

Санкт-Петербургский государственный университет

***ХУДЯКОВА Софья Павловна***

**Выпускная квалификационная работа**

***Топографические волны в районе Алеутской гряды***

Уровень образования:

Направление *05.03.04 «Гидрометеорология»*

Основная образовательная программа *СВ.5021.2019 «Гидрометеорология»*

Научный руководитель:

Профессор кафедры океанологии,  
доктор географических наук, профессор,  
Белоненко Татьяна Васильевна

Рецензент:

Старший научный сотрудник СПбф Ио РАН,  
кандидат географических наук, доцент,  
Гордеева Светлана Михайловна

Санкт-Петербург

2023 г.

Содержание	
Введение.....	3
Глава 1. Обзор исследований мезомасштабных вихрей в районе Алеутской гряды .....	6
1.1 Вихри залива Аляска .....	6
1.2 Алеутские вихри.....	7
1.3 Беринговоморские вихри .....	9
Глава 2. Физико-географическое описание региона исследований.....	10
2.1 Общие сведения.....	10
2.2 Особенности рельефа морского дна .....	12
2.3 Система течений.....	14
2.4 Центры действия атмосферы и их влияние на динамику океана .....	16
Глава 3. Используемые данные и методы .....	18
3.1 Исходные данные .....	18
3.1.1 Атлас мезомасштабных вихрей METА3.2 .....	18
3.1.2 Глобальный океанический реанализ GLORYS12V1 .....	19
3.1.3 Общая батиметрическая карта океанов GEBCO.....	19
3.2 Волновой подход в исследовании вихрей .....	19
3.2.1 Обобщенный бета-эффект .....	19
3.2.2 Поворот осей координат .....	21
Глава 4. Результаты исследования .....	23
4.1 Анализ траекторий антициклонических и циклонических вихрей .....	23
4.2 Сравнение средних характеристик Алеутских вихрей .....	26
4.3 Оценка слагаемых $\beta^*$ .....	27
Заключение.....	31
Литература .....	32

## Введение

Волны Россби были описаны многими исследователями в сфере океанологии, климатологии и фундаментальной гидро- и аэродинамики. Исследование механизма образования и распространения волн Россби в океане нашли отражение в работах Ефимов (1985), Незлин (1986), Mysak, LeBlond (1978), Pedlosky (1979) и другие. Известно, что синоптические вихри в океане являются проявлением волн Россби в виде когерентных структур (Ефимов, 1985). Волны Россби возникают в океане или атмосфере на вращающейся планете в условиях пространственной неоднородности силы Кориолиса (Незлин, 1986). Их распространение происходит в западном направлении против глобального вращения планеты: перпендикулярно направлению вектора угловой скорости вращения планеты и направлению градиента параметра Кориолиса. Волны Россби отличаются низкими частотами ( $\omega$ ) и большими длинами волн ( $\lambda$ ), то есть:

$\omega \ll \Omega_0$  и  $\lambda \gg H$ , где  $\Omega$  – угловая скорость вращения планеты,  $H$  – глубина океана.

В классическом представлении топографические волны Россби – это волны, формирующиеся вследствие совместного действия силы Кориолиса и топографической неоднородности рельефа (Ефимов, 1985). Топографические волны относятся к береговым захваченным волнам, то есть в пограничной зоне волновая энергия захватывается, а затухает за ее пределами. В данном случае в роли пограничной зоны выступают неоднородности рельефа морского дна – глубоководный желоб и шельф, выступающие в качестве волновода, по которому волновая энергия может распространяться на большие расстояния с небольшими потерями. По характеру возвращающих сил топографические волны Россби относят к градиентно-вихревым или квазигеострофическим. Волны данного класса подчиняются закону сохранения потенциального вихря (1).

Топографические волны Россби представляют собой различные виды колебаний в субинерционном диапазоне: шельфовые, желобовые, двойные волны Кельвина. Для шельфовых волн роль волновода, по которому они распространяются, играет шельф, а для желобовых – глубоководный желоб. Примечательно, что двойные волны Кельвина были исследованы лишь в лабораторных условиях. Распространение двух систем топографических волн в Курильском районе описано в статье Травкин и др. (2022). Приводится, что на шельфе антициклоны перемещаются на юго-запад в виде шельфовых волн, а на мористой стороне желоба – в виде желобовых волн, распространяющихся на северо-восток. На внутренней стороне желоба и на склоне топографического поднятия за

желобом топографические волны проявляются, преимущественно, в виде перемещающихся на юго-запад циклонов.

В данной работе исследуются топографические волны Россби в районе Алеутской гряды, проявляющиеся в виде цепочек мезомасштабных антициклонических и циклонических Алеутских вихрей. Мезомасштабные вихри являются важной частью целостной динамической системы в океане, поскольку способны переносить форму, массу, тепло и биохимические характеристики на большие расстояния. По определению Saito et al. (2016) Алеутские вихри – это мезомасштабные антициклонические вихри, образующиеся в районе прохождения Аляскинского течения к югу от Алеутской гряды. Вихри формируются над Алеутским желобом в районе  $50^{\circ}$  -  $52^{\circ}$  с.ш.,  $170^{\circ}$  -  $180^{\circ}$  в.д., они продвигаются на юго-запад после отделения от Аляскинского течения и проходит через Западный Субарктический круговорот, перенося трансформированные воды залива Аляска в западную часть тихоокеанской Субарктики (Андреев, 2020).

В дополнение к водообмену между регионом Алеутских островов и западной и центральной частями Тихоокеанской Субарктики, вихри Аляскинского течения могут влиять на водообмен между северной частью Тихого океана и Беринговым морем (Ueno et al, 2009). Изучение вихрей в данном регионе важно для развития рыбного промысла, поскольку Аляскинское течение, распространяющееся до значительной глубины, поднимает биогены на верхние горизонты, обеспечивая рост фитопланктона и, соответственно, создавая кормовую базу для более высокоорганизованных морских обитателей. Алеутские вихри, образованные в районе прохождения Аляскинского течения, могут переносить более теплую и богатую питательными веществами воду на большие расстояния, обеспечивая острова региона фитопланктоном. Результаты Ueno et al (2010) показывают, что с появлением мезомасштабных вихрей Аляскинского течения в глубоководной части центральной Тихоокеанской Субарктики увеличивается концентрация хлорофилла-а ( $>0.75$  мг/м<sup>3</sup> оценивается как высокая концентрация для данного региона).

*Цель исследования* – выявление и сравнение вклада различных факторов, определяющих распространение мезомасштабных вихрей в Алеутском желобе.

*Задачи:*

1. Проанализировать параметры мезомасштабных вихрей, перемещающихся в Алеутском желобе

2. Описать физические механизмы генерации циклонических и антициклонических вихрей в Алеутском желобе
3. Оценить вклад различных факторов в обобщенный бета-эффект, определяющих перемещение мезомасштабных вихрей в желобе
4. Описать механизм изменения траекторий вихрей в Алеутском желобе

## **Глава 1. Обзор исследований мезомасштабных вихрей в районе Алеутской гряды**

Известно, что алеутскими вихрями называют антициклонические вихри, формирующиеся к югу от Алеутской гряды в районе  $50^{\circ} - 52^{\circ}$  с.ш.,  $170^{\circ} - 180^{\circ}$  в.д. (Saito et al., 2016). Однако не существует однозначного мнения о том, какие вихри и в каком районе корректно называть алеутскими. Ведь вихри данного района включают в себя не только антициклоны, но и циклоны (Budyansky et al., 2022) и формируются они в том числе в заливе Аляска (Ueno et al., 2009, 2010), находящемся восточнее указанной автором координаты. Будем считать, что алеутские вихри – все вихри, формирующиеся к югу от архипелага и приуроченные к Алеутскому желобу, но не включающие в себя вихри залива Аляска. Поскольку это отдельная группа вихрей, появляющихся в районе поворота Аляскинского течения на юго-запад. Стоит также отделять берингоморские вихри от алеутских, ведь первые формируются на границе глубоководной и шельфовой зоны Берингова моря в районе Берингоморского склонового течения.

### **1.1 Вихри залива Аляска**

Аляскинское течение является одной из основных динамически активных зон не только северо-западной части Тихого океана, но и всего Мирового океана. Значительный вклад в исследование вихрей в районе Аляскинского течения внесли японские, российские и американские ученые. В районе прохождения Аляскинского течения формируются две большие группы мезомасштабных вихрей: образование вихрей происходит в районе поворота течения на юго-запад в заливе Аляска и к югу от центральной части Алеутской гряды. И если механизм образования вихрей первого района был неоднократно описан исследователями, то причины образования вихрей во втором районе остаются белым пятном в изучении мезомасштабной динамики данного региона. В работе Rovegno et al. (2009) говорится, что распространение вдоль шельфа — основной путь, по которому вихри в Аляскинском заливе проходят с востока на запад. Главными причинами меандрирования являются бароклинная неустойчивость струйных течений и влияние рельефа дна (Монин, Жихарев, 1990).

Вихри данного района были неоднократно описаны исследователями, они носят названия вихри Sitka, Haida и Yakutat в зависимости от места их формирования. Согласно Ueno et al. (2023) в заливе Аляска образуются антициклонические вихри у берегов Haida Gwaii, Sitka и Yakutat. Вихри Haida формируются у южной оконечности Haida Gwaii около  $53^{\circ}$  с.ш. и движутся в основном на запад к центральной части залива Аляска. Вихри Sitka

формируются у Sitka около  $57^{\circ}$  с.ш. и движутся в основном на запад, причем лишь немногие перемещаются на северо-запад и попадают в Аляскинское течение. Вихри Yakutat образуются в устье залива Аляска ( $141^{\circ}$ - $144^{\circ}$  з.д.) вблизи Yakutat, Аляска, и распространяются в юго-западном направлении вдоль Аляскинского течения. Эти три группы вихрей в первую очередь различаются по своему происхождению и имеют общие черты, например, антициклоническое вращение и диаметр  $\sim 200$  км, но механизмы их образования различаются. Образование вихрей Haida связано с адвекцией более теплых и пресных водных масс вокруг мыса из пролива Несеате между Haida Gwaii и Северной Америкой, в то время как вихри Sitka и Yakutat формируются из-за бароклинной неустойчивости в северных течениях вдоль шельфа, связанных с волнами Кельвина, захваченными берегом, и береговыми нисходящими ветрами, которые дестабилизируют Аляскинское течение, усиливая сдвиг в вертикальном направлении. Вихри Sitka, Haida и Yakutat переносят теплую пресную воду из прибрежных районов в глубоководную часть залива Аляска, задерживая прибрежные воды в своем центре.

## 1.2 Алеутские вихри

Большой интерес исследователей вызывают вихри глубоководных желобов. В северной части Тихого океана выделяют Японский, Курило-Камчатский и Алеутский желоба, которые имеют глубину, превышающую 7500 метров. Этот особый рельеф, вероятно, отражается в генерации, эволюции и перемещении соответствующих вихрей. К вихрям, приуроченным к значительным понижениям рельефа морского дна относятся Алеутские вихри. Большинство исследователей склонны называть Алеутскими вихрями мезомасштабные антициклонические вихри, образующиеся к югу от Алеутской гряды в районе  $50^{\circ}$  -  $52^{\circ}$  с.ш.,  $170^{\circ}$  в.д. -  $170^{\circ}$  з.д. Впервые образование антициклонических вихрей к югу от Алеутской гряды по данным спутниковых наблюдений было отмечено в статье Okkonen (1992). Они перемещаются на запад вдоль островов архипелага под действием планетарного бета-эффекта (Пранц, 2021). Они образуются непосредственно над или вблизи Алеутской впадины и некоторое время застаиваются там (Budyansky et al., 2022). После отделения от Аляскинского течения они движутся либо на юго-запад, либо на северо-запад к Камчатке, пересекая северную часть цепи Императорских подводных гор. Пересечение подводных гор сопровождается деформацией вихрей, согласно работе Пранц (2021) большинство Алеутских вихрей взаимодействует с возвышенностью Детройт (Detroit Rise) с горизонтальным размером  $165 \times 70$  км. Самая высокая гора здесь - гайот Детройт (Detroit guyot) с вершиной на глубине 1,55 км от поверхности моря и с горизонтальными размерами около 20 км. Алеутские вихри, приближаясь к

возвышенности, деформируются и изменяют форму от почти круглой до эллиптической, вращаясь при этом как твердые тела по часовой стрелке. Некоторые из них расщепляются надвое. После прохождения возвышенности Алеутские вихри постепенно уменьшаются в размерах и, как правило, расщепляются и распадаются, прежде, чем достигнут Курило-Камчатского желоба.

В работе Ueno et al. (2009) исследовались особенности, связанные со скоростью перемещения вихрей. Например, быстрые вихри имеют тенденцию распространяться ближе к шельфу вдоль Аляскинского течения в заливе Аляска. А также, при сравнении скоростей распространения вихрей в западном направлении в Аляскинском течении отмечается более быстрое распространение по крутым склонам. По мнению авторов, крупные вихри склонны перемещаться медленнее, и высокая скорость распространения вихря связана с более низкими значениями SLA в центре вихря. Оценивалась взаимосвязь между скоростью вихря и скоростью Аляскинского течения на поверхности: средняя скорость вихря (2.0 км в день) намного медленнее, чем средняя скорость течения на поверхности, равная 13.2 км в день. Коэффициент корреляции между скоростью вихря и скоростью Аляскинского течения равен 0.68. Предположительно, течение может ускорять/замедлять распространение вихрей в этом регионе. В сезонном ходе выделяют следующую особенность: скорость вихрей высока зимой и весной и низка летом и осенью, что обусловлено усилением/ослаблением сезонных барических структур.

Еще одна особенность была исследована Saito et al. (2016): Алеутские вихри могут взаимодействовать между собой, что может потенциально приводить к увеличению площади вихря и горизонтальному перемешиванию воды внутри вихря и воды на поверхности. Температурные же особенности вихря объясняются автором как совокупность трех совместно действующих факторов. Считается, что на температуру воды в наблюдаемых алеутских вихрях влияют следующие три основных фактора: (1) продолжительность зимнего охлаждения, (2) влияние более теплого потока Аляскинском течении и (3) захват окружающей более холодной субарктической воды. Более того, вихри могут содержать как теплую, так и холодную воду в центре. Один из алеутских вихрей, рассмотренных в работе, наблюдался к западу от 170° в.д. и был таким образом изолирован от Аляскинского течения, при этом он содержал более холодную подповерхностную воду. Предполагается, что более холодная вода вызвана относительно длительным зимним охлаждением и последующим охлаждением из-за продвижения холодной субарктической воды к западу от 170° в.д. даже в период весеннего потепления. Сравнительно теплая вода другого вихря, находящегося к востоку от 170° в.д., возможно,

была подвержена влиянию теплого Аляскинского течения во время весеннего атмосферного потепления.

### **1.3 Беринговоморские вихри**

Также, исследуемый регион соседствует с другой вихреактивной зоной – Беринговым морем. Здесь образование и эволюция вихрей приурочены к топографии бассейна моря, почти поровну разделенного шельфом и глубоководной зоной. Шельфовая зона занимает северную и юго-восточные части бассейна, а на границе зон располагается материковый склон, находящийся под углом к юго-западу. Например, в работе Kinney et al. (2009) говорится, что каньоны вдоль материкового склона, по-видимому, в большей степени подвержены вихревой активности, чем регионы без каньонов, и вихри приводят к более высоким скоростям переноса на шельфе. Исследованием вихрей, распространяющихся вдоль материкового склона, занимались японские ученые. Согласно Mizobata et al. (2008) вихри распространяются вдоль восточной части материкового склона в области прохождения Склонового беринговоморского течения. Приводятся два возможных механизма генерации мезомасштабных вихрей вдоль материкового склона: сейсмическая активность Алеутской гряды и приток северотихоокеанских вод через проливы гряды, усиливающий струйные течения — Северо-Алеутское склоновое течение/Склоновое беринговоморское течение. Оценивалась первичная продукция в эвфотической зоне, которая положительно коррелирует с колебанием поля вихрей. Как правило, первичная продукция находится на низком уровне после весеннего цветения (апрель-июнь), а вихри, вероятно, способствуют более высокой производительности на восточном шельфе. Приводится, что вихревая активность вдоль Склонового беринговоморского течения особенно сильна вблизи крупных шельфовых каньонов в весенние месяцы (Ladd et al., 2012). Мезомасштабные вихри, расположенные вдоль материкового склона, оказывают значительное влияние на направление и интенсивность переноса вод в Беринговом море (Андреев, 2019). Отмечается сезонность в циркуляции вод: карты течений указывают на преобладание потока вод, направленного на юго-запад вдоль материкового склона в январе, и потока вод, направленного на северо-восток в июле.

## Глава 2. Физико-географическое описание региона исследований

### 2.1 Общие сведения

Алеутская гряда или архипелаг Екатерины – цепь островов вулканического происхождения, простирающаяся от юго-восточной оконечности полуострова Аляска до основания Камчатского полуострова. Отделяет Берингово море от открытой части Тихого океана с юга. Алеутская гряда включает в себя 110 островов и имеет протяженность около 1740 км суммарной площадью 17666 км<sup>2</sup>. Поскольку Алеутская гряда является крайне протяженной и состоит из сотни с лишним островов различного размера, целесообразно говорить делении ее на отдельные группы островов. Архипелаг разделен на группы (с запада на восток): Ближние, Крысьи, Андреяновские, Четырехсопочные и Лисьи (рис. 1). Крупнейшие острова расположены преимущественно на востоке, ближе к материковой части Северной Америки. Геологи делят тектоническую систему Алеутской островной дуги на западную и восточную ветви, резко различающиеся по ориентировке структур и сейсмической активности (Эрлих, 1979). Западная ветвь, включающая в себя Командорские, Ближние и Крысьи острова, имеет северо-западное простирание (295°) и относительно небольшое количество надводных вулканов. Восточная ветвь включает в себя Андреяновские, Четырехсопочные и Лисьи острова и имеет восточное/северо-восточное направление. Помимо того, здесь расположены крупнейшие вулканы дуги и нередки проявления вулканизма.

Ближние острова являются самыми западными и сравнительно небольшими по площади, а их название, предположительно, говорит о наиболее близком положении к России из всех островов архипелага. Ближние острова составляют 5 островов: Атту (893 км<sup>2</sup>) – самый западный и крупнейший остров данной группы, Агатту (221 км<sup>2</sup>) и островная группа Семичи.

Крысьи острова – центральная часть Алеутской гряды, включающая в себя 15 островов. Крысьи острова расположены к западу от пролива Амчитка и к востоку от вышеупомянутых Ближних островов. Были названы русским мореплавателем Ф.П. Литке во время кругосветного плавания. Амчитка (310 км<sup>2</sup>) Кыска (277 км<sup>2</sup>), где расположена высшая точка (1220 м) Крысьих островов, Семисопочный (220 км<sup>2</sup>)

Андреяновские острова расположены восточнее пролива Амчитка и состоят из 46 мелких, средних и больших островов вулканического происхождения, а также ряда скал. Крупнейшие из них острова Атка (1048 км<sup>2</sup>), Адак (711 км<sup>2</sup>), Танага (530 км<sup>2</sup>), Амля (445 км<sup>2</sup>), Канага (369 км<sup>2</sup>), Сигуам (207 км<sup>2</sup>). Остальные острова по площади не превосходят

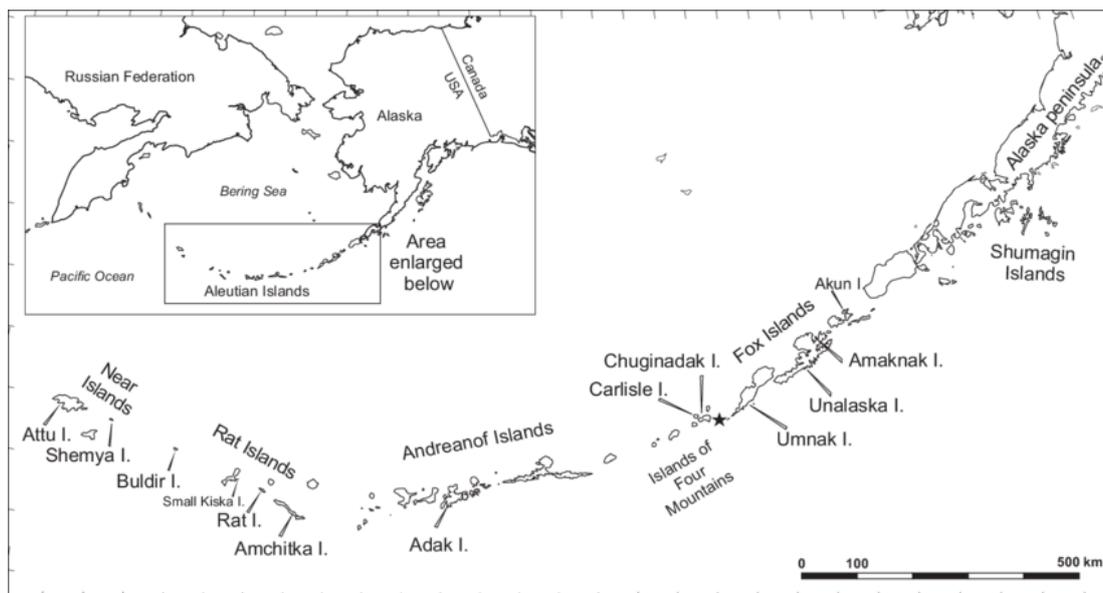
200 км<sup>2</sup>, общая же площадь группы Андреяновских островов составляет 3925 км<sup>2</sup>. Высшая точка – вулкан Танага на одноименном острове высотой 1806 м. Острова Деларова, включающие в себя 11 островов, также относят к группе Андреяновских островов. Крупнейший остров – Горелый, общей площадью всего 67 км<sup>2</sup>, включает в себя третий по высоте вулкан Алеутской гряды – вулкан Горелый высотой 1573 м.

Четырехсопочные острова – группа из 8 островов в восточной части Алеутской гряды, расположенная между Андреяновскими и Лисьими островами. Общая площадь островов достигает 545 км<sup>2</sup>, крупнейшие из них Юнаска (173 км<sup>2</sup>) и Чугинадак (166 км<sup>2</sup>).

Лисьи острова составляют самые восточные и крупные острова Алеутской гряды общей площадью 9200 км<sup>2</sup>. Крупнейшие острова: Унимак (4070 км<sup>2</sup>), Уналашка (2720 км<sup>2</sup>), Умнак (1777 км<sup>2</sup>) и Акутан (334 км<sup>2</sup>). Здесь также расположены самые высокие вулканы архипелага: вулкан Шишалдина высотой 2860 м на острове Унимак, вулкан Всевидова высотой 2150 м на острове Умнак и вулкан Макушина высотой 2036 м на острове Уналашка.

Иногда к группе Алеутских островов относят также Командорские острова, относящиеся по административно-территориальному делению к Камчатскому краю Российской Федерации. Общая площадь Командорских островов 1846 км<sup>2</sup>. Крупнейшие и наиболее известные из островов: Беринга (1667 км<sup>2</sup>) с высшей точкой 655 м и Медный (186 км<sup>2</sup>) с высшей точкой 640 м.

Суммируя вышеописанное, высшей точкой гряды выступает вулкан Шишалдина, достигающий в высоту 2860 м. Он расположен на самом восточном и крупном по площади острове Унимак. Вулкан наряду с другими является действующим, всего таких насчитывается около 25. Второй по высоте вулкан Всевидова (2150 м) расположен на острове Умнак. К крупным также относят вулканы Танага (1806 м), Большой Ситкин (1740 м) и Горелый (1573 м), расположенные на одноименных островах. Любопытно, что незначительная вулканическая активность фиксировалась на острове Большой Ситкин в том числе в этом году.



*Рис. 1. Группы Алеутских островов.*

## 2.2 Особенности рельефа морского дна

Район Алеутской гряды и прилегающие к нему Берингово море и северная часть Тихого океана характеризуются уникальным рельефом с перепадом высот от 10 м в мелководной части Берингова моря до более чем 7500 м в глубоководном Алеутском желобе (рис.2). Как уже было описано выше, Алеутская гряда разделена на группы островов, которые, в свою очередь, разделены между собой системой мелких и глубоких проливов. Наиболее глубокие проливы расположены в западной и центральной частях архипелага, а более мелкие ближе к материковой восточной части. Межгодовая ритмика уровня моря в районе Алеутских островов возможно связана с изменчивостью интенсивности водообмена через эти проливы (Белоненко и др., 2009). Если рассматривать Командоро-Алеутскую гряду, то самым глубоким является Камчатский пролив глубиной 4420 м. Он расположен между полуостровом Камчатка и Командорскими островами и является самым восточным. Если же брать в рассмотрение только Алеутские острова, то самым глубоким и широким выступает пролив Ближний, достигающий в глубину 1600 м и ширину порядка 100 км. Он разделяет Командорские и Ближние острова. Пролив Амчитка, разделяющий Крысьи и Андреяновские острова и расположенный в районе 180°, также является глубоким и достигает 1082 м. Следующий пролив Амукта, разделяющий Андреяновские и Четырехсопочные острова, относится к широким (65 км) и глубоким (порядка 1000 м) проливам. Самый восточный пролив гряды Уникак, расположенный между Лисьими островами и полуостровом Аляска, в глубину достигает всего 82 м. Проливы Алеутской гряды являются важной частью в системе

водообмена между северной частью Тихоокеанской Субарктики и Беринговым морем (Ueno et al, 2009).

Берингово море представляет собой акваторию, почти поровну разделенную шельфовой и глубоководной частями. Шельфовая зона включает в себя северо-восточную часть моря от полуострова Аляска до мыса Наварин, расположенного у южной части Анадырского залива. Дно мелководной части относительно однородно и представлено пологой равниной шириной до 1000 км и глубиной до 200 м. Шельф и глубоководную часть разделяет материковый склон, протягивающийся с северо-запада на юго-восток от мыса Наварин до острова Унимак. Он имеет более сложный рельеф с перепадами высот от 200 до 3000 м и углом наклона на юго-запад от нескольких градусов до десятков градусов. Глубоководная же часть (3000-4000 м) сложена системой хребтов и котловин, а к берегам окаймлена узкими прибрежными отмелями. Она расположена в юго-западной части моря севернее Алеутской гряды от Камчатского полуострова до Лисьих островов. В этой части хоть и присутствуют понижения дна, выраженные котловинами, однако они слабо изолированы ввиду небольших перепадов глубин в сравнении с ложем. Наиболее обширную площадь занимает Алеутская котловина, занимающая центральную часть Берингова моря, к югу она отделяет от котловины Бауэрс хребтом Бауэрс (в виде полукруга от острова Амчитка к острову Атту), а к западу от Командорской котловины хребтом Ширшова (от мыса Олюторский до Ближних островов). Котловины преимущественно имеют глубины 3600-3900 м, а хребты на гребне достигают глубины около 600 м, а в седловине 2500 м.

Наибольший интерес исследователей вызывает значительное понижение рельефа к югу от Алеутской гряды – Алеутский желоб. Он приурочен к Алеутской островной дуге и протягивается на 3400 км от полуострова Аляска до Полуострова Камчатка при ширине 40-100 км по изобате 5500 м. Максимальная глубина по различным оценкам достигает от 7670 до 7855 м и расположена в центральной части желоба. Также в средней части на глубине около 1800 м находится широкая (до 50 км) подводная терраса. Угол наклона к островной части оценивается от 4° до 12°. Дно желоба заполнено осадками, ширина дна составляет около 10-12 км. У западной границы в районе Командорских островов переходит в Курило-Камчатский желоб, имеющий юго-западное направление.

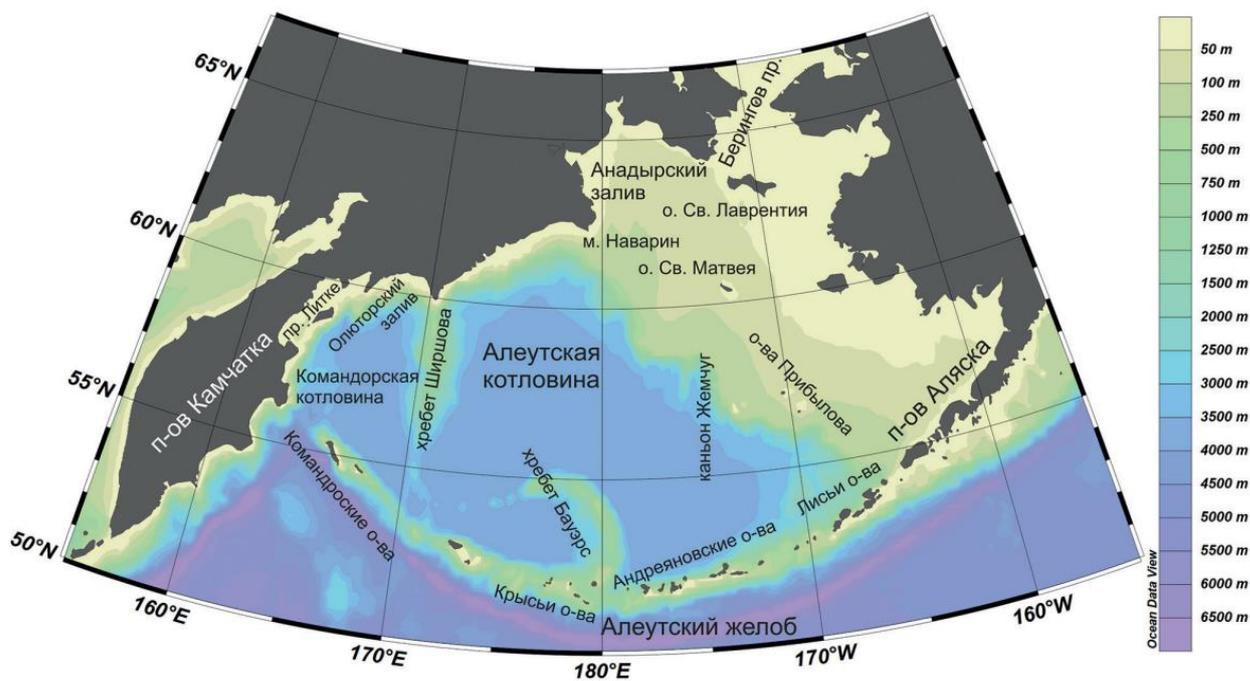


Рис 2. Батиметрическая карта региона. (Свергун, Козлов, 2021).

### 2.3 Система течений

Поверхностная циркуляция в районе Алеутской гряды определяется сложной системой течений с тихоокеанской и берингоморской сторон. Обозначим основные течения, непосредственно проходящие у островов архипелага: к югу расположено Аляскинское течение, берущее начало в заливе Аляска и направленное на запад, а к северу расположено Северо-Алеутское склоновое течение, являющееся продолжением Аляскинского течения и движущееся на восток. Аляскинское течение является продолжением Северо-Тихоокеанского течения, которое, в свою очередь, берет начало у течения Куроисио, также являющегося объектом изучения многих исследователей вихреактивных зон (Chelton et al., 2011). Все три течения являются теплыми, но закономерно охлаждаются к северу: температура воды на поверхности в августе для Куроисио может достигать  $28^{\circ}$ , в то время как для Аляскинского течения аналогичный период характерен значениями, не превышающими  $15^{\circ}$ . Северо-Тихоокеанское течение, проходя по границе тропических и субполярных вод, формирует широкую переходную зону с температурами на поверхности в августе от  $18^{\circ}$  до  $25^{\circ}$ . Оно замедляется при движении с запада на восток от  $50 \text{ см/с}$  до  $10 \text{ см/с}$ , соответственно, по мере удаления от Куроисио. Аляскинское течение является относительно однородным в поле скорости в районе Алеутской гряды, но таковым становится только после выхода из Аляскинского залива.

Берингово море является еще одной зоной проявления мезомасштабных вихрей. Само море, как уже отмечалось выше, обладает уникальным рельефом, оно примерно поровну разделено шельфом и глубоководной частью. Граница проходит с юга-востока на северо-запад, оставляя часть акватории от Аляскинского полуострова до мыса Наварин в зоне шельфа. Другая же часть, включающая в себя глубоководные районы, расположенные севернее Алеутской гряды, характеризуется глубинами почти до 4000 м. Антициклонические вихри горизонтальным масштабом ~100 км, расположенные на шельфе и вблизи материкового склона, оказывают влияние на циркуляцию вод Берингова моря (Андреев, 2019). Поверхностная циркуляция глубоководной части Берингова моря описывается круговоротом против часовой стрелки, образованным системой течений, соединяющих море с открытой частью Тихого океана. Здесь выделяют Северо-Алеутское склоновое течение, направленное на восток вдоль северной части Алеутской гряды, Берингоморское склоновое течение, протягивающееся на северо-запад от полуострова Аляска до мыса Наварин, и Камчатское течение, имеющее юго-западное направление от мыса Наварин через Камчатский пролив вдоль восточного побережья Камчатского полуострова. В мелководной части моря выделяют Аляскинские прибрежные воды, следующие на север вдоль западного североамериканского побережья, и Анадырское течение, входящее в Анадырский залив с юга и затем движущееся на северо-запад в Чукотское море через Берингов пролив.

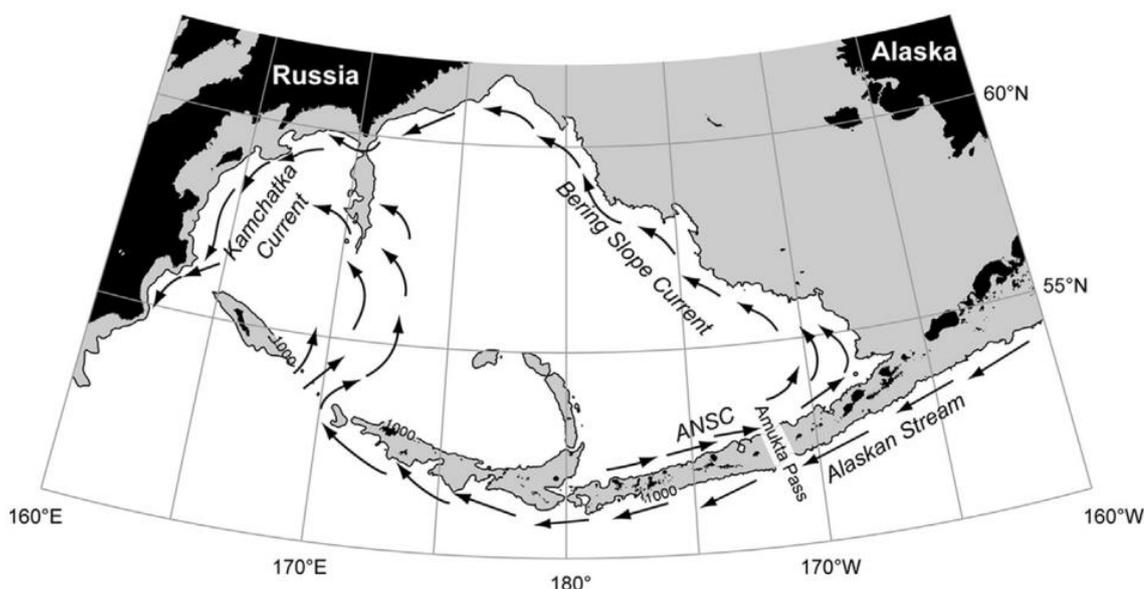


Рис. 3. Схема течений в районе Алеутской гряды. Серым цветом обозначены участки глубиной менее 1000 метров. ANSC - Северо-Алеутское склоновое течение (Ladd, 2014).

## 2.4 Центры действия атмосферы и их влияние на динамику океана

Смена преобладающих направлений ветра в течение года определяется крупными барическими структурами региона. Так, зимой в океанической части выделяют Алеутский минимум, локализующийся в восточной части Алеутской гряды, и Северотихоокеанский максимум, а в материковой части - Сибирский максимум. В холодный период года циклоны и антициклоны наиболее контрастны по отношению друг к другу, поэтому максимальные скорости ветра достигаются в этот период. Летом же Сибирский максимум разрушается, а Алеутский минимум и Северотихоокеанский максимум смещаются на север. Таким образом, погоду в регионе определяет Северотихоокеанский максимум. В этот период преобладающее направление ветра сменяется на южное и юго-западное, однако оно не столь устойчиво, как зимой. Приводится, что высота поверхности Аляскинского течения в летний период была минимальной в соответствии со слабым алеутским минимумом (Strub, James, 2002).

Результаты Андреева (2020) показывают, что усиление Алеутской депрессии в зимний период и положительный (циклонический) вихрь напряжения ветра в районе исследования приводил к отделению алеутских вихрей от Аляскинского течения и способствовал их дрейфу в западном направлении. Было установлено, что ветра восточных румбов, направленные вдоль Алеутских островов, способствуют адвекции вод Аляскинского течения с повышенными величинами SSH в западном направлении и формированию алеутских антициклонических вихрей к югу от островов Ближние (западные Алеутские острова), а сильные восточные (благоприятные для апвеллинга) ветра в зимний период блокируют поступление вод Аляскинского течения в район к югу от островов Ближние.

Кроме того, центры действия атмосферы объясняют наблюдающуюся сезонную изменчивость в перемещении Алеутских вихрей. При оценке динамических характеристик вихрей в работе Ueno et al. (2009) было выявлено, что зимой достигается наибольшая скорость перемещения вихрей, а летом наименьшая. Более быстрое движение вихря зимой может быть объяснено усилением Алеутского минимума (понижением атмосферного давления в центре циклона) в холодный период года, что сопровождается усилением ветра, оказывающего влияние на процессы на границе океана и атмосферы.

Хен и Заволокин (2015) объясняют изменение условий обитания промысловых объектов переменной в циркуляции вод, которая в свою очередь ассоциирована со смещением сезонного циклона. Во второй половине 2000-х гг. западное крыло Алеутского

минимума сместилось на юг в открытые воды Тихого океана, соответственно область преобладания северной составляющей меридионального ветра расширилась до южной границы субарктического круговорота. В Беринговом море циклонический круговорот уменьшился до размера Командорской котловины, усилился меридиональный поток из пролива Ближний на север, а широтный поток из Алеутской котловины стал заметно слабее. Меридиональный поток ограничил продвижение промежуточных вод зимнего охлаждения на восток (в Алеутскую котловину). «Перемена» в циркуляции вод произошла в 2007 г. и продолжалась в течение 5 лет. В 2012 г. произошла обратная смена циркуляции вод. Это отразилось на рыбном промысле: наблюдаемая «перемена» в циркуляции вод сопровождалась выраженным изменением обилия неполовозрелых лососей, нагуливающих в Беринговом море летом и осенью. После 2006 г. численность нагульной кеты, нерки и чавычи в российских водах моря резко сократилась.

Согласно Prants et al. (2019) мезомасштабная вихревая активность вдоль границы между шельфом и глубоководным бассейном в районе Аляскинского течения и восточной части Берингова моря связана с напряжением трения ветра в северной части Северной части Тихого океана зимой. Обнаружена значительная корреляция между концентрацией хлорофилла-а в районе Аляскинского течения и восточной части Берингова моря в августе–сентябре и усиление ветра в северной части Северной части Тихого океана в ноябре-марте. Мезомасштабная динамика, вызванная напряжением трения ветра зимой, может влиять не только на биомассу организмов более низкого трофического уровня, но и на численность и вылов лосося в исследуемом районе.

## **Глава 3. Использованные данные и методы**

### **3.1 Исходные данные**

Для исследования топографических волн на современном этапе применяются данные океанических моделей и реанализов, основанные как на спутниковых измерениях, так и на судовых *in situ* наблюдениях. Основой для данной работы послужили данные европейских агентств AVISO и Copernicus, а также база данных батиметрической информации GEBCO.

#### **3.1.1 Атлас мезомасштабных вихрей МЕТА3.2**

Для нанесения треков вихрей и сбора их статистических характеристик (радиус, скорость, время жизни) был использован Атлас мезомасштабных вихрей **МЕТА3.2**, являющийся продуктом AVISO. Массив является относительно новым, но повсеместно используемым в исследовании вихреактивных частей океана по альтиметрическим данным. Данные включают в себя 4 массива для долгоживущих (с периодом жизни более 10 дней) и короткоживущих (с периодом жизни менее 10 дней) антициклонических и циклонических вихрей, идентифицируемых алгоритмом в Мировом океане. Вихри идентифицируются по алгоритму Челтона как замкнутые структуры диаметром 100-300 км. После фильтрации обнаруживаются экстремумы в поле аномалий уровня моря для определения местоположения и характеристик вихря. На каждом локальном максимуме и минимуме алгоритм выполняет поиск точек вокруг, чтобы расширить область, определяемую как вихрь. Поиск течек вокруг, служащих контуром, следует некоторым правилам: расстояние между двумя самыми удаленными точками должно быть меньше максимально возможного диаметра вихря (максимальное расстояние для широт ниже  $\pm 25^\circ$  равно 700 км, а для широт выше  $\pm 25^\circ$  оно составляет 400 км), максимальная площадь составляет 2000 пикселей и тестируемая область должна быть меньше или равна по амплитуде, чем уже определенная область. Если тестируемая область еще не включена в область обнаружения другого вихря, вихрь считается обнаруженным. Покрытие составляет весь земной шар. Порог амплитуды вихря составляет 0.4 см. Временной промежуток, рассмотренный в работе, составляет почти 30 лет: от 1 января 1993 года до 2 августа 2021 года. Были взяты 4 массива, включающие в себя треки долгоживущих (более 10 суток) и короткоживущих (менее 10 суток) антициклонических и циклонических вихрей.

### 3.1.2 Глобальный океанический реанализ GLORYS12V1

Для расчета обобщенного бета-эффекта были использованы данные глобального океанического реанализа **GLORYS12V1**. Продукт GLORYS12V1 – вихреразрешающий реанализ, охватывающий данные спутниковой альтиметрии с 1993 года. Он основан на системе глобального прогнозирования CMEMS в реальном времени. Компонентом модели является платформа NEMO, управляемая на поверхности ECMWF ERA-Interim, затем анализ ERA5 используется для последних лет. Наблюдения усваиваются с помощью фильтра Калмана пониженного порядка. В основе реализации модели лежит ассимиляция данных не только аномалий уровня моря по спутниковой альтиметрии, но и совместно усваиваемые спутниковые (температура поверхности моря, сплоченность морского льда) и in situ данные (вертикальные профили температуры и солёности). Продукт включает в себя ежедневные и среднемесячные значения температуры, солёности, компонент скорости течения, уровня моря, глубины перемешанного слоя и параметров ледяного покрова. Выходные данные отображаются на стандартной регулярной сетке с пространственным разрешением  $1/12^\circ$  (приблизительно 8 км) и на 50 стандартных уровнях. Были использованы среднемесячные данные зональной компоненты скорости течения ( $u$ ) на поверхности для всего доступного периода с 1993 до 2021 года, отображенные на участке  $50^\circ$  с.ш. –  $53^\circ$  с.ш.,  $165^\circ$  в.д. –  $180^\circ$ .

### 3.1.3 Общая батиметрическая карта океанов GEBCO

Для визуализации рельефа дна исследуемого региона и дальнейших расчетов использовалась непрерывная глобальная модель рельефа океана и суши. Массив **GEBCO** – общая батиметрическая карта океанов, созданная с целью уточнения и распространения данных о рельефе дна Мирового океана. На сегодняшний день это один из основных источников батиметрической информации, покрывающий площадь между  $60^\circ$  с.ш. и  $50^\circ$  ю.ш. Массив представляет собой набор батиметрических данных на координатной сетке с пространственным разрешением 450 метров. Для дальнейшей работы был выбран район, покрывающий Командоро-Алеутскую гряду, южную часть Берингова моря и северную часть Тихого океана.

## 3.2 Волновой подход в исследовании вихрей

### 3.2.1 Обобщенный бета-эффект

Волны Россби отнесены к классу градиентно-вихревых волн, и их распространение осуществляется по закону сохранения потенциального вихря:

$$\frac{d_h}{dt} \left( \frac{\xi+f}{H} \right) = 0, \quad (1)$$

где  $\frac{d_h}{dt} = \frac{\partial}{\partial t} + U \frac{\partial}{\partial x} + V \frac{\partial}{\partial y}$ ,  $x$  и  $y$  – зональная и меридиональная переменные в прямоугольной системе координат,  $t$  – время,  $U$  и  $V$  – зональная и меридиональная компоненты скорости течения,  $f$  – параметр Кориолиса,  $H$  – глубина. На шельфе потенциальная завихренность возникает вследствие увеличения глубины в направлении, перпендикулярном крупномасштабной топографической неровности. Мы принимаем обозначения, принятые в монографии Mysak, LeBlond (1978), и предполагаем, что глубина увеличивается от поверхности океана ко дну.

Применим теорию, описанную в статьях Гневых и др. (2019, 2020, 2021, 2022) для расчета топографического эффекта волн Россби на сдвиговом потоке. Введем основные уравнения для функции тока ( $\Psi$ ):

$$HU = -\Psi_y, HV = \Psi_x, H = H(x, y),$$

$$\xi = V_x - U_y = \left( \frac{\Psi_x}{H} \right)_x + \left( \frac{\Psi_y}{H} \right)_y,$$

Тогда закон сохранения потенциального вихря (1) примет вид:

$$\left[ \frac{\partial}{\partial t} - \frac{\Psi_y}{H} \frac{\partial}{\partial x} + \frac{\Psi_x}{H} \frac{\partial}{\partial y} \right] \left[ \frac{1}{H} \left\{ \left( \frac{\Psi_x}{H} \right)_x + \left( \frac{\Psi_y}{H} \right)_y + f \right\} \right] = 0.$$

Для квазигеострофического приближения параметр Кориолиса рассматривают на бета-плоскости, он задается как  $f=f_0+\beta y$ .

Переход к новой системе координат  $(x, y) \rightarrow (\xi, \eta)$  осуществляется поворотом оси на угол  $\theta$  по широте (Mysak, LeBlond, 1978). Направления течения и изобат одинаковы в случае  $\tan \theta = \frac{V}{U}$ .

Применим процедуру линеаризации для стационарного зонального сдвигового потока:

$$\Psi(\xi, \eta, t) = \Psi_s(\eta) + \varepsilon \tilde{\Psi}(\xi, \eta, t), \quad \varepsilon \ll 1$$

Где  $U(\eta) = -\frac{(\Psi_s(\eta))_\eta}{H}$  – фоновое течение с переменным рельефом, меняющимся с севера на юг. Оно определяется как  $U(\eta) = \sqrt{U^2 + V^2}$ .

Получим линейное уравнение для баротропных топографических волн Россби, учитывающее топографию и изменчивость фонового потока:

$$(\partial_t + U\partial_\xi) \left[ \frac{\tilde{\Psi}_{\xi\xi}}{H^2} + \frac{1}{H} \left( \frac{\tilde{\Psi}_\eta}{H} \right)_\eta \right] + \frac{\tilde{\Psi}}{H^2} \beta \cos \theta - U_{\eta\eta} - \frac{fH_\eta}{H} + \frac{U_\eta}{H} - \frac{\beta \sin \theta}{H^2} \tilde{\Psi}_\eta = 0$$

Используя стандартную замену  $\tilde{\Psi}(\eta) = \sqrt{H(\eta)}\varphi(t)$  для волн  $\tilde{\Psi}(\xi, \eta, t) = \tilde{\Psi}(\eta) \exp[i(k\xi - \omega t)]$ , применим WKB приближение для координаты по долготе и получим следующее дисперсионное соотношение:

$$(\omega - kU) \left[ k^2 + l^2 + \frac{1}{4} \left( \frac{H_\eta}{H} \right)^2 - \frac{1}{2} \left( \frac{H_\eta}{H} \right)_\eta \right] = -\beta^* k - l\beta \sin \theta, \text{ где}$$

$$\beta^* = \beta \cos \theta - U_{\eta\eta} - \frac{fH_\eta}{H} + \frac{U_\eta H_\eta}{H}. \quad (2)$$

Здесь  $f$  – параметр Кориолиса,  $H$  – глубина,  $\beta = \frac{df}{dy}$ ,  $k$  и  $l$  – зональное и меридиональное волновые числа,  $U$  – зональная компонента скорости течения,  $\theta$  – угол поворота осей по широте. Данное уравнение справедливо для участка, на котором Аляскинское течение имеет поворот относительно первоначальной системы координат (рис.4). Для района, где течение меридионально используем упрощенное выражение:

$$\beta^* = \beta - U_{yy} - \frac{fH_y}{H} + \frac{U_y H_y}{H}.$$

Тогда отдельные члены уравнения (2) будут описывать: бета-эффект, влияние течения, топографический фактор и совместное действие течения и топографии.

### 3.2.2 Поворот осей координат

Поскольку основная часть Аляскинского течения ориентирована вдоль Алеутской гряды, то она повторяет изогнутую форму архипелага. В средней части в районе  $180^\circ$  течение имеет строго зональное направление, в западной же части преимущественно северо-западное простираение. Отсюда появляется необходимость поворота системы координат, вдоль которой производятся последующие расчеты.

Разрез 1 в центральной части гряды (желтый цвет) ориентирован зонально вдоль потока, ось  $x$  направлена параллельно течению, ось  $y$  перпендикулярно ей. Для аналогичного разреза в западной части гряды (красный цвет) направим ось  $\xi$  вдоль потока, а ось  $\eta$  перпендикулярно ей. Тогда повернув систему  $(x, y)$  на угол  $\theta$ , получим новую систему координат  $(\xi, \eta)$ . Преобразуем:

$$x = \xi \cos \theta - \eta \sin \theta,$$

$$y = \xi \sin \theta + \eta \cos \theta.$$

Будем считать, что все переменные зависят только от координаты  $\eta$ . То есть мы рассматриваем случай, при котором течение и топография меняются в поперечном направлении, а в продольном неизменны. Тогда преобразованные формулы примут вид:

$$H_\eta = H_x x_\eta + H_y y_\eta = -H_x \sin \theta + H_y \cos \theta,$$

$$U_\eta = -U_x \sin \theta + U_y \cos \theta,$$

$$U_{\eta\eta} = (-U_x \sin \theta + U_y \cos \theta)_\eta = \sin^2 \theta U_{xx} - 2 \sin \theta \cos \theta U_{xy} + \cos^2 \theta U_{yy}.$$

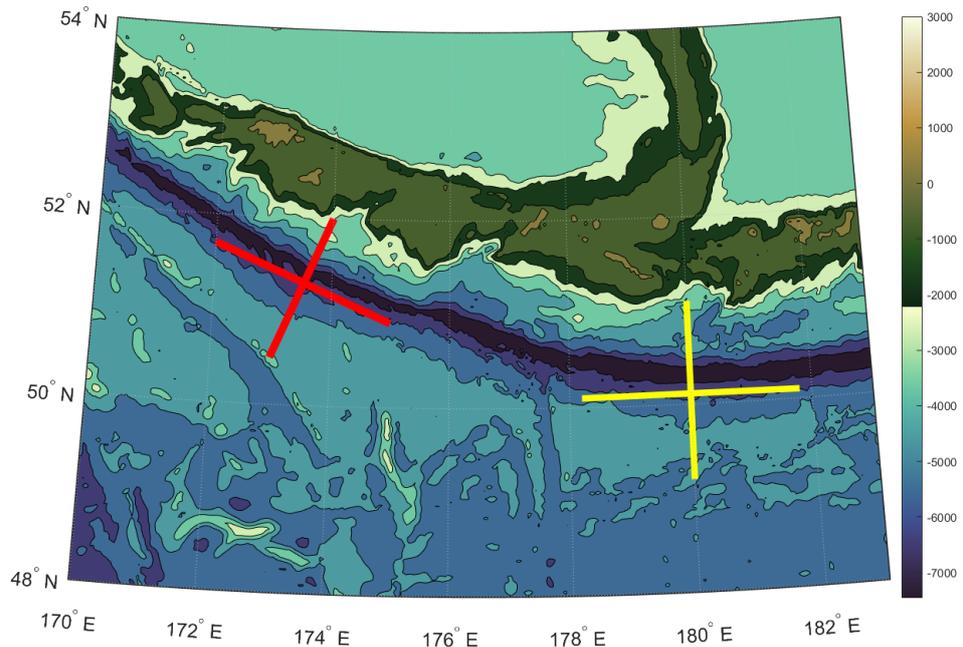


Рис. 4. Системы координат на желобе.

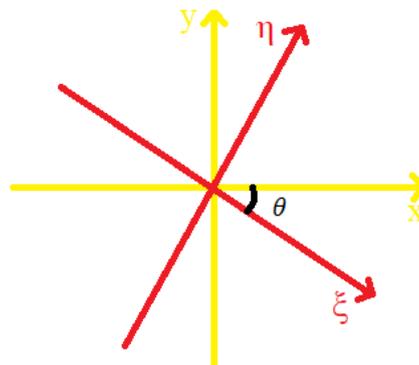


Рис. 5. Новая система координат ( $\xi, \eta$ ) относительно старой ( $x, y$ ).

## Глава 4. Результаты исследования

### 4.1 Анализ траекторий антициклонических и циклонических вихрей

Рассмотрим треки антициклонических и циклонических мезомасштабных вихрей в районе Алеутской гряды за период с 1993 по 2021 годы. Для начала обратимся к долгоживущим вихрям с периодом жизни более 10 дней (рис.6). Видно, что антициклонические вихри сконцентрированы на участке  $51.7^{\circ} - 52^{\circ}$  с.ш. в рассматриваемом районе от  $180^{\circ}$  до примерно  $174^{\circ}$  в.д., в то время как для циклонических вихрей характерно положение южнее  $51^{\circ}$  в промежутке между  $180^{\circ}$ - $176.5^{\circ}$ . То есть, у антициклонов прослеживается смещение к северу относительно желоба, для циклонов же характерным является продвижение строго по желобу до места отрыва от течения. Более того, циклонические вихри мигрируют из открытой части Тихого океана в Берингово море через проливы Алеутской гряды, вероятно, активнее, чем антициклоны. Это прослеживается в районе  $174^{\circ}$  в.д. между Ближними и Крысьими островами. Известно, что наиболее глубокие проливы расположены в восточной части архипелага, что приводит к более активному водообмену между приведенными акваториями в этой части, но не понятно, с чем связано большее количество циклонических вихрей в этом участке. Характерные глубины для распространения антициклонических и циклонических вихрей также различны: антициклоны продвигаются на участке шельфа с глубинами не более 1-2 км, а циклоны в районе желоба с глубиной от 5 до 7 км. Причем с противоположной стороны гряды наблюдается обратная закономерность: антициклоны сконцентрированы в котловине Бауэрс с глубинами 3-4 км, а циклоны наряду с котловинным положением занимают и материковый склон с глубинами 1-2 км. Обратим также внимание на место «отрыва» вихрей от течения, наиболее четко оно прослеживается по траекториям антициклонических вихрей. Следуя зонально на запад со смещением на север относительно желоба, антициклонические вихри перестают следовать заданной траектории примерно у  $173.5^{\circ}$  и уходят к югу, минуя желоб и течение.

Изображения, полученные построением траекторий короткоживущих вихрей с периодом жизни менее 10 дней (рис.7), отражают уже описанную закономерность: антициклонические вихри тяготеют ближе к менее глубокой береговой части преимущественно в районе 1 км, концентрируясь к западу от  $180^{\circ}$  до  $175^{\circ}$  в.д. Здесь не наблюдается «отрыва» вихрей от первоначальной траектории ввиду их ограниченного периода жизни. Для короткоживущих циклонических вихрей сохраняется закономерность к распространению вдоль желоба, а также в проливе в районе  $174^{\circ}$  в.д. С северной

стороны архипелага можно проследить их концентрацию у материкового склона на участке глубин 1-2 км.

Все вышеперечисленные выводы дают основание полагать, что антициклонические вихри, распространяющиеся к югу от Алеутской гряды вдоль шельфа, и циклонические вихри, мигрирующие на запад по алеутскому желобу, являются проявлениями топографических волн Россби. Ведь именно на этих участках топографии волновая энергия захватывается и переносится на значительные расстояния. Подобные выводы были приведены в статье Травкин и др. (2022) о топографических волнах в Курильском районе. Было описано, что в Курильском районе наблюдается несколько систем топографических волн, представленных, прежде всего, шельфовыми волнами в виде антициклонических вихрей, распространяющихся по шельфу на юго-запад, и желобовыми волнами в виде циклонических вихрей, имеющих распространение на внутренней стороне желоба на юго-запад.

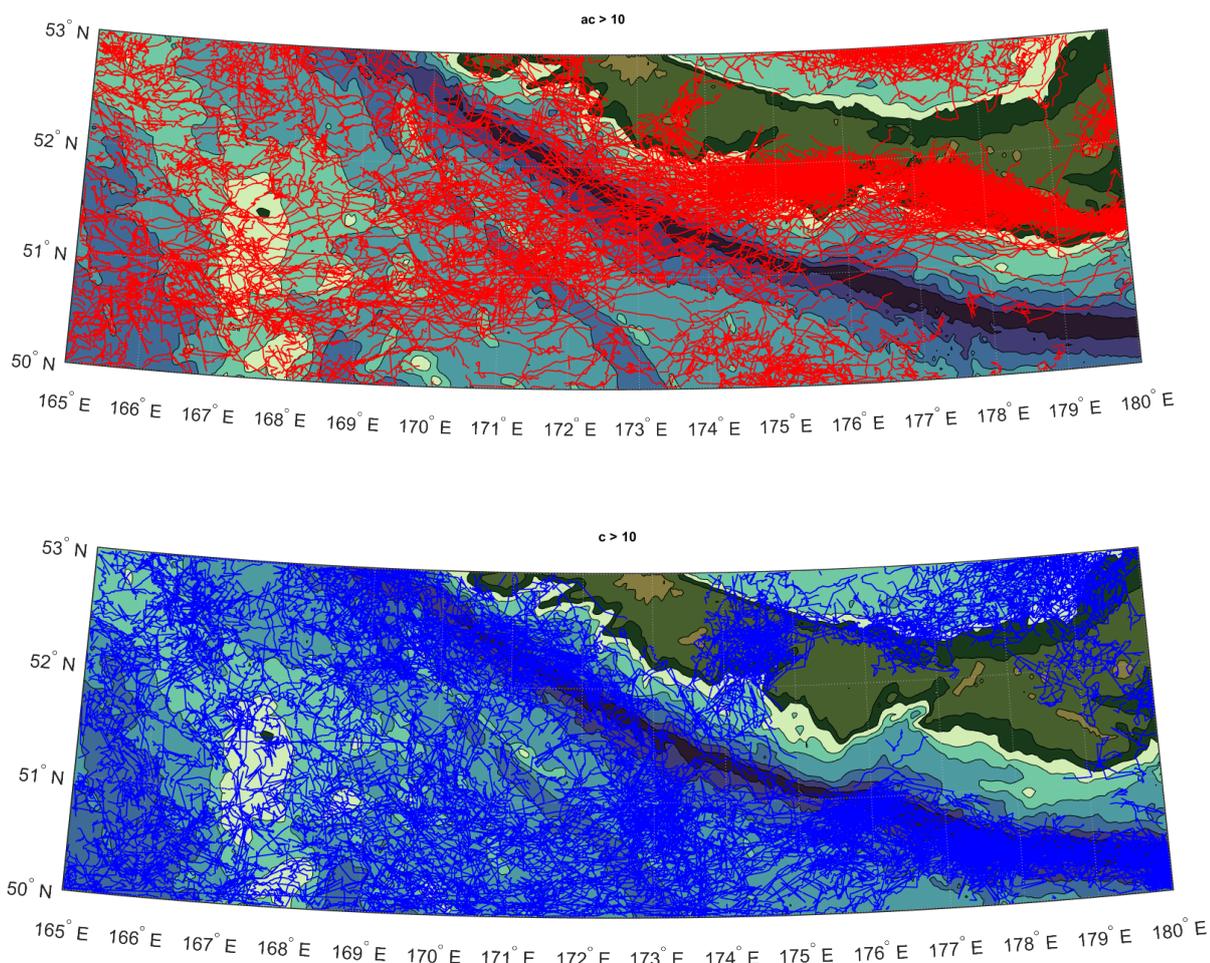
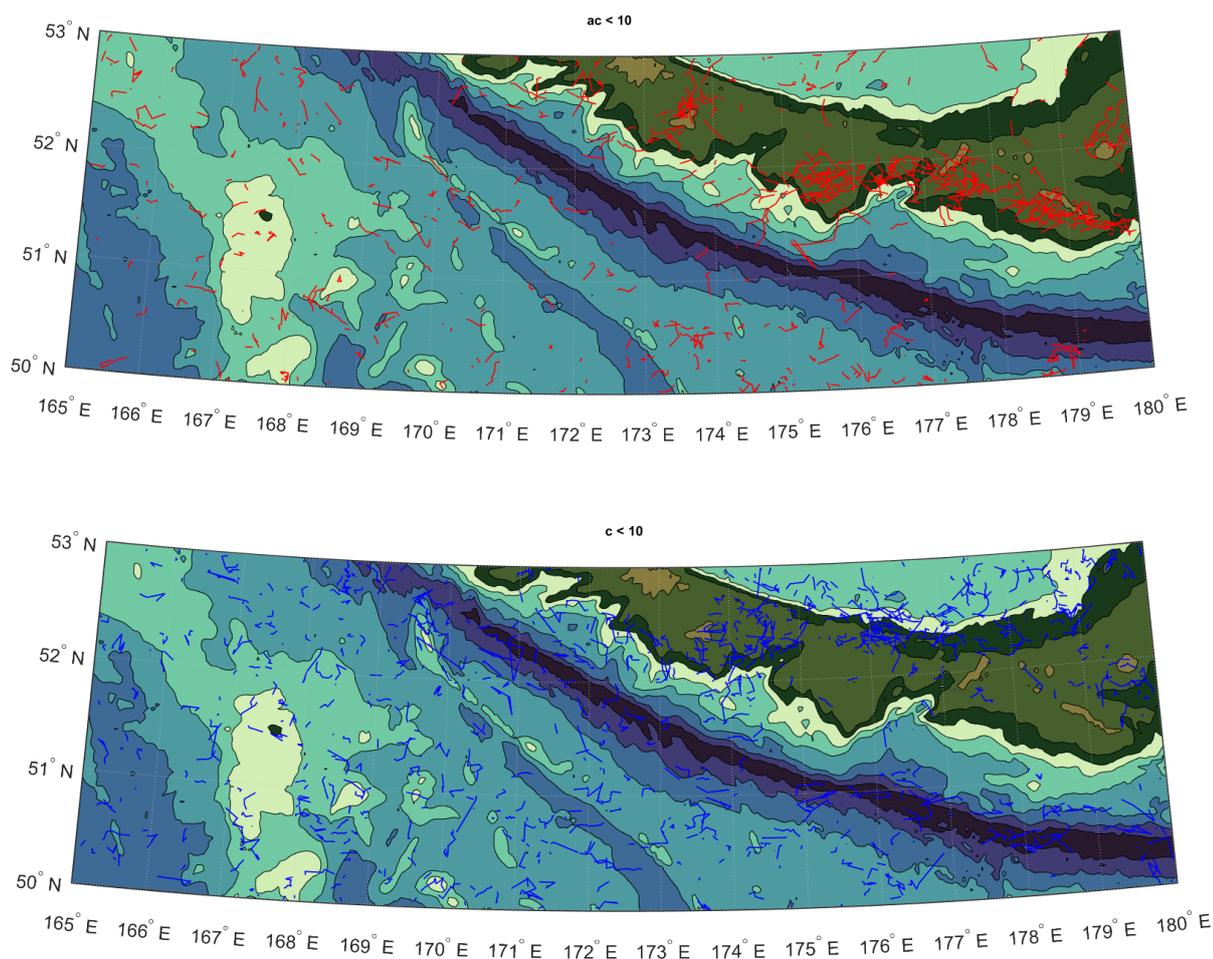


Рис. 6. Треки антициклонических (красным) и циклонических (синим) вихрей с периодом жизни более 10 дней за период 1993-2021 гг.



*Рис. 7. Треки антициклонических (красным) и циклонических (синим) вихрей с периодом жизни менее 10 дней за период 1993-2021 гг.*

Рассмотрим траектории долгоживущих мезомасштабных вихрей на примере двух наиболее характерных (рис.8). Продвижение на запад антициклонического вихря (красным цветом) происходит вдоль шельфовой части рельефа у  $175^{\circ} - 178.5^{\circ}$  в.д. до момента отделения от изобат в районе  $173.5^{\circ}$  в.д. Траектория циклонического вихря (синим цветом) описывается кривой, расположенной вокруг Алеутского желоба в районе  $174^{\circ} - 176^{\circ}$  в.д. Отделение циклонического вихря от глубоководного желоба происходит на уже описанном участке примерно у  $173.5^{\circ}$  в.д.

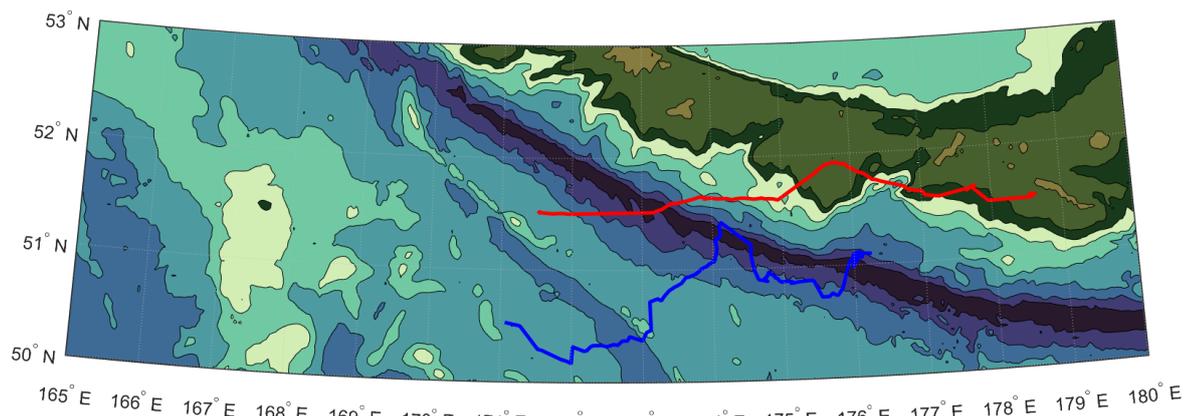


Рис. 8. Характерные траектории долгоживущих вихрей (красным – антициклон, синим – циклон).

#### 4.2 Сравнение средних характеристик Алеутских вихрей

Рассмотрим основные характеристики антициклонических и циклонических вихрей к югу от Алеутской гряды за период с 1993 по 2021 годы (табл.1). Прежде всего, обозначим абсолютное количество антициклонов и циклонов в рассматриваемом районе: циклонов как долгоживущих (1597), так и короткоживущих (811) насчитывается больше, чем антициклонов. Аналогичные показатели для антициклонов составляют 1360 и 622 шт. Это не только не отмечалось ранее, но и вообще не было исследовано ввиду определения алеутских вихрей как только антициклонических. Однако по всем остальным параметрам циклонические вихри уступают антициклоническим, с чем может быть связан небольшой интерес ученых к их исследованию в данном районе. Так, средняя амплитуда долгоживущих антициклонических вихрей (7.9 см) вдвое превосходит среднюю амплитуду долгоживущих циклонических вихрей (3.6 см). Также антициклонические вихри почти на 10 км больше по радиусу (58.2 км), чем циклонические (49.6 км), и характеризуются значительной площадью (11589 км<sup>2</sup>) в сравнении с циклоническими (7499 км<sup>2</sup>). Более того, антициклонические вихри интенсивнее циклонических, что выражается в их большей орбитальной скорости: для долгоживущих антициклонических вихрей она составляет 18.1 см/с, а для долгоживущих циклонических 11.1 см/с.

Примечательно, что все приведенные параметры для короткоживущих вихрей различаются крайне незначительно, но можно выделить отличительную особенность: в отличие от долгоживущих антициклонов, превосходящих циклоны по всем приведенным параметрам, короткоживущие антициклоны меньше короткоживущих циклонов по

радиусу и площади, и только орбитальная скорость короткоживущих антициклонических вихрей (10.2 см/с) превосходит орбитальную скорость циклонических вихрей (8.8 см/с).

Табл. 1. Средние характеристики вихрей за период 01.01.1993 – 02.08.2021 по данным массива МЕТА3.2.

Период жизни	Антициклоны		Циклоны	
	Более 10 дней	Менее 10 дней	Более 10 дней	Менее 10 дней
Количество, шт	1360	622	1597	811
Амплитуда, см	7.9	1.8	3.6	1.7
Радиус, км	58.2	31.5	49.6	32.5
Площадь, км <sup>2</sup>	11589	2456	7499	2766
Орбитальная скорость, см/с	18.1	10.2	11.1	8.8

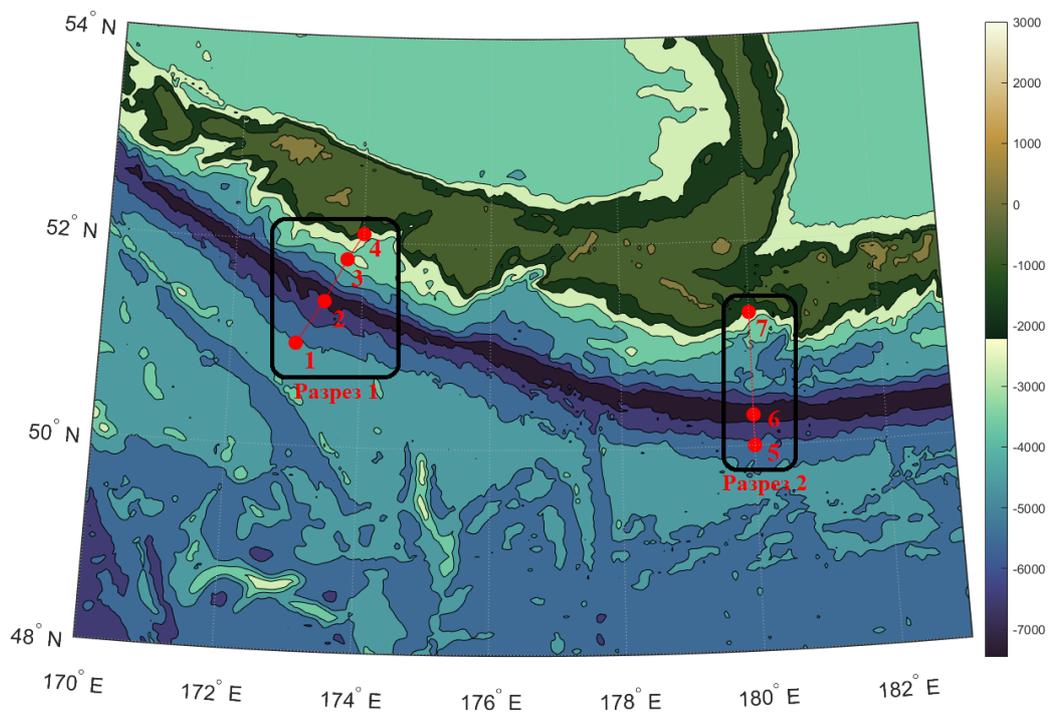
#### 4.3 Оценка слагаемых $\beta^*$

Вклад различных факторов в перемещение вихрей оценивался в точках двух разрезов поперек желоба. В таблицах 2-3 даны оценки слагаемых в обобщенный бета-эффект для разрезов в центральной и западной частях Алеутской гряды.

Первый разрез в районе 173.5° в.д. в западной части Алеутской гряды включает в себя 4 точки на глубинах 4931, 7216, 3260 и 2060 метров и ориентирован вдоль места «отрыва» вихрей от течения. Из табл.2 видно, что наименьший вклад вносит фактор, объясняющий действие течения. Вклад топографического фактора неравен для северной (точки 3 и 4) и южной (точки 1 и 2) части желоба. Для точек 3 и 4, расположенных на материковом склоне, топографический фактор превосходит аналогичный показатель у точки в желобе и к югу от него на два порядка. Что соотносится с предыдущими выводами, определяющими распространение антициклонических вихрей вдоль материкового склона до момента их «отрыва». Вероятно, это происходит ввиду «соперничества» двух факторов – топографии и бета-эффекта, так как для точек 1 и 2 бета-эффект и топографический фактор сопоставимы по полученным значениям.

Второй разрез выполнен по меридиану 180° в центральной части гряды и включает в себя 3 точки с глубинами 5550, 7300 и 1800 метров. Как видно из табл.3, в большинстве точек преобладает топографический фактор. Для точек 5 и 7 он превосходит остальные члены уравнения на несколько порядков. И только точка 6, находящаяся в желобе

характеризуется незначительным преобладанием второго члена уравнения, определяющего вклад течения. Полученные выводы соотносятся с тенденцией вихрей в этой части следовать вдоль желоба, то есть относительно топографии. Для точки 2, расположенной в желобе, доминирующим является совместное действие течения и топографии.



*Рис. 9. Разрезы 1 и 2 поперек течения на карте глубин.*

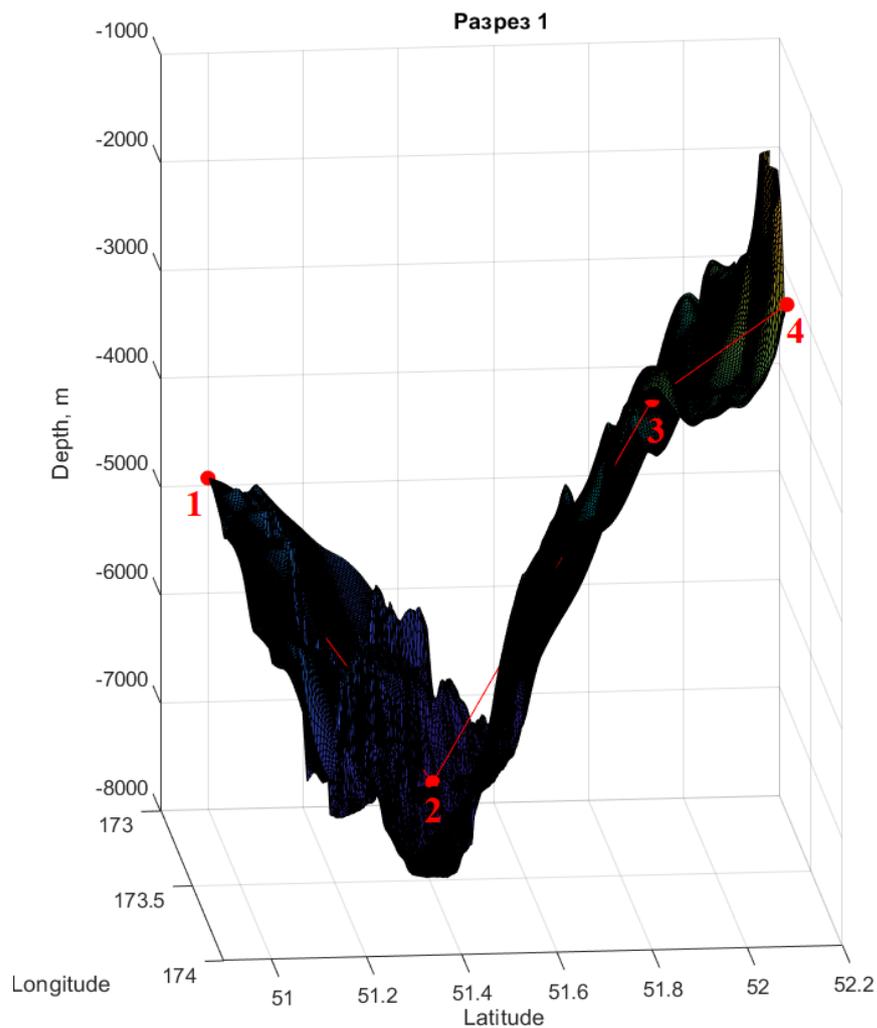


Рис. 10. Вертикальный профиль глубин по широте и долоте для 1 разреза.

Табл. 2. Оценка вклада слагаемых в  $\beta^*$  для 1 разреза (значения нормированы на  $10^{-11} \text{ с}^{-1} \text{ м}^{-1}$ ).

Разрез 1 ( $\eta, \xi$ ) 173°	Номер точки			
	1	2	3	4
Член уравнения				
$\beta \cos \theta$	1.2506	1.2393	1.2280	1.2213
$U_{\eta\eta}$	0.0002	0.0002	-0.0005	0.0007
$\frac{fH_{\eta}}{H}$	8.1797	2.6733	-112.6462	358.5810
$\frac{U_{\eta}H_{\eta}}{H}$	-0.1526	-21.9760	-4.3535	1.5618

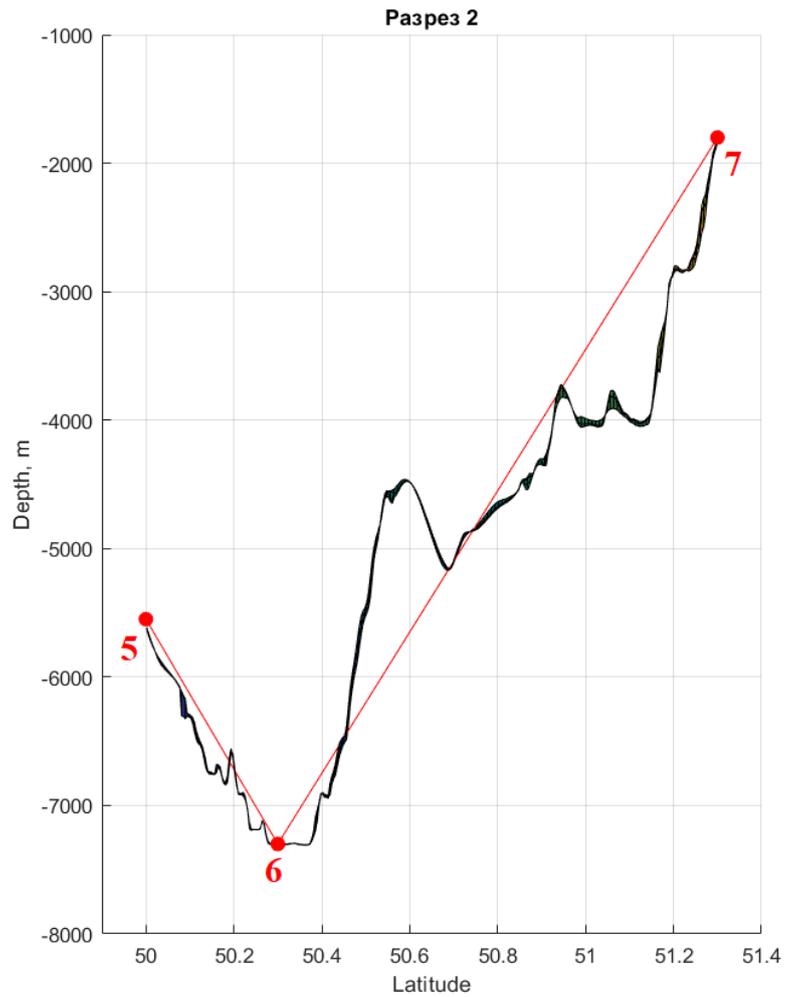


Рис. 11. Вертикальный профиль глубин по долготе для 2 разреза.

Табл. 3. Оценка вклада слагаемых в  $\beta^*$  для 2 разреза (значения нормированы на  $10^{-11} \text{ с}^{-1} \text{ м}^{-1}$ ).

Разрез 2 (x, y) 180°	Номер точки		
	5	6	7
Член уравнения			
$\beta \cos \theta$	1.4673	1.4571	1.4262
$U_{\eta\eta}$	-1.5563	-2.6073	-9.6019
$\frac{fH_{\eta}}{H}$	-31.2313	0.1244	-464.3218
$\frac{U_{\eta}H_{\eta}}{H}$	0.1755	-0.0013	-43.2520

## Заключение

Данное исследование посвящено изучению мезомасштабной динамики в районе Алеутской гряды: описано распространение топографических волн Россби в виде цепочки мезомасштабных вихрей на различных участках рельефа.

Было отмечено наличие циклонических вихрей к югу от Алеутской гряды, притом превосходящих по количеству антициклонические. Сравнены параметры вихрей: долгоживущие антициклонические вихри превосходят по амплитуде, радиусу, площади и орбитальной скорости долгоживущие циклонические. Среди короткоживущих антициклонических и циклонических вихрей значительной разницы по сравнению вышеописанных параметров не замечено.

Описано характерное распространение антициклонических и циклонических вихрей на различных участках топографии исследуемого района. Отмечено, что антициклонические вихри распространяются со смещением на север вдоль желоба на участке глубин не более 1-2 км вдоль шельфа. «Отрыв» антициклонических вихрей от Аляскинского течения происходит в районе  $173.5^\circ$  в.д. к югу от гряды, а их дальнейшее простиранье определяется западным/юго-западным направлением. Циклонические вихри продвигаются на запад вдоль центральной части желоба на участке глубин от 5 до 7 км, распространяясь в виде желобовых волн. Отмечено скопление циклонических вихрей в проливе у  $174^\circ$  между Ближними островами на западе и Крысьими на востоке.

Оценено влияние различных механизмов на распространение вихрей в регионе. Для разреза в западной части гряды в районе  $173.5^\circ$  в.д. вклад топографии и бета-эффекта сопоставимы, это приводит к тому, что вихри, ранее следовавшие топографии, отрываются от желоба и перемещаются в западном направлении. На разрезе в центральной части гряды вдоль  $180^\circ$  доминирует топографический фактор, поэтому вихри распространяются вдоль изобат.

## Литература

1. Андреев А. Г. Алеутские вихри и их влияние на температуру вод и концентрацию растворенного кислорода в западной части тихоокеанской Субарктики //Океанологические исследования. – 2020. – Т. 48. – №. 3. – С. 109-122.
2. Андреев А. Г. Циркуляция вод в северо-западной части Берингова моря по спутниковым данным //Исследование Земли из космоса. – 2019. – №. 4. – С. 40-47.
3. Белоненко Т.В., Колдунов В.В., Старицын Д.К., Фукс В.Р., Шилов И.О. Изменчивость уровня северо-западной части Тихого океана. – 2009.
4. Гневывшев В. Г., Белоненко Т. В. Парадокс Россби и его решение //Гидрометеорология и экология. – 2020. – №. 61. – С. 480-493.
5. Гневывшев В. Г., Фролова А. В., Колдунов А. В., Белоненко Т. В. Топографический эффект для волн Россби на зональном сдвиговом потоке //Фундаментальная и прикладная гидрофизика. – 2021. – Т. 14. – №. 1. – С. 4-14.
6. Ефимов В. В. (ред.). Волны в пограничных областях океана. – Гидрометеиздат, 1985.
7. Монин А. С., Жихарев Г. М. Океанские вихри //Успехи физических наук. – 1990. – Т. 160. – №. 5. – С. 1-47.
8. Незлин М. В. Солитоны Россби (экспериментальные исследования и лабораторная модель природных вихрей типа Большого Красного Пятна Юпитера) //Успехи физических наук. – 1986. – Т. 150. – №. 9. – С. 3-60.
9. Пранц С. В. Вихри глубоководных желобов северо-западной части Тихого океана: обзор //Известия Российской академии наук. Физика атмосферы и океана. – 2021. – Т. 57. – №. 4. – С. 387-400.
10. Свергун Е. И., Козлов И. Е. Характеристики короткопериодных внутренних волн в Беринговом море летом 2019 г. по данным Sentinel-1 //Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. – 2021. – Т. 18. – №. 3. – С. 269-276.
11. Травкин В. С., Белоненко Т. В., Кочнев А. В. Топографические волны в Курильском районе //Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. – 2022. – Т. 19. – №. 5. – С. 222-234.

12. Хен Г. В., Заволокин А. В. Перемена в циркуляции вод и ее значение в распределении и обилии лососей в западной части Берингова моря в начале 21-го столетия //Известия ТИНРО (Тихоокеанского научно-исследовательского рыбохозяйственного центра). – 2015. – Т. 181. – С. 95-115.
13. Эрлих Э. Н. Современная структура и четвертичный вулканизм западной части Тихоокеанского кольца. – 2010.
14. Budyansky M. V., Prants S. V., Uleysky M. Y. Odyssey of Aleutian eddies //Ocean Dynamics. – 2022. – Т. 72. – №. 6. – С. 455-476.
15. Chelton D. B., Schlax M. G., Samelson R. M. Global observations of nonlinear mesoscale eddies //Progress in oceanography. – 2011. – Т. 91. – №. 2. – С. 167-216.
16. Gnevyshev V. V., Frolova A. V., Belonenko T. V. Topographic Effect for Rossby Waves on Non-Zonal Shear Flow //Water Resources. – 2022. – Т. 49. – №. 2. – С. 240-248.
17. Gnevyshev V. G., Malysheva A. A., Belonenko T. V., Koldunov, A. V. On Agulhas eddies and Rossby waves travelling by forcing effects //Russian Journal of Earth Sciences. – 2021. – Т. 21. – №. 5. – С. 3.
18. Kinney J. C., Maslowski W., Okkonen S. On the processes controlling shelf–basin exchange and outer shelf dynamics in the Bering Sea //Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography. – 2009. – Т. 56. – №. 17. – С. 1351-1362.
19. Ladd C. Seasonal and interannual variability of the Bering Slope Current //Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography. – 2014. – Т. 109. – С. 5-13.
20. Ladd C., Stabeno P. J., O'Hern J. E. Observations of a Pribilof eddy //Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers. – 2012. – Т. 66. – С. 67-76.
21. Mysak L. A., LeBlond P. H. Waves in the Ocean. – Elsevier, 1978.
22. Mizobata K., Saitoh S., Wang J. Interannual variability of summer biochemical enhancement in relation to mesoscale eddies at the shelf break in the vicinity of the Pribilof Islands, Bering Sea //Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography. – 2008. – Т. 55. – №. 16-17. – С. 1717-1728.
23. Okkonen S. R. The shedding of an anticyclonic eddy from the Alaskan Stream as observed by the Geosat altimeter //Geophysical Research Letters. – 1992. – Т. 19. – №. 24. – С. 2397-2400.

24. Pedlosky J. E. Geophysical Fluid Dynamics. Springer-Verlag New York //Inc., New York, NY. – 1979.
25. Prants S. V. et al. Lagrangian study of mesoscale circulation in the Alaskan Stream area and the eastern Bering Sea //Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography. – 2019. – T. 169. – C. 104560.
26. Rovegno P. S., Edwards C. A., Bruland K. W. Observations of a Kenai eddy and a Sitka eddy in the northern Gulf of Alaska //Journal of Geophysical Research: Oceans. – 2009. – T. 114. – №. C11.
27. Saito R., Yasuda I., Komatsu K., Ishiyama H., Ueno H., Onishi H., Setou T., Shimizu M. Subsurface hydrographic structures and the temporal variations of Aleutian eddies //Ocean Dynamics. – 2016. – T. 66. – №. 5. – C. 605-621.
28. Strub P. T., James C. Altimeter-derived surface circulation in the large-scale NE Pacific Gyres.: Part 1. seasonal variability //Progress in Oceanography. – 2002. – T. 53. – №. 2-4. – C. 163-183.
29. Ueno H., Crawford W. R., Onishi H. Impact of Alaskan Stream eddies on chlorophyll distribution in the North Pacific //Journal of oceanography. – 2010. – T. 66. – №. 3. – C. 319-328.
30. Ueno H. et al. Review of oceanic mesoscale processes in the North Pacific: Physical and biogeochemical impacts //Progress in Oceanography. – 2023. – T. 212. – C. 102955.
31. Ueno H., Freeland H. J., Crawford W.R., Onishi H., Oka E. Anticyclonic eddies in the Alaskan Stream //Journal of physical oceanography. – 2009. – T. 39. – №. 4. – C. 934-951.