

Ошибка спутникового измерения аномалий уровня моря в зависимости от скорости ветра

Е.Б.Самородова

14 октября 2020 г.

Аннотация

Спутниковые измерения уровня моря могут быть неточными во время сильного ветра вследствие того, что неизвестно, как именно проводятся измерения. В данной работе показывается наличие в данных аномалий уровня моря систематической положительной ошибки, информация о которой может помочь скорректировать как краткосрочные прогнозы распространения ураганов, так и оценки подъема уровня мирового океана вследствие глобального потепления. Статистическая значимость данной ошибки подтверждается с помощью тестирования методом Монте-Карло на выборках, полученных после перемешивания и сдвига исходных данных.

Ключевые слова: математика и статистика, погрешность спутниковых данных, аномалии уровня моря, скорость ветра

1 Введение

Согласно последним исследованиям, за последние 150 лет уровень мирового океана поднялся в среднем на 25см [1], при этом прогнозируется, что в XXI-ом веке его скорость увеличения будет только возрастать [9]. Вследствие того, что жители многих стран (например, Австралии и Новой Зеландии) преимущественно проживают в прибрежных зонах, оказывается очень важной точность измерений уровня моря, на которую влияет множество климатических факторов, в том числе и скорость ветра. Кроме того, текущие значения уровня моря требуются для краткосрочного предсказания распространения штормов и ураганов, по причине чего необходимо уточнять прогнозы значений уровня моря во время штормов и сильных ветров. Смещение в определении уровня моря во время сильного ветра влияет в том числе и на оценку уровня мирового океана, которая учитывается в изучении процесса глобальных климатических изменений.

Отправной точкой данной работы является изучение зависимостей между скоростью ветра и аномалиями уровня моря в различных точках мирового океана. Было замечено, что часть данных об уровне моря содержит устойчивую положительную разницу между средними значениями, зафиксированными во время сильного и слабого ветра. При этом следует заметить, что

точный механизм измерения уровня моря со спутников неизвестен, в то время как проделанные эксперименты свидетельствуют о том, что данные, полученные спутниками, содержат систематические ошибки. Найденные ошибки должны быть учтены во время составления прогнозов в условиях как легкого бриза, так и шторма для корректировки ожидаемых погодных условий. С помощью метода Монте-Карло была проверена гипотеза значимости полученных наблюдений, и было доказано, что предположение о существовании положительной ошибки измерений аномалий уровня моря не может быть отвергнуто.

В последние годы в связи с развитием вычислительных мощностей и компьютерных методов анализа данных появилось множество исследовательских работ, уточняющих влияние штормов и других природных аномалий на повышение уровня моря. Сложно переоценить значимость подобных исследований для жителей прибрежных зон по всему миру. Так, в работе [4] авторы используют гидродинамическую модель для предсказания вероятности увеличения уровня моря вокруг побережья Австралии (см. [5]), а в рамках исследования [3] было установлено, что использование глубокой корреляции между средним уровнем моря (Mean Sea Level, MSL) и величиной прилива является ключевым моментом в составлении прогнозов погоды для прибрежных зон и, следовательно, в составлении прогнозов возможных наводнений и их последствий. При этом сочетание различных факторов, в том числе штормов, увеличения приливов и подъема MSL может увеличить риски возникновения негативных последствий. При этом в работе [3] указывается, что без учета фактора штормов увеличение приливов и уровня моря может привести к учащению возникновения аномалий, известных как "наводнения солнечного дня". В исследовании [7] авторы используют стационарный смешанный метод, разработанный в работе [8], для нахождения взаимосвязи между прибрежной спутниковой **альтиметрией** и соответствующими измерениями приливов, что позволяет получать карты значений уровня моря везде, где доступны данные о приливах. Данный метод (см. [7]) был успешно применен к Северному и Балтийскому морям и их прибрежным зонам для проведения тестирования по оперативному прогнозированию уровня моря. При этом первый глобальный повторный анализ штормов и экстремальных значений уровня моря, основанный на гидродинамической модели, приведен ещё в 2016 году [10]. Так, в указанной работе авторы использовали данные **GTSR**, которые покрывают прибрежные зоны всего мира и состоят из временных рядов, содержащих данные приливов и ожидаемых экстремальных значениях уровня моря. Также в работе [10] было показано, что предсказанные моделью значения в значительной мере согласуются с реальными наблюдениями, в то время как эффективность GTSR сходна с эффективностью многих региональных гидродинамических моделей. В другой работе [6] с помощью анализа **уравнения мелководья** было описано, как может изменяться прибрежный уровень моря в зависимости от сочетания факторов увеличения уровня моря, приливов, штормов и наводнений. Описанное изменение демонстрирует сильную пространственную и временную изменчивость и может достигать нескольких десятков сантиметров в зависимости от окружающей среды.

Во 2 разделе описываются входные данные для дальнейшей работы, тогда как в третьем разделе представлено описание первичного анализа выбранных данных. В результате было доказано, что положительные значения разницы средних аномалий уровня моря во время дней

с сильным ветром встречаются чаще, чем отрицательные. Затем формулируется главная гипотеза, основанная на описанных наблюдениях, и описывается идея моделирования процесса с помощью метода Монте-Карло для статистической проверки гипотезы на сдвинутых выборках. В 4 разделе описаны детали статистического теста, а также приведено подтверждение значимости выдвинутой гипотезы. В заключительном разделе формулируются главные результаты данного исследования.

2 Данные

В данном исследовании используется информация о скорости ветра [11] и аномалиях уровня моря [12], которые по определению показывают разницу между реальным уровнем моря и средними значениями для заданного времени и региона. Данные о скорости ветра доступны с перерывом в 6 часов между записями (в 0 часов дня, 6, 12 и 18 соответственно), однако данные аномалий уровня моря доступны с перерывом в 5 дней (в 12 часов дня). Поэтому были выбраны только те дни, в которые доступны оба вида данных, т.е. исходная выборка содержит записи из временного интервала с 1992/10/02 по 2018/10/26, раз в 5 дней, в 12:00 – всего 1903 наблюдения для каждой пары координат.

Однако проблема состояла в том, что координатные сетки [11] и [2] имеют различные размеры, вследствие чего их "узлы" соответствуют различным точкам пространства. Так, обе группы данных содержат записи, покрывающие все долготы – от 0 до 360 градусов, в то время как по широте сетка данных скорости ветра "шире" сетки данных аномалий уровня моря (-89...89 градусов против -80...80 градусов). Для того, чтобы совместить в пространстве различные точки координат, каждой точке координатной сетки данных скорости ветра сопоставляется ближайшая точка координатной сетки аномалий уровня моря, после чего считается, что данные про ветер и море были зарегистрированы в одной и той же точке пространства. Таким образом, используется только сетка координат скорости ветра, однако помимо уже описанного преобразования необходимо проделать ещё несколько шагов предварительной обработки данных, например, удалить записи с широтой больше 80 градусов по модулю, т.к. для них ближайшие точки сетки аномалий уровня моря будут одни и те же, и если их не удалить, то они будут многократно учтены в дальнейшей обработке. Также были удалены данные о записях, где отсутствует ближайшее значение уровня моря, т.к. эти точки пространства соответствуют суше и не учитываются в алгоритме обработки.

В итоге после предварительной обработки полученные данные о скорости ветра и аномалиях уровня моря покрывают диапазон от -80 до 80 градусов широты и от 0 до 360 градусов долготы. Всего описано 10237 исследуемых точек пространства, каждая из которых задана парой координат из сетки данных о скорости ветра.

Таблица 1: Количество выборок для каждой граничной скорости ветра

v_{border}	4/7	5/6	6/5	7/4	N	N_m
6.7 м/с	102157	133924	166726	194426	597233	589787
10 м/с	130140	122492	112221	93799	458652	454028
15 м/с	37814	17324	6676	2125	63939	63495

3 Метод

Для начала данные были разделены на 2 части в зависимости от скорости ветра. Первая часть соответствует дням с небольшим ветром, вторая часть состоит из данных с более высокой зафиксированной скоростью ветра. Предлагаются три границы v_{border} для описанного деления ветра на слабый и сильный. Первое значение – 6.7 м/с – соответствует умеренному ветру по шкале Бофорта, второе значение – 10 м/с – соответствует свежему ветру, а наиболее высокое значение границы из предложенных – 15 м/с – характеризуется как крепкий ветер. Во время изучения каждого из трех описанных случаев день, в который зафиксированная скорость ветра не меньше пограничной, называется в дальнейшем штормовым.

Первичный анализ выбранных данных состоит в сравнении средних значений аномалий уровня моря, зафиксированных в штормовые и спокойные дни. Для этого из данных были извлечены выборки особого вида, а точнее, каждая из выборок содержит 11 последовательных записей (с интервалом в 5 дней), которые включают от 4 до 7 записей, соответствующих штормовым дням. Точное полученное количество выборок для каждой граничной скорости ветра v_{border} приведено в таблице 1, где N – суммарное количество выборок для заданного в первой колонке граничного значения скорости ветра, при этом в первой строке указано соответствующее соотношение количества записей о штормовых и спокойных днях. Значения из последней колонки будут описаны и использованы позже.

Затем вычисляется разница X между средними значениями аномалий уровня моря для дней с высокой и низкой скоростью ветра для каждой выборки. В качестве результата было получено распределение величины X , которое показывает, что положительные значения величины X встречаются немного чаще аналогичных отрицательных значений (см. Рис. 1).

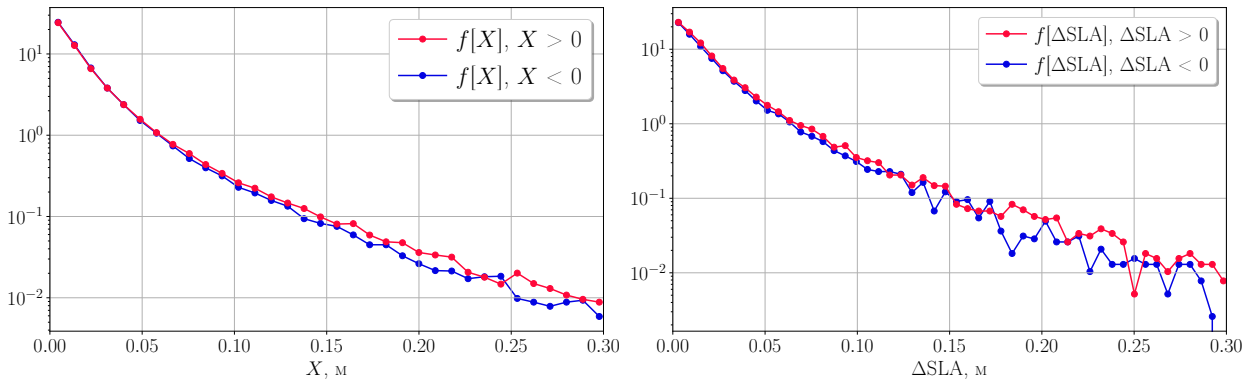


Рис. 1: Эмпирическая плотность величины X – разности средних аномалий уровня моря между штормовыми и спокойными днями (красная линия – положительные значения, синяя линия – отрицательные) для штормового ветра от 10м/с и 15м/с соответственно.

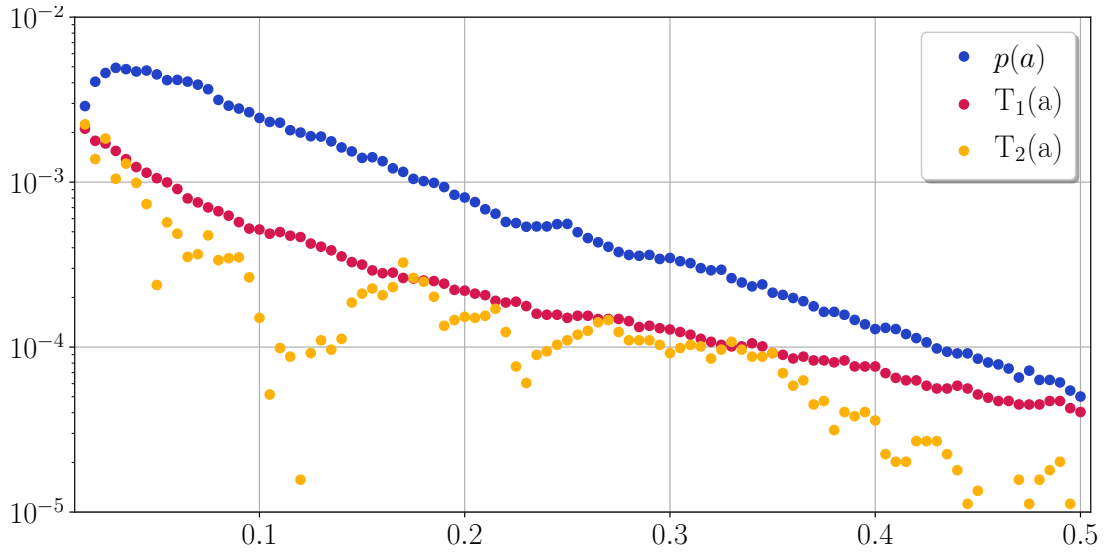


Рис. 2: Исходные значения величины $p(a)$ (синяя линия) и значения, полученные после тестов со случайными выборками (жёлтая и красная линии).

Вследствие получения описанных результатов была выдвинута гипотеза о том, что разница

$$p(a) = P(X \geq a) - P(X \leq -a) \quad (1)$$

где $P(A)$ это относительная частота события A для некоторого положительного числа a , статистически отличается от нуля. При этом значение $p(a)$ может быть интерпретировано как величина асимметрии распределения X , или как разница между площадями под красным и синим графиками для $x < a$ на Рис. 1. В то же время на Рис. 2 показано, что значения $p(a)$ положительны для всех значений параметра a . Для проверки данной гипотезы о статистической значимости величины $p(a)$ было проведено тестирование случайных выборок данных методом Монте-Карло, подробное описание которого представлено ниже.

4 Статистическая проверка

Для проведения теста со случайными выборками необходимо сохранить возможные временные и пространственные зависимости в данных, но убрать при этом влияние фактора скорости ветра на разность аномалий уровня моря для оценки реальных значений величины $p(a)$.

Затем следует описание получения нового набора данных, состоящего из перемешанных исходных данных со сдвигом для усиления эффекта случайности. Так, если исходная выборка, покрывающая 55 дней наблюдений, содержала записи под номерами $n, \dots, n + 10$, то соответствующая ей сдвинутая выборка будет содержать записи со сдвигом в 6 наблюдений относительно конца исходной выборки. То есть, новая выборка состоит из записей под номерами $n + 16, \dots, n + 26$, что соответствует сдвигу примерно в 3 месяца. Однако новые полученные выборки могут содержать пропуски или быть короче 11 записей, если суммарное количество записей в наборе не достигает $n + 26$, в случае чего некорректные выборки удаляются. Суммарное полученное количество сдвинутых выборок представлено в Таблице 1 в последней колонке.

После предварительной подготовки случайных выборок проводится 1000 тестов со случайным разделением каждой новой выборки на псевдо-штормовые и псевдо-спокойные дни.

Одна итерация статистического теста состоит из нескольких шагов. Для начала стоит вспомнить о том, что соотношение штормовых и спокойных дней для исходных выборок могло быть одним из $(\frac{4}{7}, \frac{5}{6}, \frac{6}{5}, \frac{7}{4})$, и необходимо сохранить математическое ожидание распределение данного отношения в случае сдвинутых выборок. Для этого подобное соотношение выбирается случайно с вероятностями соответственно $(\frac{n_1}{N}, \frac{n_2}{N}, \frac{n_3}{N}, \frac{n_4}{N})$, где $n_1 + n_2 + n_3 + n_4 = N$ – количество исходных выборок каждого вида, указанных в таблице 1, что позволяет приблизить математическое ожидание распределение данного соотношения к исходному. После этого можно производить следующие шаги тестирования, которые описаны ниже.

1. Для каждой сдвинутой выборки фиксируется описанное соотношение $\frac{k}{11-k}$, где $k \in [4, 5, 6, 7]$, после чего равновероятно выбирается k псевдо-штормовых дней из 11 записей выборки. Оставшиеся $11 - k$ дней считаются псевдо-спокойными.
2. Аналогично исходному алгоритму вычисляется разница между средними значениями аномалий уровня моря, зафиксированных в псевдо-штормовые и псевдо-спокойные дни.
3. Шаги 1-2 применяются ко всем N_m (см. Таблицу 1) сдвинутым выборкам, после чего получается набор значений $\{x_i\}$ величины X .
4. Если для некоторого параметра a среди найденных $\{x_i\}$ имеется m_1 значений x_i таких, что $x_i \geq a$, и m_2 таких, что $x_i \leq a$, то соответствующее значение искомой статистики $p(a)$ равно $\frac{m_1 - m_2}{N_m}$.
5. В качестве результата статистического теста предъявляется набор значений $p(a)$ для заранее заданного набора параметров a .

После проведения тестов было получено 1000 наборов значений $p(a)$, распределение которых сравнивается с реальными наблюдаемыми значениями. Для этого найденные значения сортируются в неубывающем порядке для каждого значения параметра a по отдельности, после чего выбирается 990-ое значение в каждой точке. Так, выбранные значения в среднем оказались меньше наблюдаемых, что показано на Рис. 2 (линия $T_1(a)$).

Тем не менее, кривая из 990-ых значений состоит из точек, полученных по результатам различных тестов. Вместо этого можно выбрать одну из 1000 полученных тестовых кривых после сортировки по некоторому аналогичному критерию "близости" значений к нулю. В качестве данного критерия было выбрано математическое ожидание $p(a)$ вдоль заданной кривой:

$$E(p(a)) = \sum_a (P(a < X < a + \Delta a) - P(-a - \Delta a < X < -a)) \cdot \Delta a \quad (2)$$

После этого находится 990-ая кривая (см. Рисунок 2, линия $T_2(a)$) в порядке неубывания математического ожидания $E(p(a))$, которая оказалась немного ниже как реальных значений, так и предыдущей описанной кривой, полученной по результатам тестов.

Таким образом, предполагается наличие статистической значимости наблюдаемых значений по сравнению с теми, которые были получены по результатам проведения 1000 тестов со случайными выборками и перемешиванием спокойных и штормовых дней. При этом помимо самого подтверждения статистической значимости также важно получить оценку обнаруженной ошибки измерений.

5 Ошибка измерений

Одним из важных моментов в анализировании разницы вероятностей $P(X \approx a) - P(X \approx -a)$ является численная оценка величины эффекта. Таким образом, следующим шагом является нахождение величины ошибки (в метрах) при разнице измерений уровня моря в штормовые и спокойные дни порядка a метров. Сравнение величин $\frac{P(X \approx a)a}{P(X \approx a) + P(X \approx -a)}$ и $\frac{P(X \approx -a)a}{P(X \approx a) + P(X \approx -a)}$, которые по смыслу являются ожидаемыми значениями, привело к итоговому вычислению индекса Жаккарда:

$$\text{err} = \frac{P(X \approx a) - P(X \approx -a)}{P(X \approx a) + P(X \approx -a)} \cdot a \quad (3)$$

В данном случае формулировка $X \approx a$ подразумевает, что $X \in (a - 2\Delta a, a + 2\Delta a)$, где Δa – это расстояние между соседними значениями параметра a , зафиксированными в предыдущих разделах. Таким образом, для оценки ожидаемой величины ошибки измерений применяется следующая формула:

$$\text{err} = \frac{P\{X \in (a - 2\Delta a, a + 2\Delta a)\} - P\{X \in (-2\Delta a - a, 2\Delta a - a)\}}{P\{X \in (a - 2\Delta a, a + 2\Delta a)\} + P\{X \in (-2\Delta a - a, 2\Delta a - a)\}} \cdot a \quad (4)$$

Полученные значения ожидаемой ошибки err для $v_{\text{border}} = 10\text{м/с}$ представлены на Рисунке 3. Следующим шагом является оценка разброса значений найденной величины, т.к. если ожидаемая дисперсия окажется больше приведенных значений величины ошибки, то найденный эффект во многом объясняется зашумленностью данных, а не реальной ошибкой.

Величина неопределенности для данной ошибки вдоль кривой, полученной после применения метода Монте-Карло, вычисляется стандартным образом. В предыдущем разделе было построено 1000 кривых для получения "теоретического" распределения $P\{X = a\}$ согласно гипотезе о том, что скорость ветра не влияет на измерения аномалий уровня моря. Пусть $M_i = M(a_i)$ – это среднее значение ожидаемой величины ошибки в точке a_i , вычисленное по 1000 значениям s_i^j в этой точке, тогда для каждой тестовой кривой вычисляется суммарное отклонение S^j ($j \in [1, \dots, 1000]$) от средних значений в каждой точке: $S^j = \sum_i (s_i^j - M(a_i))^2$. При необходимости можно отсортировать кривые по данному отклонению для того, чтобы в дальнейшем i -ое отклонение S_i означало i -ое значение в порядке неубывания. Затем полное отклонение S (для некоторого зафиксированного значения $S \in \{S^j\}$) нормируется таким образом, чтобы сумма коэффициентов неопределенности $\delta_i = \delta(a_i)$ равнялась $\sqrt{S_i}$. Для этого помимо среднего значения $M(a_i)$ было найдено стандартное отклонение $\sigma(a_i)$ вдоль 1000 соответствующих значений

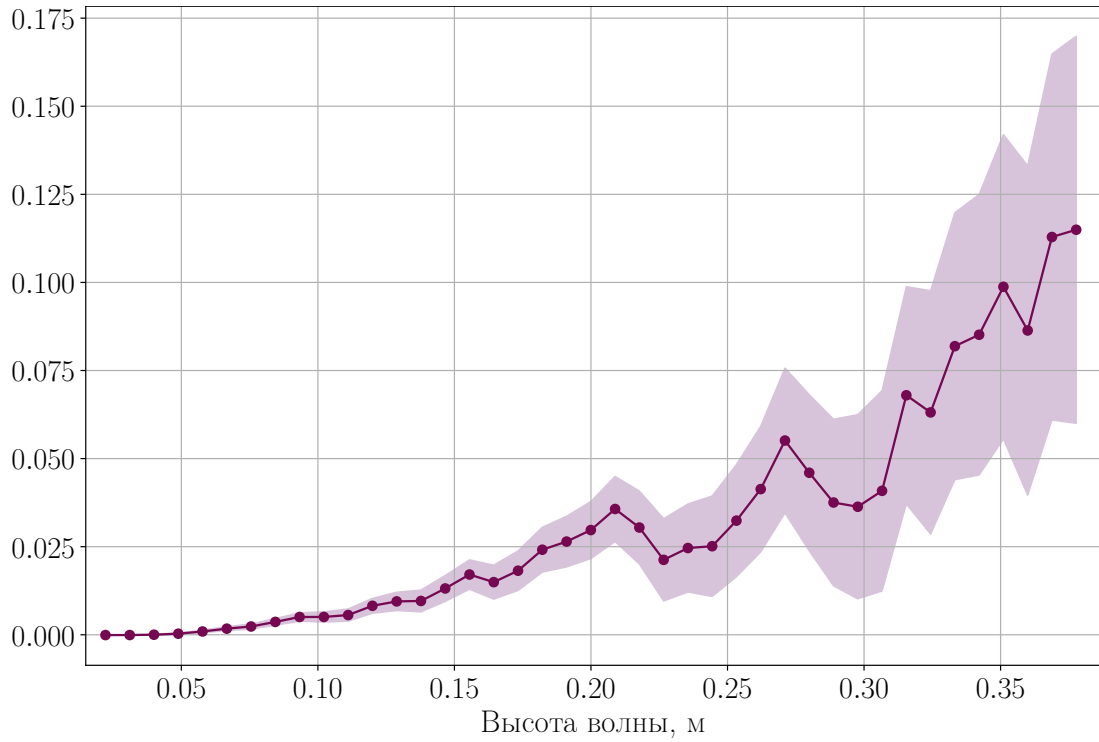


Рис. 3: Ожидаемая величина ошибки измерений аномалий уровня моря (фиолетовая линия) для $v_{border}=10\text{м/с}$, закрашенная область $\text{егг} \pm \delta_{990}$, показывает вероятный разброс значений.

для каждого параметра a_i .

$$\delta_i = \frac{\sigma(a_i)}{\sqrt{\sum_a \sigma^2(a)}} \cdot \sqrt{S} \quad (5)$$

Другими словами, дисперсия вдоль заданной функции составляет взвешенную сумму компонентов, где в качестве весов представлены стандартные отклонения. Для определения величины разброса (неопределенности) используется значение S_{990} , однако для уточнения выводов представлены также результаты с использованием значения S_{900} . Полученные значения $\text{егг} \pm \delta_{990}(a)$ изображены в виде закрашенной области на Рис. 3.

Согласно Рис. 3, величина ошибки егг возрастает с увеличением значения параметра a , при этом большие значения a скорее всего вызваны усилением ветра. Таким образом, получено подтверждение гипотезы о том, что более сильный ветер провоцирует возникновение большей ошибки измерений аномалий уровня моря. При этом увеличение нижней границы скорости ветра, считающегося штормовым, приводит к возрастанию величины ошибки (см. Рис. 4). Для $v_{border} = 10\text{м/с}$ оказывается непринципиальным, какой именно перцентиль S^j выбирать для нормировки δ_i , т.к. величина ошибки егг в любом случае оказывается заметно больше её предполагаемого разброса. Для 6.7м/с (см. Рис. 5) полученный эффект практически не виден как для S_{990} , так и для S_{900} , что может быть связано с недостаточно высокой скоростью ветра, выбранной в качестве граничной. Однако для $v_{border} = 15\text{м/с}$ эффект заметен меньше, чем при 10м/с , причем разброс ожидаемой величины ошибки возрастает сильнее с увеличением значений параметра a , что скорее всего, является следствием недостаточного количества исходных выборок для столь сильного ветра, что, в свою очередь, приводит к резкому увеличению неопре-

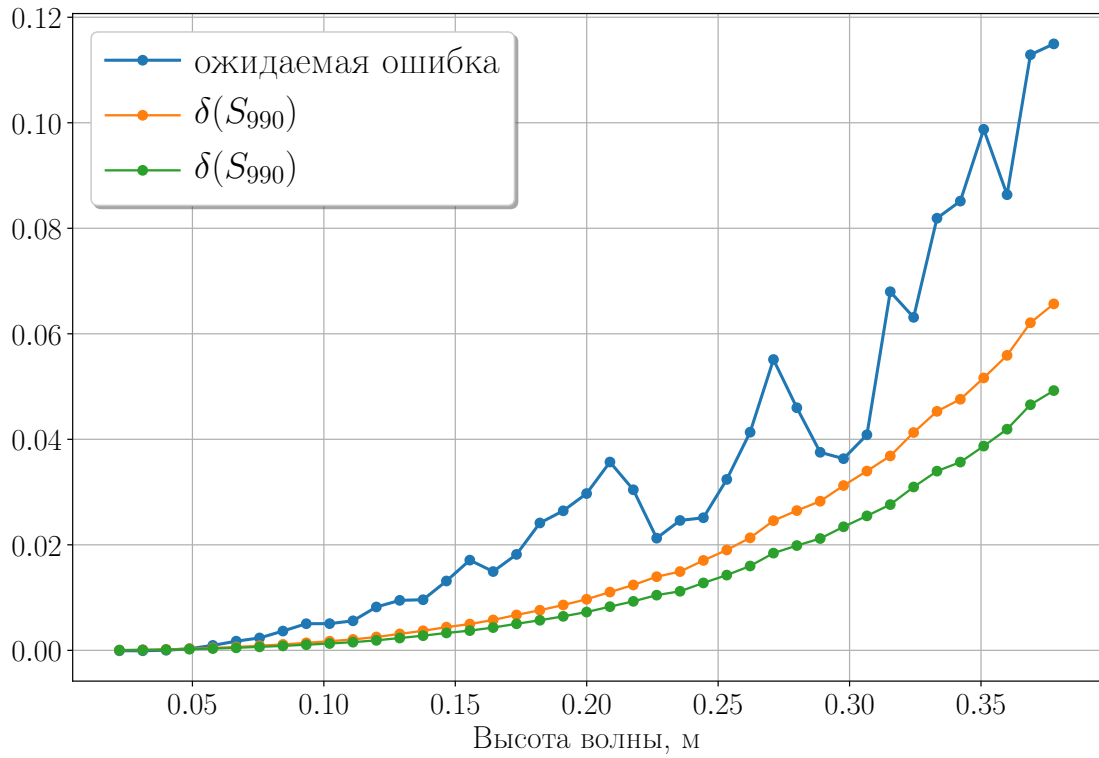


Рис. 4: Величина ожидаемой ошибки измерений (синяя линия), вероятный разброс значений δ_{990} и δ_{900} (оранжевая и зеленая линии) для $v_{border}=10\text{м/с}$.

деленности и росту разброса значений. Однако было замечено, что при увеличении граничной скорости ветра форма кривой от степенной изменяется до экспоненциальной, что видно по появлению выпуклости кривой в логарифмических осях в последнем случае.

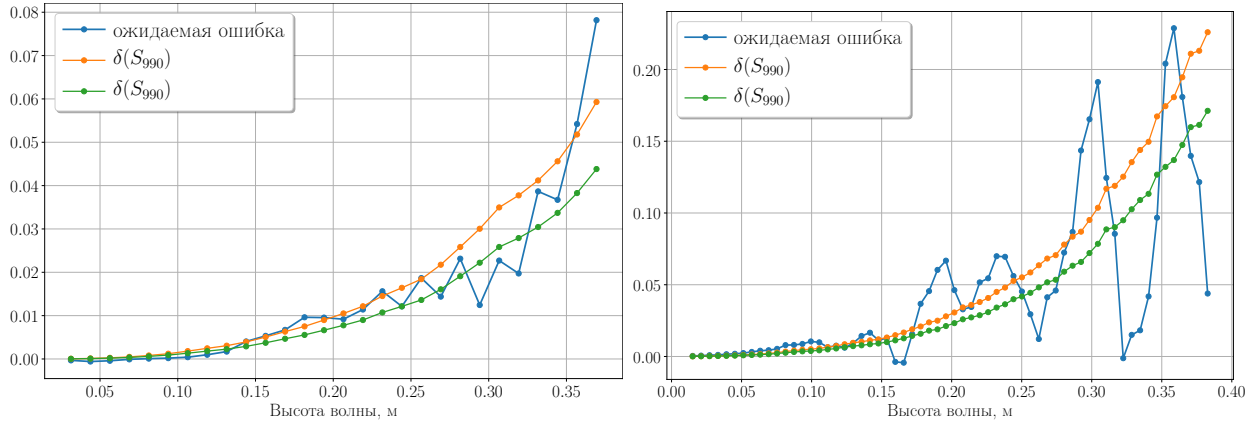


Рис. 5: Величина ожидаемой ошибки измерений (синяя линия), вероятный разброс значений δ_{990} и δ_{900} (оранжевая и зеленая линии) для $v_{border}=6.7$ и 15м/с соответственно.

6 Заключение

Таким образом, в данной работе было установлено наличие систематической ошибки в записях спутниковых данных уровня моря. Описанная ошибка является возрастающей функцией от скорости ветра, при котором проводятся измерения аномалий уровня моря. Разность изме-

рений, полученных при сильном и слабом ветре, была исследована в данной работе впервые, причем было установлено, что данная разница положительна. Обоснование данного утверждения проводилось с помощью анализа разности измерений в одной и тот же момент времени и точке пространства для того, чтобы считать измерения наблюдениями одинаково распределенных случайных величин. Исследуемые пространственно-временные интервалы были разделены на малые области, в каждой из которых вычислялась разница между средними измерениями аномалий уровня моря, зафиксированными при сильном и слабом ветре, после чего строилось распределение полученных величин X . После этого было показано, что построенное распределение имеет значительную асимметрию в сторону положительных значений. А точнее, если исключить небольшое количество значений X около нуля, то практически для всех остальных значений a и $-a$, доля которых превышает 0.9, частота наблюдений положительного значения a превышает частоту наблюдений отрицательного значения $-a$ ($\#\{X \approx a\} > \#\{X \approx -a\}$). Разница данных частот наблюдений невелика для каждого отдельного значения a , однако столь значительный "перевес" положительных значений убедителен, поскольку в сериях независимых подбрасываний монеты (independent Bernoulli trials) получить подобный "перевес" совершенно невероятно, даже если вероятность появления одной из сторон монеты больше половины. Вследствие этого устойчивость "перевеса" положительных значений свидетельствует о наличии смещения в записях аномалий уровня моря.

Статистическая значимость найденной систематической ошибки была проверена тестированием с помощью метода Монте-Карло, во время которого было установлено, что значимость неравенства $\#\{X \approx a\} > \#\{X \approx -a\}$ повышается с увеличением скорости ветра (Рис. 5).

После того, как было установлено наличие систематической ошибки измерений аномалий уровня моря, была получена оценка данной ошибки. Изменение аномалии уровня моря на a метров при ветре в $\geq v$ м/с содержит систематическую ошибку размером в $J_v(a) \cdot a$, где индекс Жаккарда $J_v(a) = (P_v(a) - P_v(-a)) / (P_v(a) + P_v(-a))$ определяется через эмпирические "вероятности" $P_v(a)$ и $P_v(-a)$ того, что разность аномалий уровня моря примерно равна a и $-a$ соответственно. Было показано, что индекс Жаккарда в данном случае значительно положителен, при этом с увеличением значения параметра v характер возрастания $J_v(a) \cdot a$ изменяется со степенного на экспоненциальный, причём динамика $J_v(a) \cdot a$ как функции от a определена с высокой точностью.

В свою очередь большая неопределенность значений $J_v(a)$ при конкретных значениях a обусловлена недостаточным количеством данных, вследствие чего следующим шагом для оценки измерений аномалий уровня моря является использование более точных и полных баз данных, общая временная протяженность которых короче, чем у использованных в данной работе, но измерения происходят на существенно более детализированной сетке пространства и времени, что в конечном итоге может дать более точную оценку размера систематической ошибки.

Полученное знание о величине систематической ошибки может оказаться полезным при составлении прогнозов распространения сильных штормов. Несистематическая ошибка устраняется путем осреднения измерений по пространству, после чего вычитание систематической ошибки приводит к оценке реальной высоты волны.

7 Список литературы

1. Bindoff, N. Observations : Oceanic Climate Change and Sea Level Coordinating Lead / Hanawa K. and Talley L. – USA: Cambridge University Press, 2007 – C.385-432.
2. California Institute of Technology. Sea-Level Anomaly // [Электронный ресурс] режим доступа: https://podaac-tools.jpl.nasa.gov/drive/files/allData/merged_alt/L4/cdr_grid, ограниченный.
3. Devlin, A.T. Coupling of sea level and tidal range changes, with implications for future water levels / Jay D.A. and Talke S.A. et al. // Scientific Reports – 2015 – vol.7.
4. Haigh, I.D. Estimating present day extreme water level exceedance probabilities around the coastline of Australia: tides, extra-tropical storm surges and mean sea level / Wijeratne E.M.S. and MacPherson L.R. et al. // Climate Dynamics – 2014 – vol.42 – C.121-138.
5. Haigh, I.D. Estimating present day extreme water level exceedance probabilities around the coastline of Australia: tropical cyclone-induced storm surges / Wijeratne E.M.S. and MacPherson L.R. et al. // Climate Dynamics – 2013 – vol.42 – C.139-157.
6. Idier, D. Interactions Between Mean Sea Level, Tide, Surge, Waves and Flooding: Mechanisms and Contributions to Sea Level Variations at the Coast / Bertin X. and Thompson P. et al // Surveys in Geophysics – 2019 – vol.40 – C.1603-1630.
7. Madsen, K.S. Blending of satellite and tide gauge sea level observations and its assimilation in a storm surgemodel of the North Sea and Baltic Sea / Høyer J.L., W. Fu and C. Donlon // Journal of Geophysical Research: Oceans – 2015 – vol.120.
8. Madsen, K.S. Near-coastal satellite altimetry: Sea surface height variability in the North Sea – Baltic Sea area // Geophysical Research Letters – 2007 – vol.34.
9. Meehl, G.A. Global climate projections / Stocker TF and Collins WD and Friedlingstein P and Gaye AT and Gregory JM and Kitoh A and Knutti R and Murphy JM and Noda A and Raper SCB and Watterson IG and Weaver AJ and Zhao ZC // Cambridge University Press – 2007 – C.747-845.
10. Muis, S. A global reanalysis of storm surges and extreme sea levels / Verlaan M. and Winsemius H. et al // Nature Communication – 2016 – vol.7.
11. National Climatic Data Center. Wind Speed // [Электронный ресурс] режим доступа: <http://nomads.ncdc.noaa.gov/data/cfsr/>, свободный.
12. The Texas Space Grant Consortium. Sea-Level Anomaly Concept // [Электронный ресурс] режим доступа: http://www.tsgc.utexas.edu/topex/activities/el_nino/sld005.html, свободный.