

Марти Ю. Ю., Мартинсен Г. В. Проблемы формирования и использования биологической продукции Атлантического океана. — М.: Пищевая промышленность, 1969. — 267 с.

Самарский А. А. Введение в теорию разностных схем. — М.: Наука, 1971. — 505 с.

Таубер Г. М. Некоторые черты атмосферной циркуляции Южного и Северного полушарий. — Труды ГОИН, 1962, вып. 67, с. 3—117.

Хвацкий Н. В. Распределение вертикальной устойчивости водных слоев и ее межгодовая изменчивость в море Скотия. — Труды ВНИРО, 1974, т. 48, с. 51—58.

Ahlberg J. H., Nilson E. N., Walsh J. L. The theory of splines and their application. New York—London, Acad. Press, 1967, 352 p.

Le Pichon, Eitterm S. L., Ludwig W. J. Sediment transport and distribution in the Argentine basin. — Physics and Chemistry of the Earth, 1971, v. 8, p. 1—48.

Le Pichon, Ewing M., Eitterm S. L., Ludwig W. J. Antarctic bottom current passage in Brazil basin. — Physics and Chemistry of the Earth, 1971, v. 8, p. 49—96.

Lusguinos A. J., Valdes A. J. Aportes al conocimiento de las masas de agua del Atlantico Sudoccidental—Publico. Serv. de Hidrogr. Naval (Argentina). 1971, N 659, p. 5—48.

Hart T. J. Report on trawling surveys on the Patagonian continental shelf. — Disc. Rep. v. XXIII, Cambridge, 1946, p. 242—244.

Wyrtki K., Mageard L., Hager J. Eddy energy in the oceans. — J. Geophys. Res., 1976, v. 81, N 15, p. 2641—2646.

Wüst G. Stromgeschwindigkeiten und Stromengen in den Tiefen des Atlantischen Ozeans. — Wiss. Ergeb. Deutschen Atlantischen Expedition „Meteor“ 1925—1927, 1957, v. 6, part 2, p. 261—420.

The dynamics of waters in the Southwest Atlantic and characteristics of the pycnocline

Zyryanov V. N.

S U M M A R Y

The currents in the Falkland—Patagonian area in summer and winter of the South hemisphere are calculated on the basis of the mean long-term density field. The depth and intensity of the seasonal pycnocline in the Sea of Scotia (in summer) and Falkland—Patagonian area (in summer and winter) are also estimated. The main characteristics of the pycnocline are formed under the influence of water circulation. In winter the relief of the pycnocline is more complicated because of convection which arises when the active layer of the ocean is cooled. The relief of the pycnocline is found to be of a stepped character.

УДК 551.463 + 551.465(923)

ОСОБЕННОСТИ ОКЕАНОЛОГИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ В ТИХООКЕАНСКОМ СЕКТОРЕ АНТАРКТИКИ

В. В. Попков

Известно, что воды Южного океана — одни из наиболее продуктивных в Мировом океане. Особенно богат фито- и зоопланктоном район, прилегающий к Антарктиде, благодаря некоторым особенностям гидрологического режима и рельефа дна.

Исследования тихоокеанского сектора Антарктики в основном посвящены изучению циркуляции вод, строению и происхождению водных масс (Григорьев, 1969; Леденев, 1961; Максимов, 1960; Топорков, 1968; Трешников и др., 1966; Трешников, 1968; Трешников и др., 1976; Деасон, 1937; Gordon, 1967, 1975). Однако недостаток данных и неравномерное распределение станций не позволили дать полную картину поля течения и выявить его мезомасштабную структуру. Кроме того, оставались практически неизученными северо-западная часть шельфа Антарктического полуострова и юго-западная область котловины Беллинсгаузена.

Исследования, проведенные советскими и зарубежными экспедициями в 1966—1976 гг. в Южном океане, дают возможность детально рассмотреть циркуляцию вод и выявить некоторые особенности в распределении океанологических характеристик в тихоокеанском секторе Антарктики.

В предлагаемой работе район исследования ограничен с юга побережьем материка, с севера — 60° ю. ш., с запада — 145° в. д., с востока — 60° з. д. Использованы данные гидрологических станций, выполненных в основном летом 1970—1977 гг. (январь — март). Всего использовано 700 станций.

Расчет геострофических течений проводился динамическим методом. За отсчетную принята поверхность 1000 дбар. Исследованиями, проведенными ранее (Ботников, 1969; Максимов, 1960), выявлено, что ввиду сравнительно слабой стратификации вод в Антарктике положение отсчетной поверхности не оказывает существенного влияния на изменение направления движения вод. Действительно, сопоставление карты динамической топографии поверхности моря, вычисленной относительно 1000-децибаровой поверхности, с аналогичными картами, полученными относительно условной поверхности 2500 дбар (Gordon, 1967) и относительно «абсолютной» нулевой поверхности (Григорьев, 1969), показало их значительное подобие. Приводка динамических высот для мелководных станций осуществлялась графической экстраполяцией удельного объема воды на разрезе в фиктивной водной массе (Зубов, Мамаев, 1956; Фомин, 1961). Карты динамической топографии построены для горизонтов 0, 100, 200 м, динамические горизонталы проведены через 50 дин. мм.

Устойчивость вычислялась по формуле Хессельберга и Свердрупа. По данным расчетов построены карта распределения максимальных величин устойчивости и карта топографии слоя максимальных величин устойчивости.

Исходя из особенностей распределения температуры, солёности, устойчивости и геострофических течений, а также рельефа дна целесообразно в тихоокеанском секторе Антарктики выделить следующие районы:

юго-восточная часть тихоокеанского сектора Антарктики, ограниченная с севера 60° ю. ш., с юга — побережьем материка, с запада — 120° з. д., с востока — 60° з. д., с обширными шельфовыми участками глубиной около 500 м, расположенными в морях Амундсена, Беллинсгаузена и на Антарктическом полуострове, а также с глубоководными районами, расположенными в восточной части котловины Беллинсгаузена с глубинами, превышающими 4000 м;

район западной части котловины Беллинсгаузена, ограниченный с севера 60° ю. ш., с востока — 120° з. д.; с запада граница условно проходит по линии мыс Адер — точка с координатами 60° ю. ш., 150° з. д., с юга — по линии мыс Адер — Берег Сондерса; глубины в районе превышают 3000 м;

район моря Росса, с запада и юга ограниченный побережьем Антарктиды, с севера и востока — материковым склоном. Глубины в районе в основном составляют 600—700 м. Особенности рельефа — наличие банки Пеннелл (75° ю. ш., 174° в. д.) с глубинами менее 200 м и двух желобов, простирающихся вдоль 170° з. д. и 170° в. д., с глубинами более 700 м;

район островов Баллени, на юге ограниченный побережьем Антарктиды, на севере — 60° ю. ш., на западе — 145° в. д.; на востоке граница проходит по линии мыс Адер — точка с координатами 60° ю. ш., 150° з. д. В этом районе сложная топография дна, множество банок и поднятий с глубинами 1000—1500 м чередуются с областями, глубиной более 2000 м.

Гидрологические условия в юго-восточной части тихоокеанского сектора Антарктики. Распределение температуры. Существенной чертой поля температуры на всех горизонтах в центральной части района является зональное распределение изотерм (рис. 1). На западе и востоке зональный характер в распределении изотерм нарушается. На западе они под влиянием отклонившегося потока Антарктического циркумполярного течения направлены к Антарктиде, а на востоке — следуют вдоль побережья Антарктического полуострова. Значения температуры понижаются с севера на юг — от 5°C на севере до минус $1,5—1,8^{\circ}\text{C}$ вблизи материка. Обращает на себя внимание меандрирующий характер изотерм, наиболее отчетливо проявляющийся на поверхности с изотермами 0°C и минус 1°C , что приводит к чередованию участков с повышенной и пониженной температурой воды вдоль широты. Меандрирование изотерм обусловлено, видимо, поступлением холодных шельфовых вод, чему способствует большое количество вихревых образований, наблюдающихся здесь.

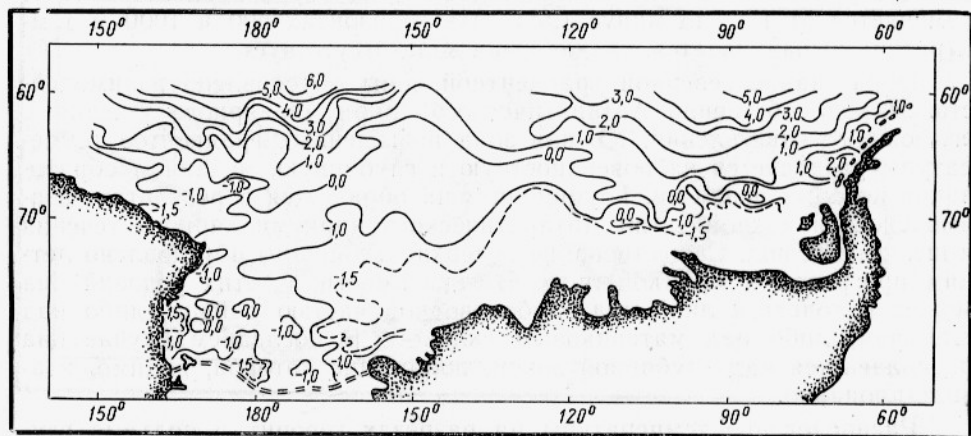


Рис. 1. Распределение температуры на поверхности.

На некоторых участках вблизи материка постепенное понижение температуры сменяется ее увеличением. Так, севернее моря Амундсена температура воды на поверхности составляет $0,5—0,7^{\circ}\text{C}$, при этом температура окружающих вод не превышает минус 1°C . В районе Антарктического полуострова повышение температуры выражено более отчетливо и прослеживается от о-ва Аделейд до архипелага Палмера. Здесь температура воды вблизи материка достигает $3,26^{\circ}\text{C}$ (по данным НПС «Академик Книпович», 1976—1977), в то время как мористее ее значения не превышают 1°C . Столь необычное распределение температуры вблизи материка обусловлено в основном господствующими ветрами, а в районе Антарктического полуострова — еще и стоковыми ветрами. Эти ветры вызывают ранний взлом и вынос льда из района, что приводит к более длительному по сравнению с окружающими водами прогреву поверхностных вод. Кроме того, таяние принесенного стоковыми ветрами снега значительно понижает соленость поверхностного слоя (по данным НПС «Академик Книпович», в 1976—1977 гг. соленость вблизи о-ва Аделейд составляла 32‰), что создает устойчивую стратификацию и способствует более эффективному прогреву поверхностных вод. Кроме того, на поверхности выделяются зоны повышенных градиентов температуры.

Северная зона в районе $62—60^{\circ}$ ю. ш. простирается от 105 до 75° з. д.; ее ширина составляет $100—150$ км, температура изменяется от

5 до 3° С. С глубиной зона прослеживается так же отчетливо, как и на поверхности, лишь несколько уменьшаются абсолютные значения температуры на горизонте 150 м — от 3 до 1° С. На глубинах 500—800 м зона постепенно трансформируется и на горизонте 1000 м не прослеживается. Южная зона наблюдается вблизи материкового склона и особенно отчетлива севернее моря Беллинсгаузена. Ее ширина изменяется от 70—100 км на 120—110° з. д. до 180—220 км на 100—80° з. д., а температура — от 1° С до минус 1,5° С. Зона отчетливо прослеживается лишь в верхнем 50-метровом слое; с глубиной она постепенно сменяется к северу (на горизонте 50 м на 180—220 км). На горизонте 75 м вблизи материкового склона температура воды распределяется довольно равномерно (от минус 1° С до минус 1,5° С) и зона не прослеживается. Но на горизонте 150 м зона вновь выделяется. Температура в ней изменяется от 0° С до минус 1,5° С, причем, как и на поверхности, зона отчетливо выражена на участке от 120 до 80° з. д. и слабо — в районе шельфа Антарктического полуострова. С глубиной температура воды в зоне увеличивается и на горизонтах 200—300 м изменяется от 1° С до минус 1,5° С. На горизонтах 500 и 1000 м температура выравнивается, градиентная зона отсутствует.

Образование северной градиентной зоны обусловлено взаимодействием вод собственно Антарктического циркумполярного течения и его южного ответвления. Южная зона повышенных градиентов температуры разделяется на поверхностную и глубинную, механизм образования которых различен. Глубинная зона образуется в результате взаимодействия южной ветви Антарктического циркумполярного течения и шельфовых вод. Существование поверхностной зоны обусловлено летним прогревом и кромкой льда. В зависимости от этих условий она может находиться либо над глубоководной частью района, либо над шельфом, либо над материковым склоном. В последнем случае она располагается над глубинной зоной, положение которой, видимо, квазистационарно.

Распределение температуры на разрезах говорит о подъеме глубинных вод к поверхности в районе материкового склона. Толщина холодного промежуточного слоя в этом районе не превышает 75 м. Ширина зоны подъема постепенно уменьшается от 210 до 270 км на 120° з. д. до 80—100 км в районе пролива Дрейка. Подъем вод прослеживается лишь до глубин 150—100 м, дальнейшему выходу их к поверхности препятствует холодный остаточный зимний слой. Принято считать, что зона подъема вод в Южном океане — результат действия квазистационарных циклонов. В восточной части тихоокеанского сектора Антарктики летом квазистационарный циклон отсутствует (Таубер, 1956), что подтверждено данными, полученными на НПС «Академик Книпович» летом 1976—1977 гг. Проходящие циклоны, видимо, существенно не влияют на подъем вод, так как их прохождение обычно завершается тыловым вторжением антарктического воздуха и распространением в северном направлении полярного антициклона, который и компенсирует действия циклонов. Исходя из этого, можно предположить, что подъем теплых вод к поверхности в рассматриваемом районе летом обусловлен в основном рельефом дна. Подтверждается это и местонахождением зоны подъема вод вдоль материкового склона.

Распределение солёности. В отличие от распределения температуры распределение солёности на поверхности носит менее сложный характер (рис. 2). Ее значения в целом уменьшаются от 34,10‰ на севере до 32,80‰ у кромки льда. Однако это изменение происходит скачкообразно. В районе между 60 и 67° ю. ш. величина солёности постепенно понижается от 34,10 до 33,80‰, т. е. изменение солёности на 7—8 градусов широты составляет всего 0,3‰. Южнее,

вплоть до $70-71^\circ$ ю.ш. значения солёности резко уменьшаются до $32-33\text{‰}$, т. е. величина солёности изменяется на $1-1,5\text{‰}$ на расстоянии $180-200$ км. Далее к побережью солёность снова постепенно повышается и над шельфом ее значения составляют $33,5\text{‰}$. Таким образом, в районе $68-71^\circ$ ю.ш. выделяется зона пониженной солёности, которая прослеживается от 115° з.д. до 75° з.д. Ширина зоны на $115-110^\circ$ з.д. составляет $450-550$ км, а в районе островов Аделейд и Палмера не превышает $50-75$ км.

Существование зоны обусловлено таянием льдов. Ее ширина в зависимости от интенсивности Антарктического циркумполярного течения и распространения плавучих льдов, видимо, может колебаться от года к году, но, учитывая достаточную стабильность, гидрометеорологических процессов в прибрежных районах Антарктики, можно предположить, что эти колебания невелики, и зона носит квазистационарный характер.

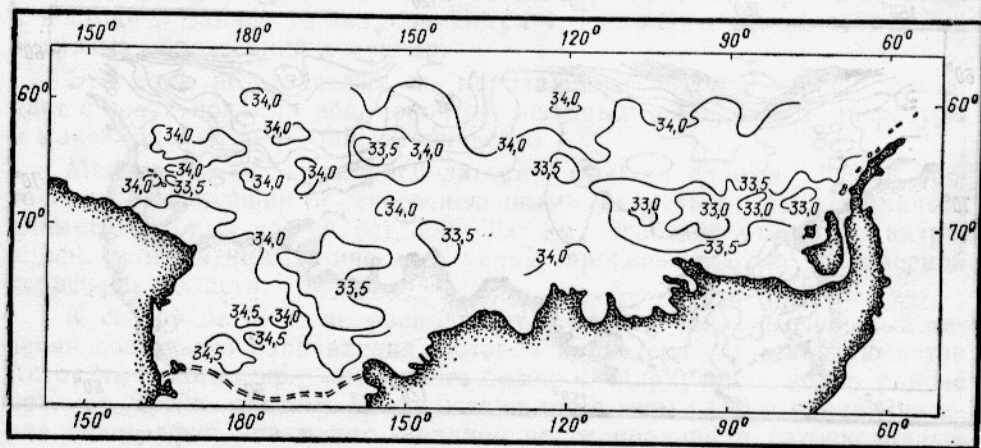


Рис. 2. Распределение солёности на поверхности.

Зона пониженной солёности отчетливо прослеживается лишь в поверхностном слое. Уже на глубине 30 м горизонтальные градиенты солёности резко уменьшаются ($0,2-0,3\text{‰}$ на $150-200$ км) и зона не прослеживается. На горизонте 75 м меняется характер пространственного распределения солёности. На этой глубине значения солёности, постепенно понижаясь в направлении к матерiku, вблизи материкового склона увеличиваются, и на горизонтах 100 , 150 и 200 м отчетливо выделяется зона повышенной солёности ($34,25-34,60\text{‰}$). Вызванная подъемом теплых глубинных вод зона прослеживается вдоль материкового склона от моря Амундсена до Южных Шетландских островов.

Более отчетливо выражена зона в районе моря Амундсена, где ее ширина составляет $100-150$ км. К востоку от полуострова Терстон зона имеет прерывистый характер, что может указывать на различную интенсивность поднятия глубинных вод. На горизонте 300 м зона, трансформируясь в полосу шириной $300-350$ км, охватывает весь шельф Антарктического полуострова. На глубинах 500 и 1000 м после солёности выравнивается, ее значения постепенно увеличиваются по направлению к матерiku от $34,3\text{‰}$ на 60° ю.ш. до $34,7\text{‰}$ вблизи материкового склона.

По вертикали солёность распределяется более равномерно, чем температура, ее значения постепенно увеличиваются с глубиной. Вбли-

зи материкового склона изохалины, как и изотермы, выпуклы, что указывает на подъем глубинных вод к поверхности.

Динамика вод. Из анализа карт динамической топографии (рис. 3) следует, что на всех горизонтах циркуляция вод остается практически постоянной, лишь несколько уменьшается интенсивность течения с глубиной. В отличие от ранее полученных схем отмечена значительная неоднородность поля геострофических течений. В районе выделяются две зоны интенсивных течений восточного направления. Южная зона узкой полосой распространяется вдоль материкового склона, северная — простирается вдоль 61—62° ю. ш. Эти зоны делят исследуемый участок на несколько областей с характерными формами циркуляции, которые отчетливо выделяются лишь в центральной части исследуемого района, в восточной и западной частях они сливаются.

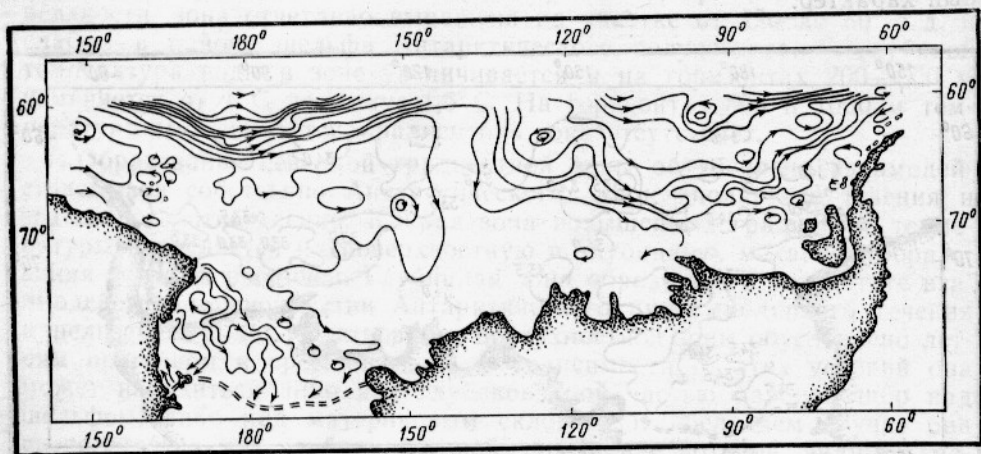


Рис. 3. Карта динамической топографии поверхности (относительно 1000 дБ).

Южная область простирается от берегов Антарктиды до материкового склона, включая шельф Антарктического полуострова, и характеризует прибрежную циркуляцию вод. Основная особенность этой циркуляции заключается в наличии вихревых образований различного масштаба и знака, возникновение которых обусловлено трением сдвига потока восточного направления, а также рельефом дна и конфигурацией берегов. На шельфе моря Беллингаузена образуется обширный циклонический круговорот. Разреженность изолиний динамических высот показывает, что скорости течения в нем незначительны. Малые скорости течения и наличие зоны повышенных градиентов температуры вдоль материкового склона обуславливают слабый водообмен с окружающими водами, на что указывает, в частности, постоянное наличие льда в этом районе. Вихри различного знака на шельфе Антарктического полуострова определяют ячеистую структуру течений. Однако они прослеживаются только в поверхностном слое. На глубинах 100 и 200 м наблюдается слабый меандрирующий поток вод вдоль шельфа на северо-восток. Меандры, как правило, располагаются в местах глубоких каньонов, которые пересекают материковый склон и выходят на шельф полуострова. Поток вод на северо-восток на шельфе полуострова, видимо, обусловлен влиянием зоны подъема вод, расположенной вдоль материкового склона и вызывающей подъем уровня моря, достаточный для возникновения стоковых течений, которые и определяют циркуляцию вод на шельфе полуострова в подповерхностных слоях.

На поверхности же, в результате взаимодействия дрейфовых и стоковых течений, направленных навстречу друг другу, создаются многочисленные вихревые образования.

На шельфе моря Амундсена по аналогии с морем Беллинсгаузена можно предположить существование слабо выраженной циклонической циркуляции.

Севернее шельфовой зоны, над материковым склоном, прослеживается зона интенсивных течений восточного направления, которая распространяется в районе моря Беллинсгаузена и Антарктического полуострова. В районе моря Амундсена зона отклоняется к северу и на 130° з.д. выходит за пределы исследуемого района. Усиление течения в зоне, видимо, обусловлено значительным изменением рельефа дна в районе материкового склона, где глубина изменяется от 3000 до 5000 м на расстоянии 10—15 км. С рельефом дна связано также интенсивное меандрирование течения, особенно отчетливо проявляющееся к востоку и западу от острова Петра I, где много мелкомасштабных вихревых образований и меандр.

Эта зона неустойчивых по направлению течений хорошо совпадает с зоной подъема вод, зоной повышенных градиентов температуры и максимальных значений устойчивости.

Между 66° — 71° ю.ш. располагается область слабых течений восточного направления и многочисленными вихревыми образованиями, диаметр которых составляет 300—350 км. Особенно отчетливо вихри, в основном антициклонического знака, прослеживаются на северной периферии области.

К северу от 61° ю.ш. располагается вторая зона интенсивных течений восточного направления, которая характеризует основную ветвь Антарктического циркумполярного течения. Циркуляция вод в районе пролива Дрейка сложна. На движение вод в этом районе влияет сложная топография дна в юго-западной части пролива и глубоководный желоб вблизи Южных Шетландских островов. Рельеф дна вызывает отклонение потока вод на север и образование циклонических и антициклонических вихрей. Южная периферия одного из циклонических круговоротов, находящихся в южной части пролива, обуславливает существование течения над шельфом Южных Шетландских островов, направленного с северо-востока на юго-запад. Южнее островов поток трансформируется и на шельфе Антарктического полуострова не прослеживается.

Распределение устойчивости (рис. 4). На акватории от 60 до 67 — 68° ю.ш. ее значения в большинстве случаев не превышают 500 усл. ед. и лишь на некоторых участках севернее Южных Шетландских островов — более 1000 усл. ед. К югу от 67 — 68° ю.ш. величина устойчивости резко возрастает и примерно на широте 70° ю.ш. достигает наибольших величин (иногда более 9000 усл. ед.). Далее к материку устойчивость снова понижается, образуя, таким образом, зону повышенных значений, южная граница которой простирается вдоль материкового склона и охватывает шельф Антарктического полуострова вплоть до Южных Шетландских островов. Градиент устойчивости в зоне на некоторых участках достигает 6000 усл. ед. на 1° широты, а ее ширина изменяется от 450—550 км в районе моря Амундсена до 180—230 км на шельфе полуострова. Несмотря на значительные вертикальные градиенты температуры в этом районе, вертикальная устойчивость в основном характеризуется E_s .

Максимальные величины устойчивости приходятся на слой 0—25 м (рис. 5). С глубиной величина вертикальной устойчивости быстро падает и на горизонте 150—200 м не превышает 100—200 усл. ед. Нали-

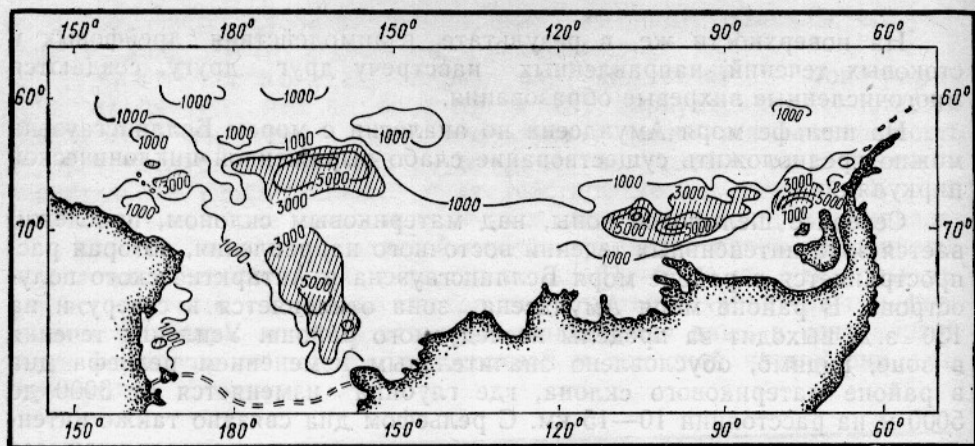


Рис. 4. Распределение максимальных величин устойчивости.

чие значительной устойчивости в поверхностном слое, видимо, в большей степени определяет вертикальный обмен в этих районах. Воды Антарктического циркумполярного течения и его южной периферии, как и воды шельфовой зоны, характеризуются незначительными величинами устойчивости. Ее максимальные значения наблюдаются в зоне смешения шельфовых вод и вод южной периферии Антарктического циркумполярного течения, характеризующуюся высокими градиентами температуры, солёности и подъемом теплых вод.

Наибольшим величинам устойчивости, как правило, соответствует наименьшая глубина их залегания, причем зона наименьшей глубины залегания $E_{\max}$, так же как и величина $E_{\max}$, имеет наибольшую ширину в районе моря Амундсена и довольно быстро уменьшается по направлению на восток.

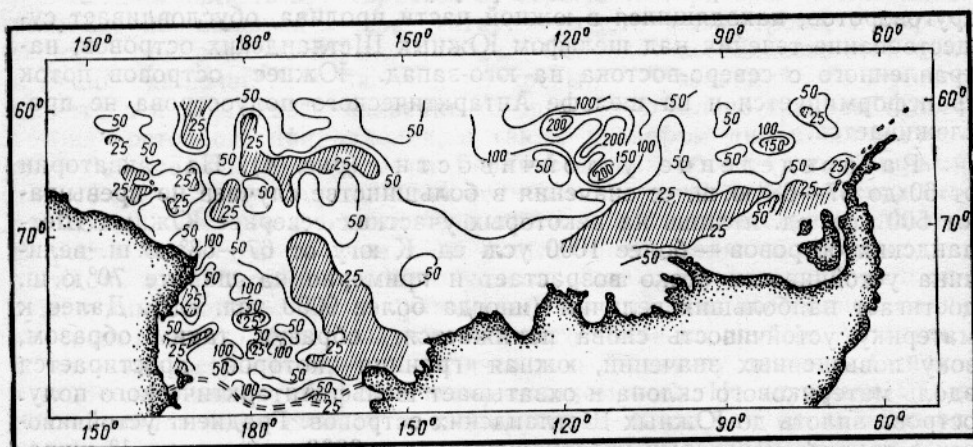


Рис. 5. Глубина залегания максимальных величин устойчивости.

Гидрологические условия в районе о-вов Баллени. Распределение температуры. В этом районе, так же как и в восточном, распределение температуры на поверхности в целом носит зональный характер (см. рис. 1). Ее значения уменьшаются по направлению к ма-

терику от 6°C на севере района до минус $1,5^{\circ}\text{C}$ вблизи побережья, причем область шельфовых вод, температура которых на поверхности составляет менее минус $1,5^{\circ}\text{C}$, занимает небольшой участок к востоку от моря Дюрвиля. Изотермы, следуя в основном параллельно побережью Антарктиды в восточной части района, примерно на 180° з. д. резко отклоняются к северу. Так, отклонение изотермы 0°C составляет 6—7 градусов широты. Температура воды понижается по направлению к материку неравномерно. В северной части района на 3—4 градуса широты она изменяется на $4\text{—}5^{\circ}\text{C}$, образуя зону повышенных градиентов температуры шириной 350—400 км, которая простирается вдоль южного тихоокеанского поднятия. Далее к югу понижение температуры протекает медленнее: начиная от 65° ю. ш. оно составляет 1° на 300—350 км. В верхнем 50-метровом слое характер распределения температуры почти не меняется. С глубиной расширяется область низких температур (менее минус $1,5^{\circ}\text{C}$), которая широкой полосой (450—500 км) простирается с запада на восток и охватывает район о-вов Баллени. Кроме того, изотермы, на поверхности отклоняющиеся к северу, имеют широтное распределение. Градиентная зона несколько смещается к востоку, сохраняя выгнутую форму.

Постепенное понижение температуры по направлению к материку на некоторых участках нарушается зонами повышенных температур, образованных в результате подъема теплых промежуточных вод. Так, севернее моря Дюрвиля отчетливо прослеживается зона с температурой воды более 1°C , в то время как температура окружающих вод не превышает минус $0,5\text{—}0,4^{\circ}\text{C}$. На горизонте 100 м зона повышенных градиентов температуры разделяется на южную и северную. Северная зона простирается от 60 до 63° ю. ш., температура в ней изменяется от 4 до 1°C , а на некоторых участках — до 0°C . Южная зона более отчетливо проявляется в западной части района, где температура изменяется от 1°C до минус $1,5^{\circ}\text{C}$. С увеличением глубины северная зона трансформируется и на горизонте 300 м практически не прослеживается, а южная, наоборот, отчетливо проявляется до горизонта 500 м. Лишь на глубине 1000 м поле температуры выравнивается и зона не прослеживается. Интервал изменения температуры в южной зоне (от 1°C до минус $1,5^{\circ}\text{C}$) сохраняется на всех горизонтах, однако зона отчетливо выражена лишь в западной части района (севернее моря Дюрвиля), в восточной части она размывается, что, видимо, обусловлено сложным рельефом дна.

Распределение солёности. В отличие от распределения температуры распределение солёности имеет мозаичный характер (см. рис. 2), какой-либо зональности не выявляется. На фоне пониженной солёности ($33,75\text{—}33,90\text{‰}$) выделяются участки солёностью более 34‰ . Один из них находится севернее о-вов Баллени и распространяется от 160 до 180° з. д., другой — южнее островов узкой полосой простирается на восток, вдоль побережья Антарктиды. В западной части района (до 160° в. д.) солёность распределена равномерно ($33,6\text{—}33,8\text{‰}$). В районе о-вов Баллени она распределена наиболее мозаично, здесь чередуются участки солёностью меньшей или большей 34‰ , причем горизонтальные градиенты солёности составляют $0,5\text{—}0,6\text{‰}$ на 30—50 км. Видимо, различная интенсивность таяния льдов, образующихся вблизи о-вов Баллени зимой, и приводит к мозаичности в распределении солёности, которая однако сохраняется лишь до глубины 50 м. На этом горизонте проявляются некоторые черты зональности. Солёность постепенно увеличивается по направлению к материку от $33,9\text{‰}$ на севере до $34,3\text{—}34,4\text{‰}$ вблизи материка. При этом в отличие от поверхностного слоя значения солёности в основном превыша-

ют 34‰, а воды соленостью менее 34‰ наблюдаются лишь в северной части района до 65° ю. ш., на небольших участках вблизи побережья и на западе района.

С глубиной характер распределения солености не меняется, но увеличение значений солености более отчетливо проявляется в районе о-вов Баллени, где выделяется обширная, охватывающая практически всю центральную часть района, область с соленостью более 34,5‰, которая на горизонте 200 м простирается через весь район с запада на восток. Ширина зоны составляет 500—600 км, но к востоку от о-вов Баллени она увеличивается до 900 км и распространяется вплоть до материка в районе мыса Адер. В западной и центральной прибрежных областях наблюдается узкая полоса вод пониженной солености. На глубине 1000 м поле солености выравнивается, ее значения изменяются от 34,75‰ на севере до 34,7‰ вблизи побережья. Но и на этой глубине отмечаются участки с соленостью менее 34,7‰.

Динамика вод. В районе наблюдается значительная неоднородность поля течений (см. рис. 3). Отчетливо выделяются две области. Северная зона характеризуется интенсивными течениями восточного направления, представляющими основную струю Антарктического циркумполярного течения, следующую вдоль южного тихоокеанского поднятия. Значительное сгущение динамических линий в этом районе говорит о довольно интенсивном течении. Зона распространяется от 150° в.д. до 150° з.д., ширина ее не превышает 450—470 км. К югу от северной зоны вплоть до материка располагается область неустойчивых течений с многочисленными вихревыми образованиями циклонического и антициклонического вида, особенно в районе о-вов Баллени (наибольшее их количество располагается в районе о-ва Янг). Ряд мелких циклонов образуются над материковым склоном в районе моря Дюрвиля, а над шельфом прослеживается слабый поток вод западного направления. На горизонтах 100 и 200 м характер циркуляции практически не изменяется.

Распределение устойчивости. В районе о-вов Баллени распределение устойчивости довольно неравномерное (см. рис. 4). В центральной части района величина устойчивости более 1000 усл. ед. В западной части района эта область распределяется от 60° ю.ш. до побережья Антарктиды, затем постепенно, а восточнее о-вов Баллени резко сужается до 100—150 км. Далее к востоку зона также резко расширяется. В северной и прибрежной частях района, примерно к востоку от 155° в.д., довольно обширны области пониженной устойчивости (в основном 500—600 усл. ед.). Переход от малоустойчивой зоны к зоне повышенных значений резок: горизонтальный градиент устойчивости составляет 1000—2000 усл. ед. на 30—50 км. Зона максимальной устойчивости, как и на востоке тихоокеанского сектора Антарктики, приурочена к областям неустойчивых течений, характеризующихся интенсивным меандрированием и вихреобразованием.

Максимальные величины устойчивости наблюдаются в слое 0—25 м (см. рис. 5). Ее наибольшие значения (около 5000 усл. ед.) отмечены к востоку от о-вов Баллени. Однако в отличие от восточного района здесь не образуется непрерывной зоны наименьших глубин ее залегания, а участки с наименьшей глубиной распределены мозаично, особенно в районе о-вов Баллени, где небольшие участки с незначительными глубинами залегания максимальных значений устойчивости перемежаются с участками, на которых глубина залегания этих значений составляет 60—80 м. Такое чередование глубин, видимо, обусловлено сложной динамикой вод в этом районе, однако какой-либо приуроченности участков с наименьшей или наибольшей глубиной залегания максимальной устойчивости к определенным видам вихревых образований не прослеживается.

Гидрологические условия в районе западной части котловины Беллинсгаузена. Распределение температуры воды. В этом районе распределение температуры воды на поверхности в целом носит зональный характер (см. рис. 1). Ее значение медленно уменьшается по направлению к материку. Однако, если в двух первых районах температура изменялась от $5-6^{\circ}\text{C}$ на севере до минус $1,5^{\circ}\text{C}$ вблизи материка, то в этом районе она изменялась от 1°C на севере района (60° ю. ш.) до минус $1,7^{\circ}\text{C}$ вблизи материка. В южной части района отчетливо выражен язык холодных шельфовых вод с температурой ниже минус $1,5^{\circ}\text{C}$, вытянутый с востока на запад. Его существование, видимо, обусловлено потоком прибрежных вод, прослеживающегося от западной границы моря Амундсена. С продвижением на запад уже на 140° з. д. изотерма минус $1,5^{\circ}\text{C}$ несколько прижимается к берегу. Язык холодных вод, постепенно выклиниваясь, достигает 165° з. д.

В районе можно условно выделить две зоны слабо выраженных повышенных горизонтальных градиентов температуры. Однако даже эти незначительные градиенты хорошо показывают границы разных структур вод. Северная градиентная зона прослеживается на $63-65^{\circ}$ ю. ш. от 150 до 120° з. д., температура в ней изменяется от 1 до 0°C . Она характеризует границу между собственно водами Антарктического циркумполярного течения и его южной периферией. Южная зона прослеживается на 70° ю. ш., между 160 и 120° з. д., температура в ней изменяется от минус 1 до минус $1,5^{\circ}\text{C}$. Она характеризует границу между собственно шельфовыми водами и водами южной периферии Антарктического циркумполярного течения. На 140° з. д. северная зона опускается к материку на $3-4^{\circ}$ широты, а южная — отклоняется к северу от 70 до 66° ю. ш. В восточном районе эти зоны сливаются.

С увеличением глубины характер распределения температуры остается практически неизменным, наблюдается лишь незначительное распространение вод с температурой ниже минус $1,5^{\circ}\text{C}$ на запад и на север. Так, на горизонте 50 м изотерма минус $1,5^{\circ}\text{C}$ достигает 180° з. д. и даже перескакивает его. При этом южная градиентная зона выравнивается и распространяется в широтном направлении примерно вдоль 68° ю. ш. и отчетливо прослеживается во всем районе, постепенно смещаясь к северу, а северная зона остается в том же районе, что и на поверхности.

На горизонте 75 м температура воды в основном ниже минус $1,5^{\circ}\text{C}$, лишь на северо-востоке прослеживается небольшой участок с положительной температурой воды. Такое распределение температуры сохраняется до горизонта 100 м. На глубине 150 м воды с температурой ниже минус $1,5^{\circ}\text{C}$ лишь узкой полосой прослеживаются вдоль побережья Антарктиды. Не наблюдается и зонального характера в распределении температуры, как это отмечено на поверхности. В основном температура воды в районе превышает минус 1°C и на этом фоне выделяются участки с температурой воды выше 0°C , иногда до $0,6-0,8^{\circ}\text{C}$. Такая картина распределения температуры могла возникнуть в результате использования данных, полученных в различные годы. Однако вероятно и то, что в этом районе на горизонте 150 м на некоторых участках проявляется влияние теплой глубинной водной массы, подъем которой обусловлен наличием большого количества вихревых образований. На горизонте 200 м вблизи материкового склона выделяется язык теплых вод с температурой выше $1,5^{\circ}\text{C}$, вытянутый с востока на запад, который простирается практически в том же районе, что и язык холодных вод на поверхности. Язык теплых вод с увеличением глубины постепенно смещается к материку. Можно предположить, что и на поверхности, и на глубине $300-500$ м поток вод в основном направлен с востока на запад (что было отмечено Григорьевым, 1969) и

характеризует южную периферию обширной циклонической циркуляции, слабо выраженной в этом районе.

Абсолютные значения температуры в рассматриваемом районе ниже, чем в окружающих водах. Так, температура воды на горизонте 300 м составляет $1,3\text{--}1,4^{\circ}\text{C}$ (в близлежащих районах — $1,7\text{--}1,8^{\circ}\text{C}$), что, видимо, обусловлено влиянием холодных вышележащих вод). На горизонте 500 м вся область заполнена водами с температурой $1,2\text{--}1,3^{\circ}\text{C}$, вблизи побережья наблюдается зона повышенных градиентов, где значения температуры понижаются до минус $1,5^{\circ}\text{C}$ на расстоянии 90—100 км. С глубиной температура продолжает медленно понижаться и на горизонте 1000 м в западной части района отчетливо прослеживается язык относительно холодных вод ($0,8\text{--}0,9^{\circ}\text{C}$), вытянутый с юго-запада на северо-восток. Его образование, видимо, связано с влиянием холодных шельфовых вод моря Росса (с температурой воды у дна минус $1,9\text{--}1,95^{\circ}\text{C}$), которые выносятся с шельфа моря в северо-западной части. Таким образом, можно предположить, что для западной части котловины Беллинсгаузена характерна слабо выраженная обширная циклоническая циркуляция, возникающая в результате отклонения основной ветви Антарктического циркумполярного течения на север в районе о-вов Баллени и на юг в районе $120\text{--}130^{\circ}$ з. д.

Распределение солёности. В отличие от распределения температуры распределение солёности носит мозаичный характер (см. рис. 2). На общем фоне, основу которого составляют значения солёности от 33,6 до 33,9‰, наблюдаются различные по величине участки с меньшей или большей солёностью вод. Самый крупный участок пониженной солёности (менее 33,5‰) расположен в юго-западной части района, где температура воды менее минус $1,5^{\circ}\text{C}$. Можно предположить, что интенсивное таяние льда, с одной стороны, приводит к понижению солёности, а с другой, препятствует прогреву поверхностных вод. Однако мозаичность в распределении солёности наблюдается лишь в поверхностных горизонтах. На горизонте 50 м поле солёности выравнивается, при этом величина солёности достигает 34,2‰. Лишь на севере и на востоке района прослеживаются незначительные области, солёность воды в которых менее 34‰.

В юго-западной части района наблюдается обширная область вод повышенной солёности (более 34,25‰), которая распространяется из моря Росса. На горизонте 100 м почти вся область заполнена водами с солёностью 34,3—34,4‰. Лишь в восточной части района, где прослеживается Антарктическое циркумполярное течение, солёность составляет менее 34,25‰. На горизонте 200 м она в основном превышает 34,5‰, зональным становится характер ее распределения. Изохалина 34,5‰ выделяет обширную полосу повышенных значений солёности, которая, простираясь с запада на восток в районе 140° з. д., резко сужается и затем постепенно выклинивается. К северу и к югу от нее прослеживаются воды с солёностью менее 34,5‰. На глубине 1000 м во всей области значения солёности изменяются от 34,7 до 34,75‰.

Динамика вод. Для района характерно большое количество различных вихревых образований (см. рис. 3). На западе района прослеживается южная периферия Антарктического циркумполярного течения, которое под влиянием Южного тихоокеанского поднятия отклоняется на север, а на востоке района воды течения под влиянием котловины Беллинсгаузена круто отклоняются к югу. В районе $140\text{--}130^{\circ}$ з. д. изодинамы практически следуют вдоль меридиана и, достигая материкового склона, частично отклоняются к востоку, а частично — к западу, образуя обширную область циклонической циркуляции, охватывающей весь рассматриваемый район. Однако циркуляция в районе выражена слабо, на что указывает разреженность динамических линий

и довольно ровное поле динамических высот (их разность на различных станциях не превышает 30—40 дин. ед.). С глубиной характер циркуляции практически не изменяется.

Распределение устойчивости. Вся рассматриваемая область заполнена водами, устойчивость которых превышает 1000 усл. ед. (см. рис. 4). Устойчивость порядка 400—500 усл. ед. имеют лишь незначительные участки, расположенные вдоль побережья Антарктиды (воды шельфа) и в северо-восточной части (Антарктическое циркумполярное течение). На общем фоне в целом высокой устойчивости выделяются участки с особенно значительной устойчивостью. Один из них (7000 усл. ед.) расположен в северо-западной части района, второй (6000 усл. ед.) — вблизи свала глубин моря Росса. Как правило, максимальные величины устойчивости наблюдались в слое 0—25 м (см. рис. 5). С глубиной устойчивость резко уменьшается и на горизонте 200 м не превышает 100—200 усл. ед.

Гидрологические условия в районе моря Росса. Распределение температуры. В море Росса распределение температуры специфично (см. рис. 1). Несмотря на то что море глубоко вдается в материк, температура воды на поверхности в основном составляет минус 0,5—0,6°С, в то время как температура вод, расположенных севернее, ниже минус 1°С. Отдельные участки с температурой ниже минус 1,5°С встречаются вдоль побережья и шельфового ледника Росса. В центральной части моря встречаются небольшие участки с положительной температурой, иногда даже превышающей 1°С, видимо, так же, как и в море Амундсена, возникшие в результате раннего выноса льда. Однако значительному повышению температуры препятствует интенсивное ветровое перемешивание.

С глубиной температура воды понижается, особенно вдоль побережья материка и в северной части моря вдоль свала глубин, что, видимо, обусловлено поступлением в северную часть моря холодных вод с западной периферии моря Амундсена. Воды с температурой ниже минус 1°С постепенно распространяются от материка и заполняют большую часть моря Росса на глубине 100 м. При этом вся центральная часть моря заполнена водами с температурой выше минус 1°С. В северо-восточной части моря, вдоль свала глубин, отчетливо выделяется узкая зона повышенных градиентов температуры, где ее значения изменяются от минус 0,1—0,2°С до минус 1,6—1,8°С на расстоянии 30—50 км. Вблизи материкового склона моря прослеживаются небольшие участки с температурой воды 0,05—0,2°С, образованные под влиянием теплой глубинной водной массы. На горизонте 150 м они расширяются, и на глубине 200 м образуют область положительных температур, вытянутую вдоль материкового склона с северо-запада на юго-восток. Кроме того, на горизонтах 200—300 м на шельфе распределены воды с температурой выше минус 1°С, которые в районе восточного желоба, расположенного на 170° в.д., почти достигают шельфового ледника Росса. Глубже вся шельфовая область заполнена водами, температура которых составляет минус 1,9°С, только вблизи материкового склона отчетливо выражена зона повышенных градиентов температуры, изменяющейся от минус 1,5° до 1,3°С на расстоянии 50—75 км.

Проследим распределение изотермы минус 1,5°С. На поверхности она прослеживалась лишь вблизи побережья и на некоторых участках около шельфового ледника Росса, а начиная с глубины 75—100 м она медленно распространяется от побережья Антарктиды в западной части моря, а не от шельфового ледника Росса, как можно было бы предположить. На горизонте 500 м изотерма достигает материкового склона, где ее дальнейшее продвижение на восток ограничивается теплыми водами, поднимающимися вдоль материкового склона.

Распределение солености. На поверхности соленость в отличие от солености в ранее рассмотренных районах довольно высока (34,4—34,5‰, см. рис. 2). Лишь в восточной и северо-восточной частях моря наблюдаются небольшие участки с соленостью воды менее 34‰. Наличие повышенной солености на поверхности летом обусловлено значительным выносом льда из центральной части моря, что способствует сохранению ее высоких значений, образовавшихся в результате зимнего осолонения. С глубиной величина солености повышается незначительно и вблизи дна составляет 34,8—34,95‰. Изохалина 34,5‰ подобно изотерме минус 1,5°С с глубиной постепенно распространяется с запада на восток от побережья материка и уже на горизонте 150 м достигает материкового склона, но в отличие от изотермы распространяется далее на север. На нижележащих горизонтах, повторяя путь изохалины 34,5‰, от западного побережья материка распространяется изохалина 34,75‰, которая в придонных горизонтах достигает материкового склона.

Динамика вод. В целом циркуляция вод на шельфе моря Росса имеет циклонический характер, что обусловлено существованием потока вод вдоль материкового склона, направленного с северо-запада на юго-восток и потока, поступающего на шельф с востока (см. рис. 3). Вдоль ледника Росса постоянного течения на запад не прослеживается. В то же время в центральной части моря течение носит меандрирующий характер, причем все изодинамы имеют почти меридиональное распределение и направлены к шельфовому леднику. Это дает основание предположить, что в центральной части моря водообмен в меридиональном направлении преобладает над широтным, что обуславливает существование интенсивного течения вод под ледник (Лебедев, Коляда, 1969). Часть вод, охлаждаясь вблизи ледника Росса, опускается в придонные горизонты и вытекает из моря в северо-западной части шельфа, что подтверждается и распределением температуры на горизонте 1000 м.

Другая часть вод вытекает вдоль материка в западной части моря, где западные периферии циклонических круговоротов, образованных под влиянием банки Пеннелл, обуславливают существование вдоль побережья Антарктиды Прибрежного течения, которое в районе мыса Адер отклоняется на запад (Григорьев, 1969).

Таким образом, в море Росса наблюдается обширная, слабо выраженная циклоническая циркуляция, которая под влиянием господствующих ветров может в поверхностных слоях разбиваться на отдельные круговороты. Как показало распределение температуры, поток вод прослеживающийся вдоль материкового склона, имеет двухъядерную структуру. Одно ядро, расположенное мористее, имеет положительную температуру и образовано потоком теплых вод, отделившимся от основной струи Антарктического циркумполярного течения в районе западной оконечности южного тихоокеанского поднятия; второе ядро, расположенное над материковым склоном, имеет отрицательную температуру.

Взаимодействие этих двух струй и влияние рельефа дна вызывает вихревые образования небольшого масштаба вдоль материкового склона.

Распределение устойчивости. Воды моря Росса характеризуются в основном незначительной устойчивостью (300—500 усл. ед.) (см. рис. 4). Лишь небольшие участки на западе и востоке моря имеют устойчивость более 1000 усл. ед., в одном случае их существование обусловлено таянием прибрежных льдов, в другом — адвективными причинами. Максимальные величины устойчивости наблюдались в слое 0—25 м (см. рис. 5).

Заключение

Полученные карты динамической топографии уточняют существующую схему геострофической циркуляции вод в тихоокеанском секторе Антарктики. Прибрежное антарктическое течение отчетливо прослеживается лишь в южной части морей Амундсена и Беллинсгаузена и в западной части моря Росса. На шельфе Антарктического полуострова наблюдается поток вод северо-восточного направления.

В районе материкового склона морей Беллинсгаузена, Росса, а также к западу от моря Дюрвиля прослеживаются зоны подъема вод, образование которых обусловлено динамикой вод и особенностями рельефа дна.

В районе о-вов Баллени наблюдаются многочисленные вихри различных видов, взаимодействие которых обуславливает существование вблизи островов замкнутой циркуляции, что способствует накоплению в этом районе фито- и макрозоопланктона. Величина наибольшей устойчивости на отдельных участках достигала 9000—10000 усл. ед., наблюдалась в слое 0—25 м и, как правило, была приурочена к областям с интенсивным меандрированием течений или с многочисленными вихревыми образованиями.

СПИСОК ИСПОЛЬЗОВАННОЙ ЛИТЕРАТУРЫ

- Ботников В. Н. Нулевая поверхность и циркуляция вод в проливе Дрейка в летний период. — Проблемы Арктики и Антарктики, 1969, вып. 32, с. 35—41.
- Григорьев Ю. А. Горизонтальная циркуляция вод в тихоокеанском секторе Южного океана. — Проблемы Арктики и Антарктики, 1969, вып. 30, с. 26—35.
- Леденев Л. В. К изучению поверхностных течений в морях тихоокеанского сектора Антарктики. — Информационный бюллетень Советской антарктической экспедиции, 1961, № 27, с. 18—24.
- Лебедев В. Д., Коляда П. Г. Сток придонных вод под шельфовый ледник Росса. — В кн.: Антарктика. М., 1969, с. 23—28.
- Максимов И. В. Течения в районе моря Беллинсгаузена. — Информационный бюллетень Советской антарктической экспедиции, 1960, № 14, с. 23—28.
- Топорков Л. Г. О циркуляции вод в юго-восточной части Тихого океана. — Информационный бюллетень Советской антарктической экспедиции, 1968, № 71, с. 36—41.
- Трешников А. Ф., Максимов И. В., Гиндыш Б. В. Великий восточный дрейф Южного океана. — Проблемы Арктики и Антарктики, 1966, вып. 22, с. 18—34.
- Трешников А. Ф. Циркуляция вод и дрейф льдов Южного океана. — В кн.: Основные проблемы океанологии. М., 1968, с. 309—316.
- Таубер Г. М. Основные черты климата и погоды. — В кн.: Антарктика. М., 1956.
- Deacon G. E. R. The hydrology of the Southern Ocean. Dis. Rep. 1937, v. XV, p. 1—124.
- Gordon A. L. Structure of Antarctic waters between 20°W and 170°W. Antarctic Map Folio Series. Amer. Geogr. Soc., N.—Y. 1967, p. 1—10.
- Gordon A. L. An Antarctic oceanographic section along 170°E. Deep-Sea Res. 1975, 22, N 6, p. 357—377.

Characteristics of oceanographic conditions in the Pacific Antarctic area

Popkov V. V.

S U M M A R Y

The data obtained from 658 hydrographic stations made in 1970—1977 were used to investigate the distribution patterns of temperature and salinity in standard layers as well as the maximum value of stability, its depth and circulation of waters. The currents were calculated by the dynamical method relative to the 1000 dbar level. As a result, the Pacific Antarctic is divided into four areas with peculiar distribution patterns of oceanographic characteristics: the southeast part, west part of the Bellingshausen basin, Ross Sea and Balleny Islands. The upwelling zone which is mainly formed on the account of bottom relief is observed along the continental slope in the east, to the west of the Balleny Islands and Ross Sea. Upwelling zones are, as a rule, associated with maximum values of stability and most shallow depths of their occurrence.