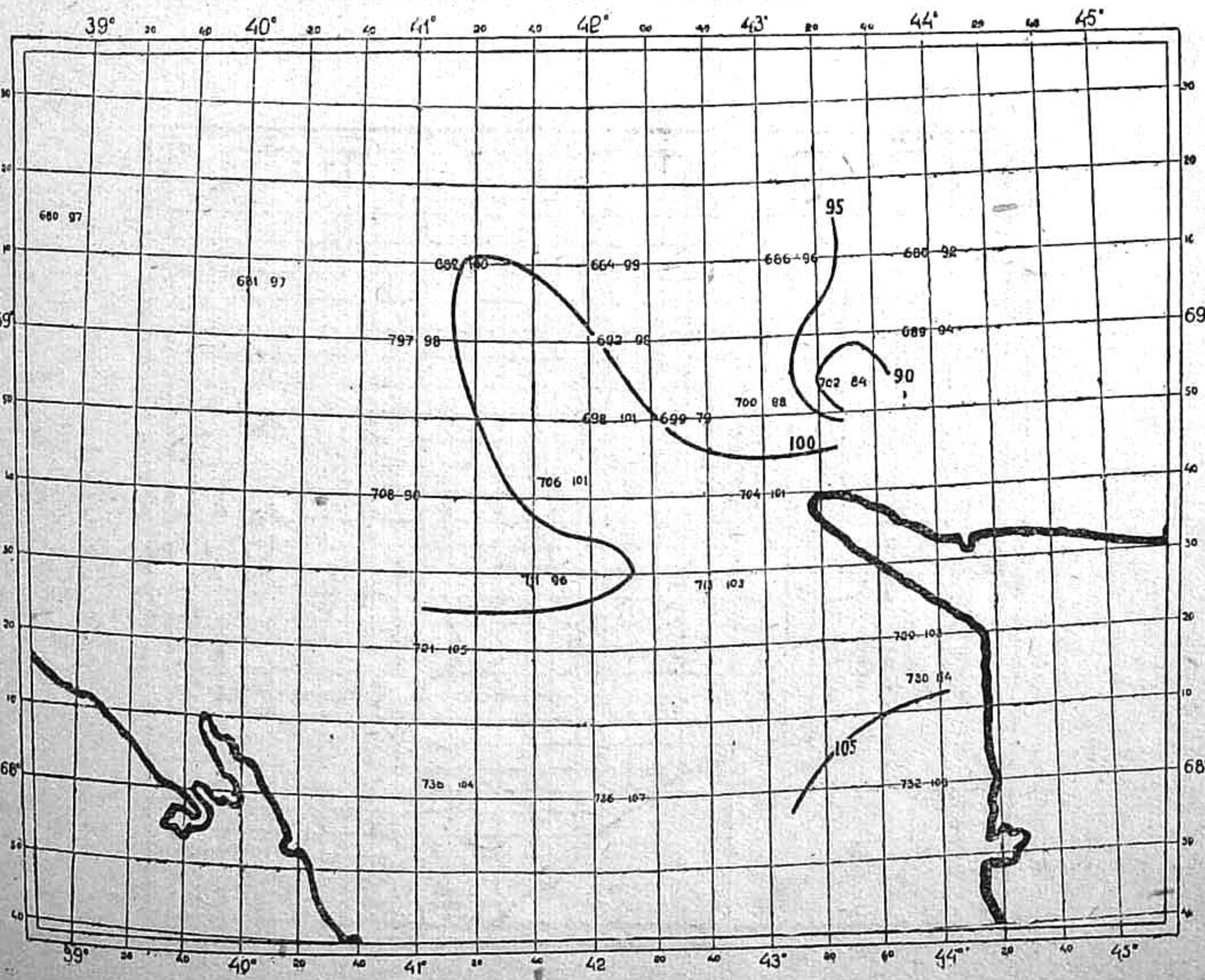
pH Om



pH Дно. Bottom



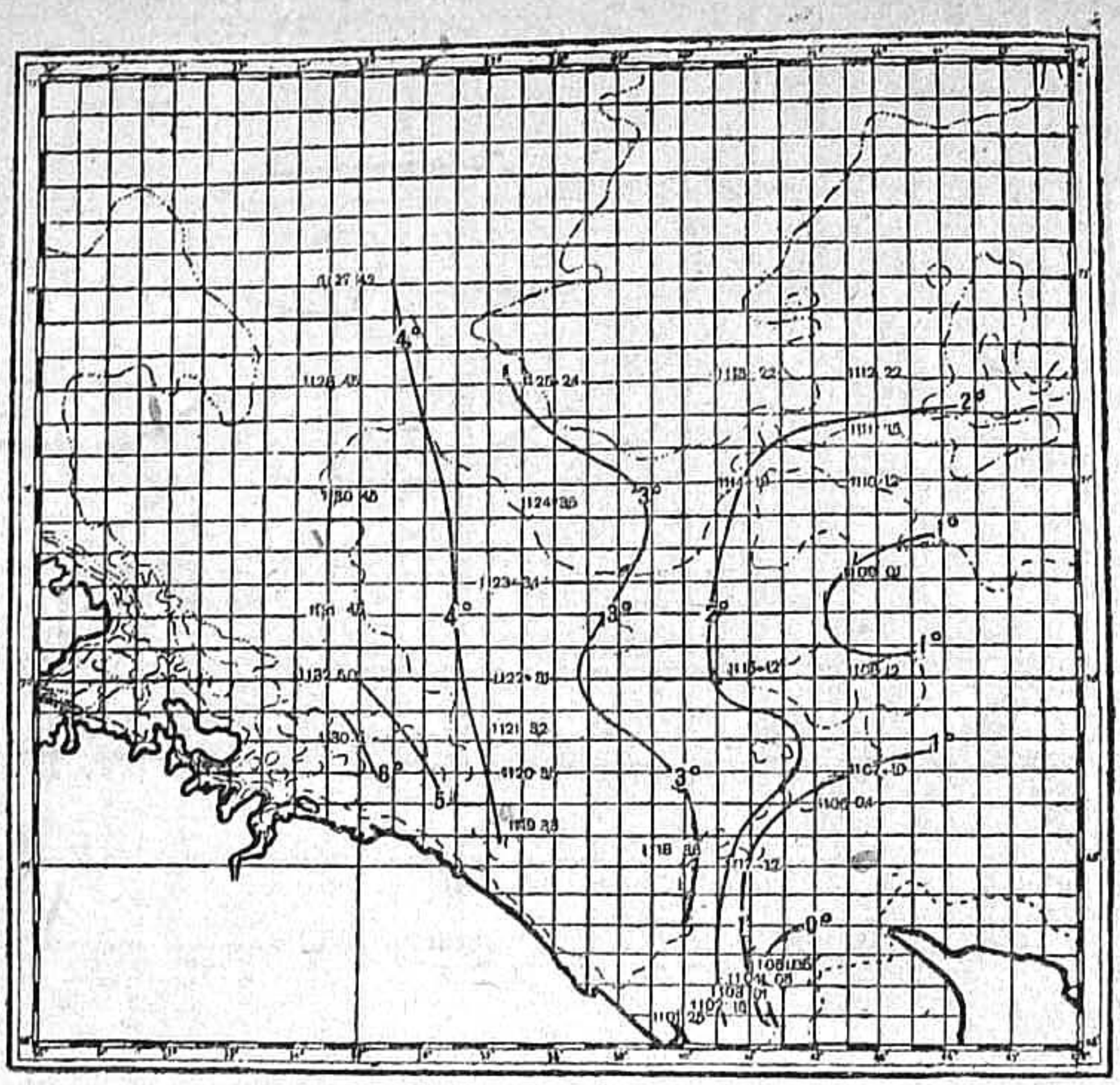
O_2 o/o. Om.



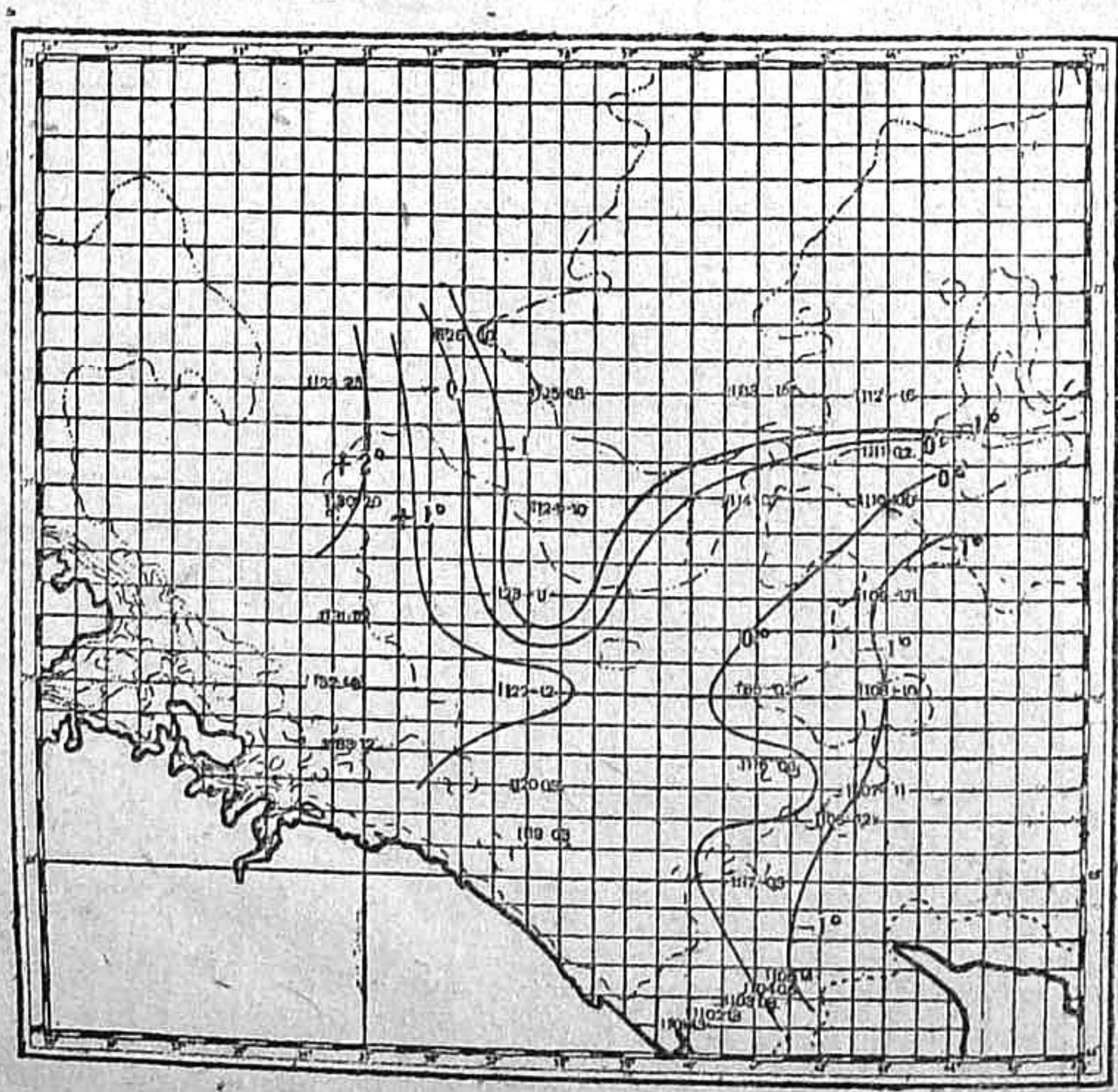
O_2 o/o. Дно. Bottom.

T°, S° /oo, pH и O_2 % в Примурманском районе 12-23 июля 1929 г.
18 экспедиция э/с „Персей".

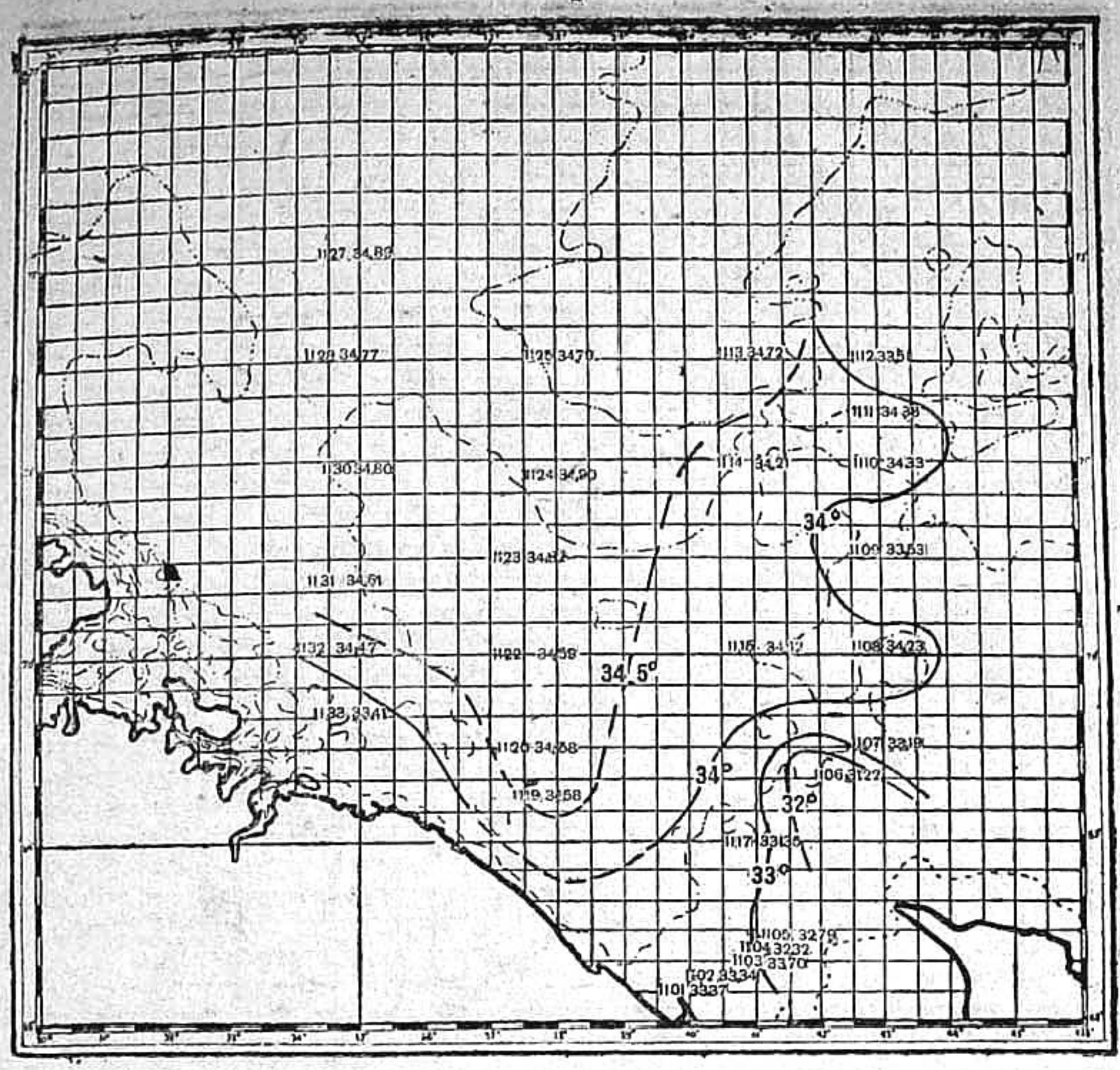
T°, S° /oo pH and O_2 % in the Murman region of the Barents sea 12-23 July 1929
(18 th expedition of „Perseus").



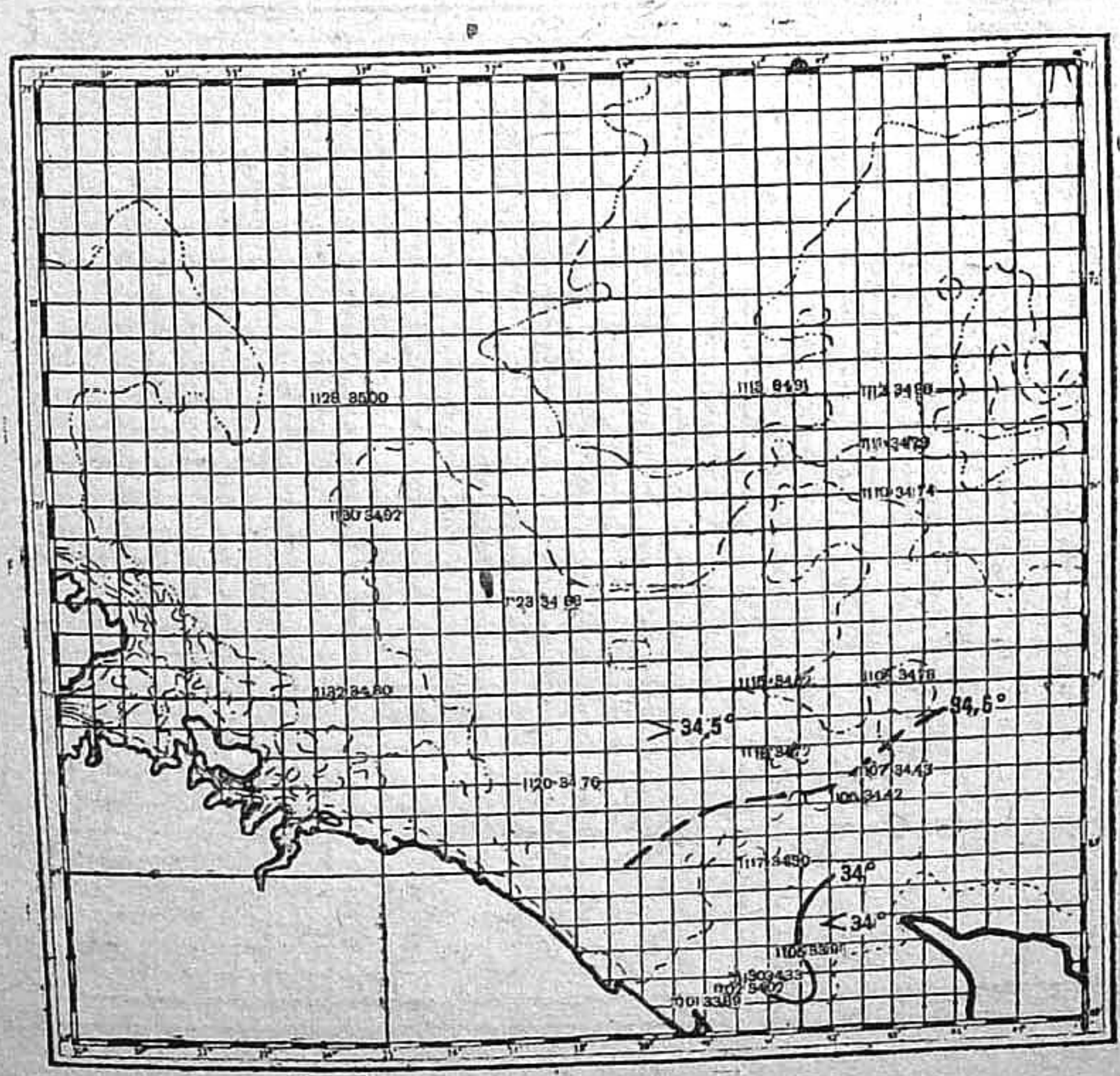
t° 0m



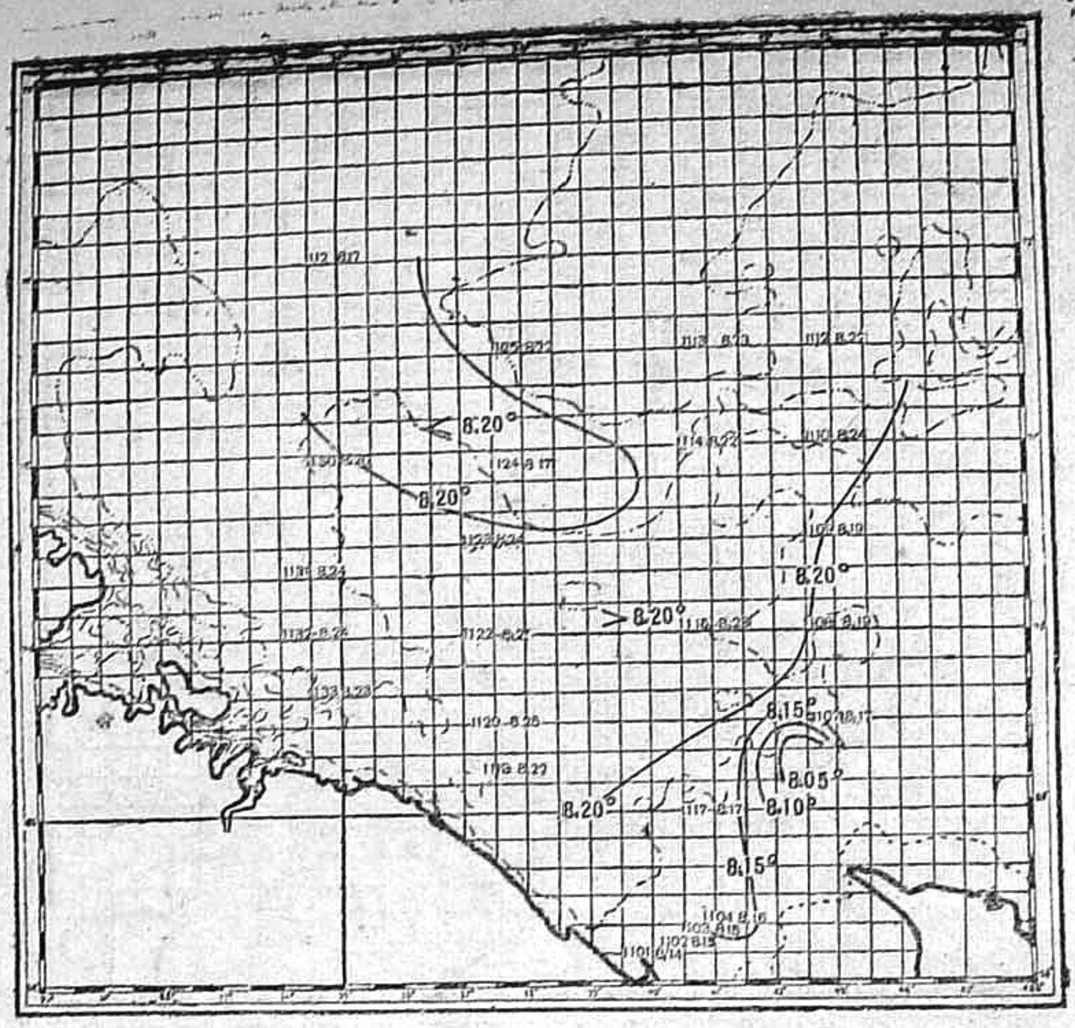
t° Дно. Bottom



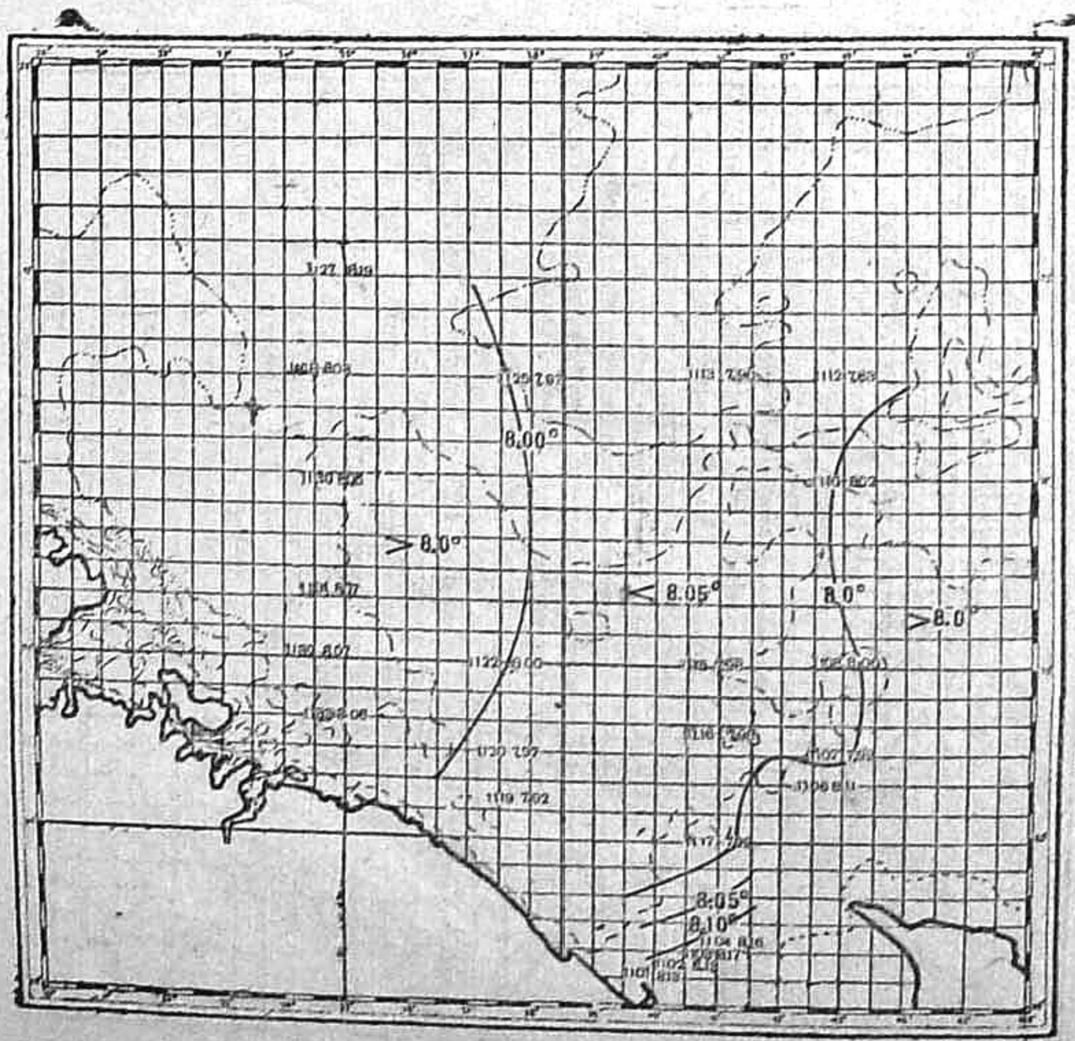
S ‰ Om



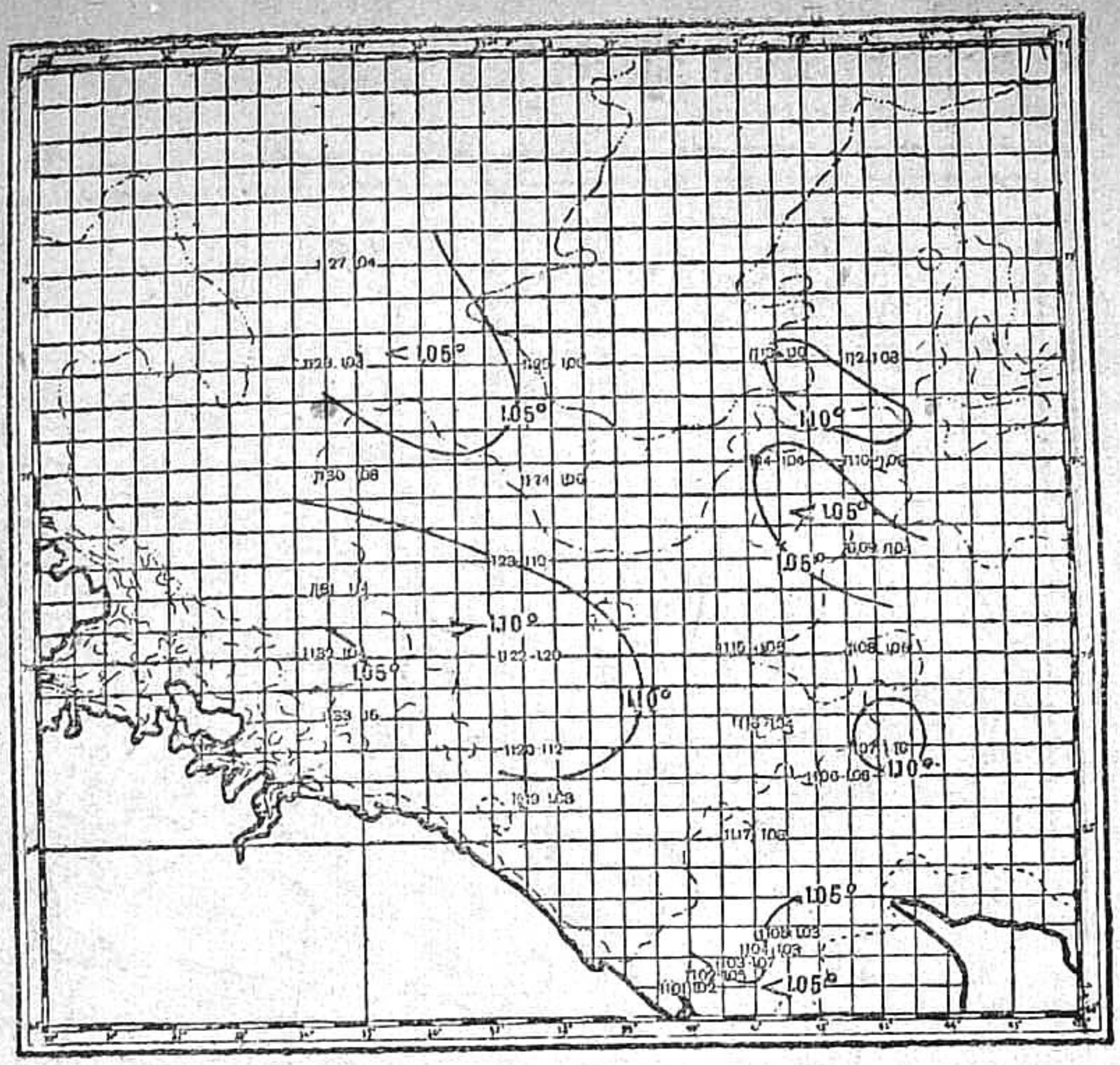
S ‰ Дно. Bottom



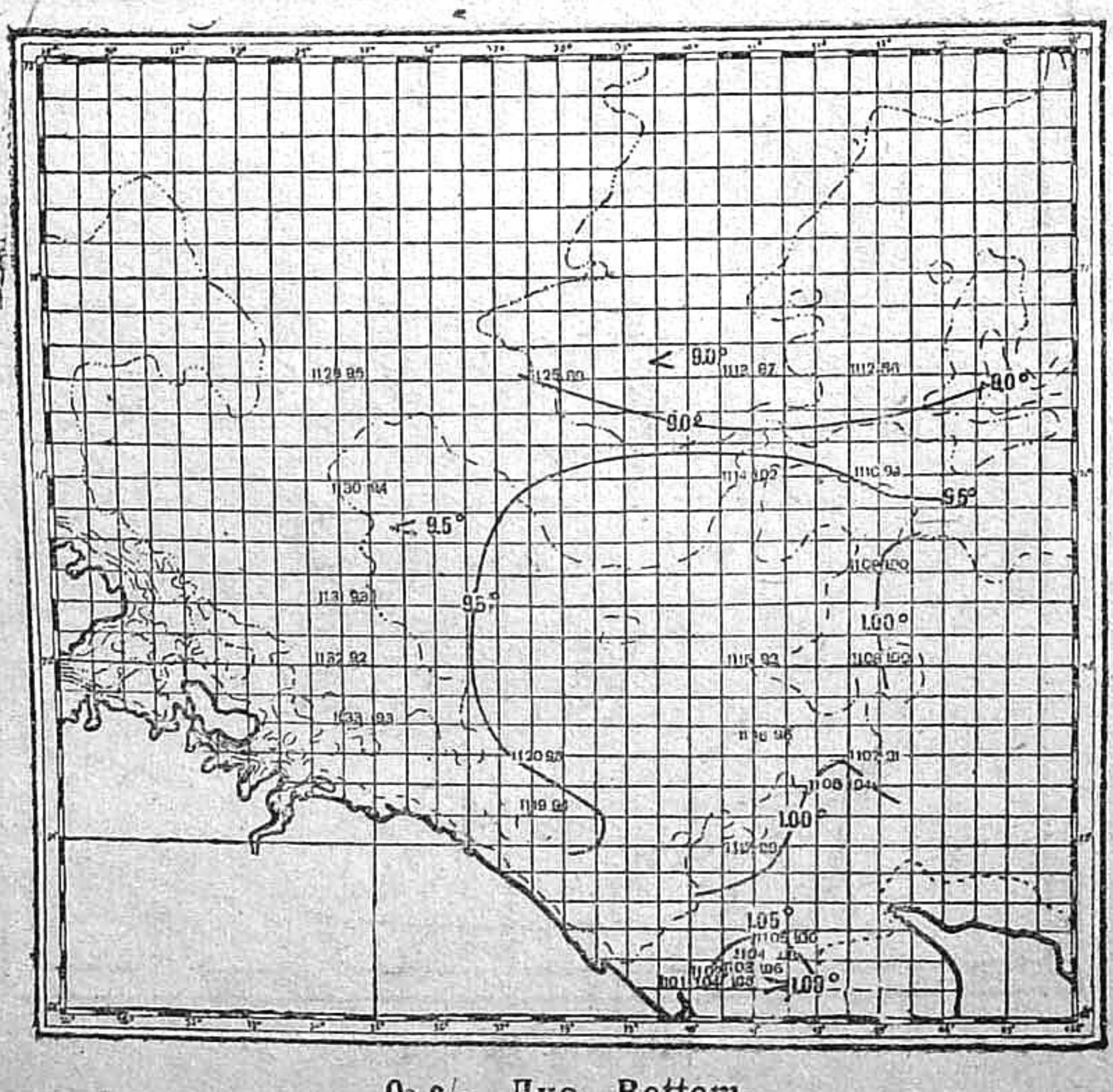
pH Om.



pH Дно. Bottom.



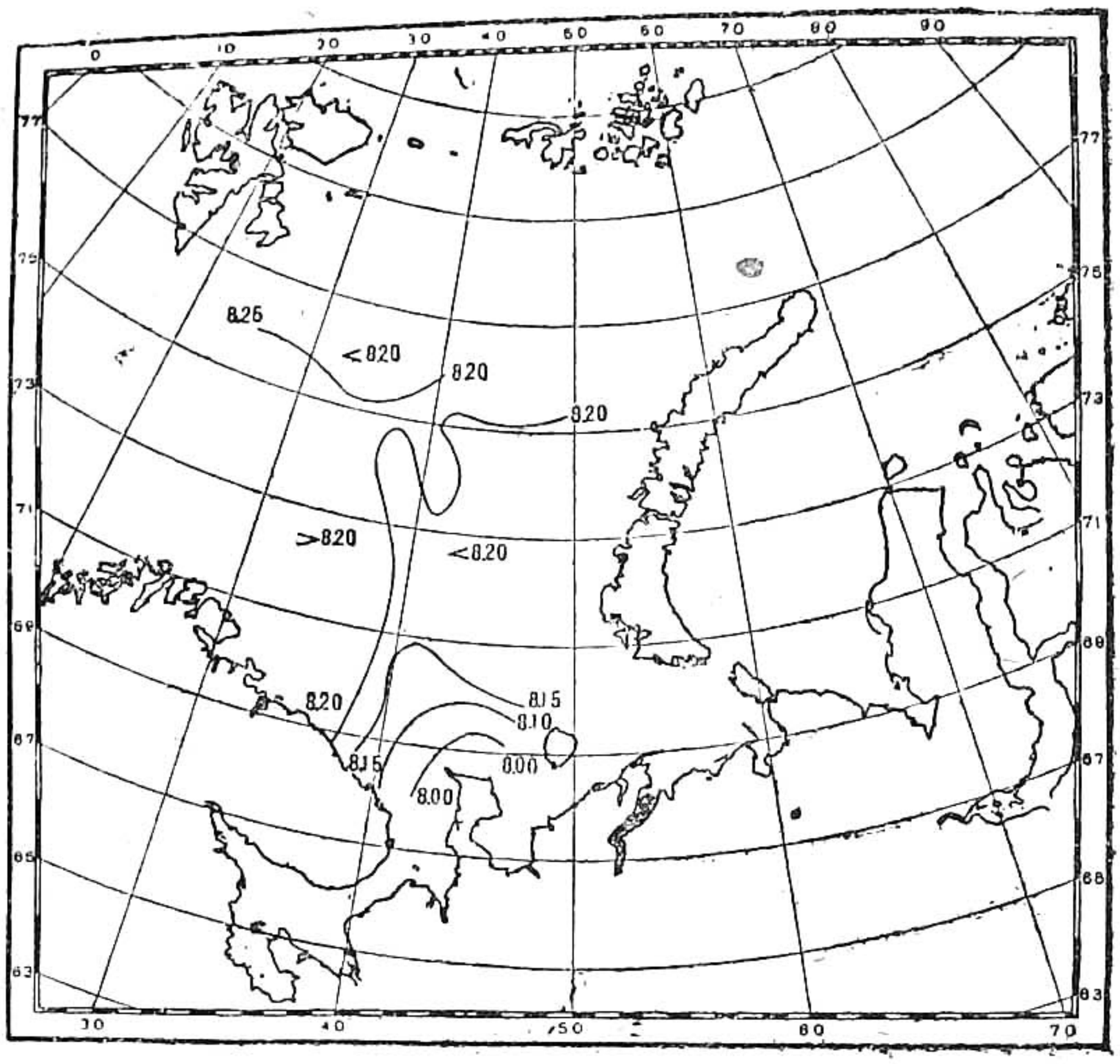
O_2 % *Om.*



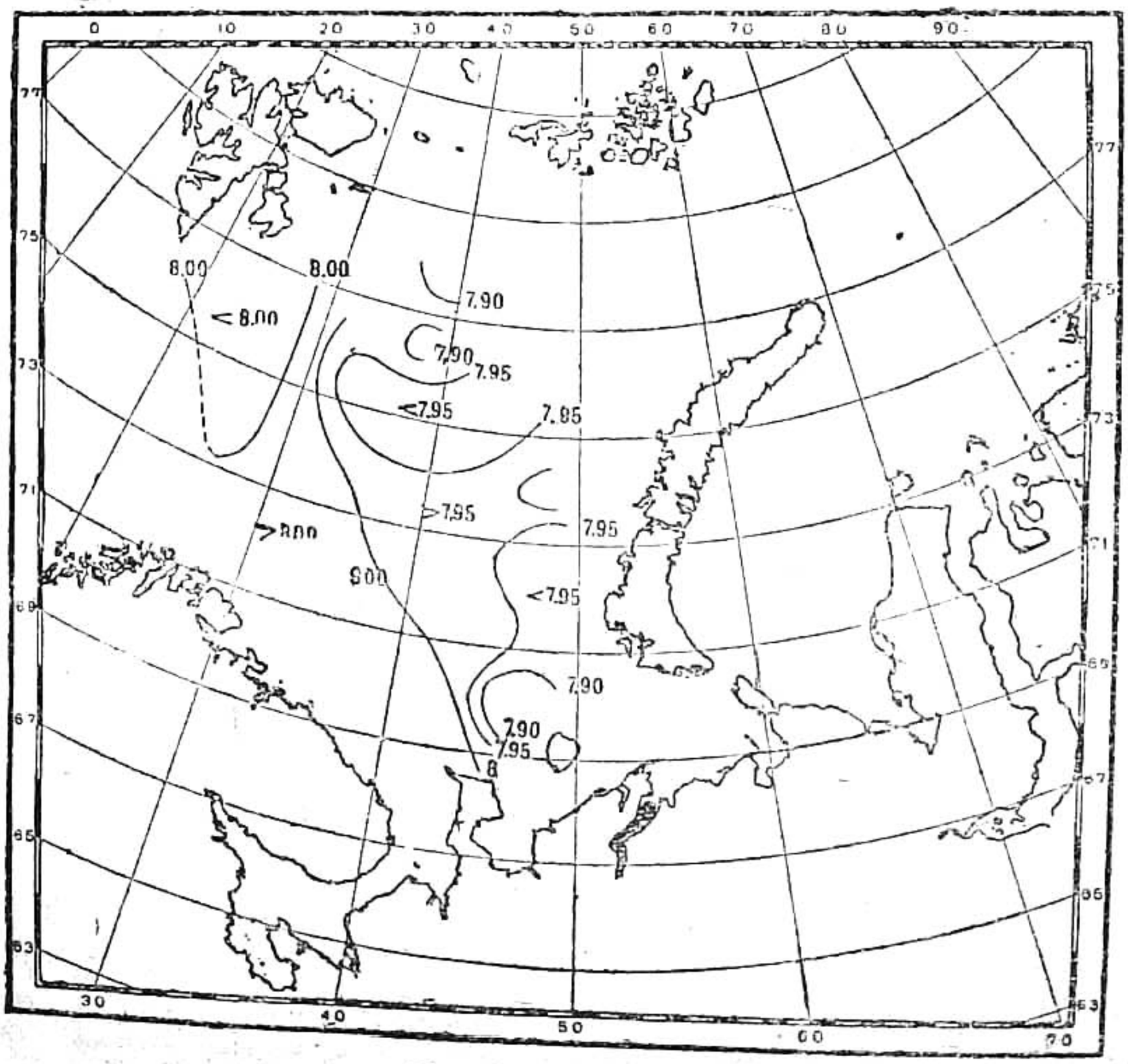
O_2 % Дно. Bottom.

pH и O_2 % в поверхностном и придонном слоях Баренцова моря летом 1927 г. (14-го июля—11 сентября).

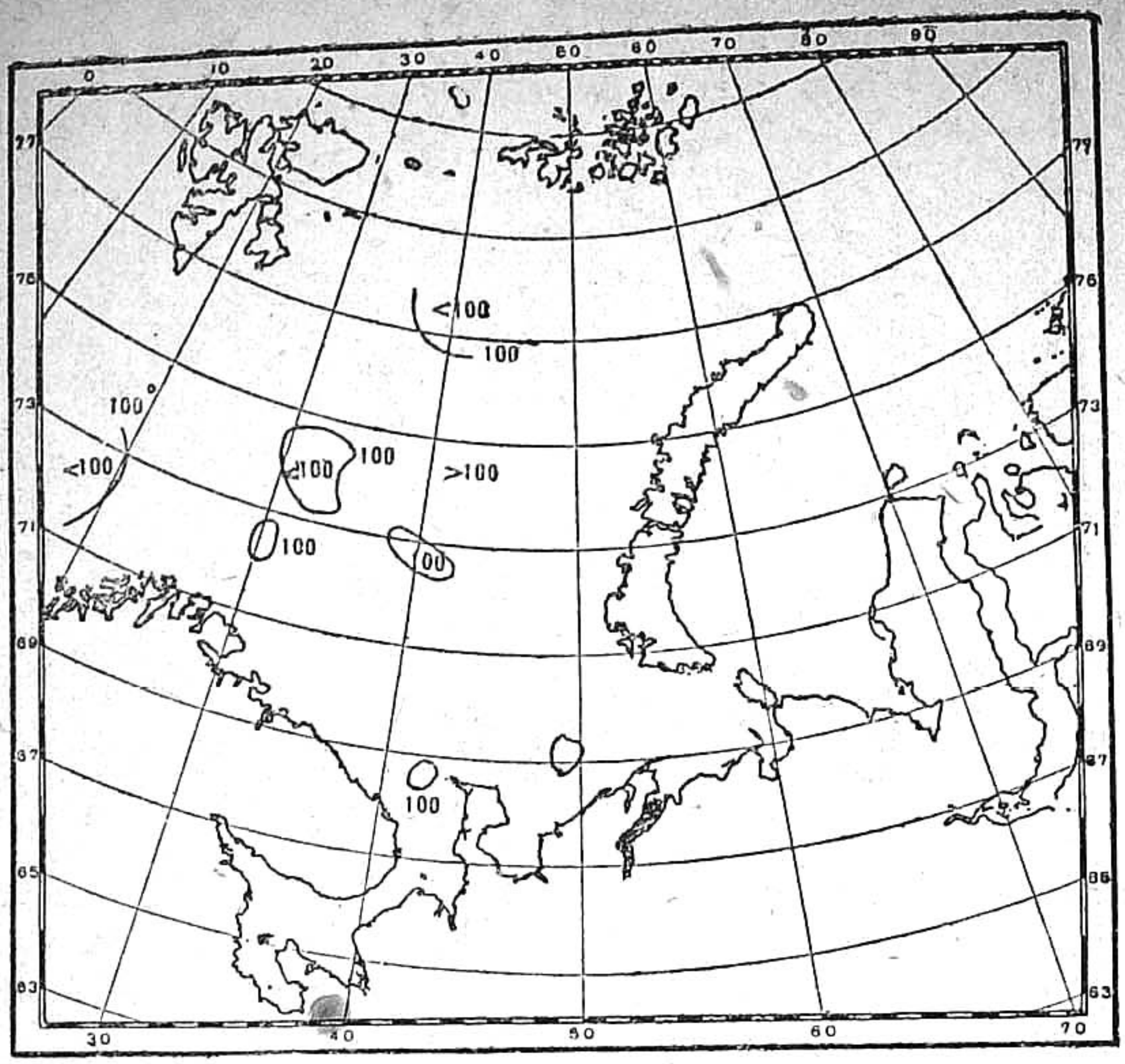
pH and O_2 % in ther uppe and bottom layers of the Barents sea in summer 1927 (14 th July—11 th September).



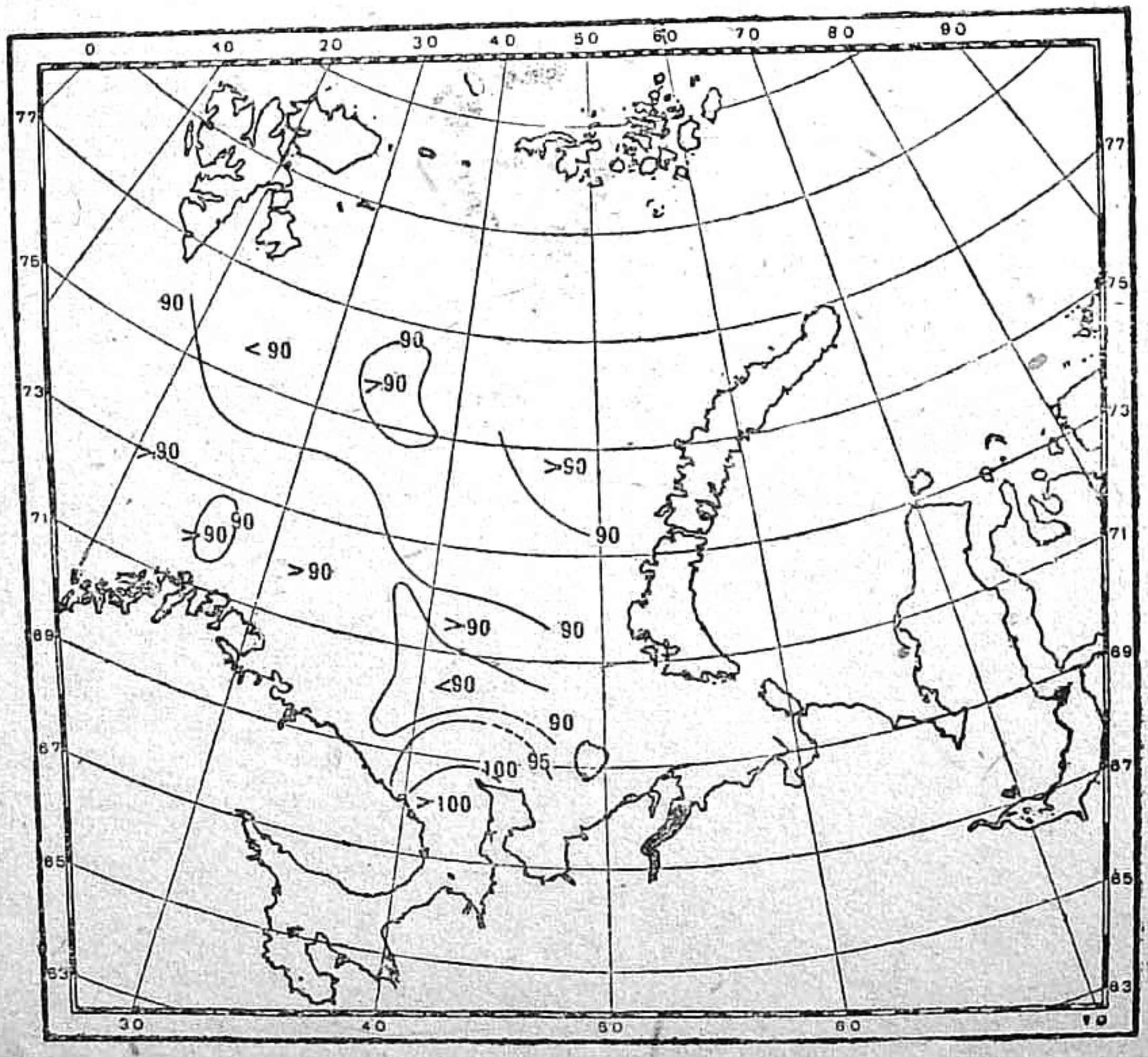
pH Om



pH. Дно. Bottom



O_2 % Om



O_2 % Дно. Bottom

O_2 % в придонном слое Баренцова и Белого морей в летний период (1924—1929).

O_2 % in the bottom layer of the Barents sea in summer (1924—1929).