



## Estimation of wind power potential of the Gulf of Finland

**Monzikova, Anna K.; Kudryavtsev, V.N.; Larsen, Søren Ejling; Chapron, B.**

*Published in:*  
Proceedings of the Russian State Hydrometeorological University

*Publication date:*  
2013

*Document Version*  
Peer-review version

[Link back to DTU Orbit](#)

*Citation (APA):*  
Monzikova, A. K., Kudryavtsev, V. N., Larsen, S. E., & Chapron, B. (2013). Estimation of wind power potential of the Gulf of Finland. Proceedings of the Russian State Hydrometeorological University, (30), 116-133.

## DTU Library

Technical Information Center of Denmark

---

### General rights

Copyright and moral rights for the publications made accessible in the public portal are retained by the authors and/or other copyright owners and it is a condition of accessing publications that users recognise and abide by the legal requirements associated with these rights.

- Users may download and print one copy of any publication from the public portal for the purpose of private study or research.
- You may not further distribute the material or use it for any profit-making activity or commercial gain
- You may freely distribute the URL identifying the publication in the public portal

If you believe that this document breaches copyright please contact us providing details, and we will remove access to the work immediately and investigate your claim.

## Estimation wind power potential of the Gulf of Finland.

Anna K. Monzikova<sup>1</sup>, Vladimir N. Kudryavtsev<sup>1</sup>, Soren E. Larsen<sup>1,2</sup>, Bertran Chapron<sup>1,3</sup>

<sup>1</sup>*Russian State Hydrometeorological University,  
St. Petersburg, Russia*

<sup>2</sup>*Technical University of Denmark, Department of Wind Energy*

<sup>3</sup>*IFREMER*

An assessment of wind power potential of the eastern part of the Gulf of Finland and its seasonal variations are presented. Measurements taken from meteorological stations around the coastline are used as the input data. Calculations are based on the similarity theory for the atmospheric planetary boundary layer. Calculations of the wind power potential take into account effect of the atmospheric stratification over the water surface and peculiarities of the surface roughness in the presence of ice cover. Evaluations of the number of wind turbines needed to «replace» electricity production by typical CHP plants and Leningradskaya NPP are given.

**Keywords:** Wind transformation, coastal zone, planetary boundary layer, Gulf of Finland, wind energy.

### 1. Введение

Ветроэнергетика является перспективной областью энергетики, за счет своей экологичности и неиссякаемости. В Европе строительство ветряных парков идет полным ходом, и вклад ветровой энергии в энергетику стран Европы достигает 20%, но в России эта цифра составляет менее 0,1%.

Финский залив достаточно мелководен: в среднем его глубина составляет 40 метров, а в районе Невской губы – 8 метров. Поэтому большая часть его территории непригодна для судоходства и остается неиспользуемой. Однако такие условия хорошо подходят для установки ветрогенераторов, поскольку глубина на которую может устанавливаться мачта ветровой турбины не превышает 30 метров. Существуют технологии для установки «ветряков» на большие глубины, так называемые

плавучие ветрогенераторы, но стоимость их установки много больше, чем в случае неподвижных аналогов.

Для оценки экономической целесообразности постройки ветрового парка в том или ином месте необходимо исследование потенциальной ветровой энергии на выбранной территории, ее сезонных и климатических изменчивостей. В качестве «инструмента» для проведения такого типа исследований используются ветровые атласы заданного региона.

Ветровой атлас представляет собой карту ветровых ресурсов, а также данные измерений скорости и направления ветра и их частотное распределение. Атлас содержит информацию о ветровом потенциале на различных уровнях, соответствующих высотам турбин ветрогенераторов, обычно в пределах 30-100 метров, а также пространственные распределения, учитывающие расстояния от береговой черты, эффекты затенения прибрежными объектами (поселки, города) и особенностями рельефа.

Построение атласов осуществляется либо на основе модельных расчетов детальных полей ветра над заданной акваторией, либо на основе измерений полей скорости ветра высокого пространственного разрешения, полученных из данных спутниковых РСА. Наиболее полные исследования включают оба метода.

Процесс построения ветровых атласов высокого пространственного разрешения, учитывающих сезонную и межгодовую изменчивость ветрового поля, является трудоемким процессом, требующим значительных вычислительных ресурсов. Примеры расчета ветровых атласов могут быть найдены на [Nahman и др., 2012; Tammelin и др., 2013; Troen and Petersen 1989].

Поэтому, в мировой практике в качестве предварительной оценки обычно используется упрощенная методика, основанная на пространственно осредненной оценке ветроэнергетического потенциала заданного региона [Troen and Petersen 1989]. Основная идея упрощенной оценки состоит в использовании данных стандартных наблюдений на метеостанциях, окружающих интересующий регион, для оценки его ветроэнергетического потенциала.

Целью данной работы является оценка доступной ветровой энергии на акватории западной части Финского залива и ее сезонной изменчивости для последующего анализа целесообразности установки ветрогенераторов в данном регионе.

## 2. Методика расчета

За основу методики разработки ветрового атласа для финского залива брался стандартный, широко распространенный в мировой практике, метод оценки доступной ветровой энергии, разработанный в Датском Техническом Университете [Troen and Petersen 1989].

Идея этого метода заключается в том, что ветровой климат изучаемой области определяется на основе данных измерений с ближайших метеорологических станций, с использованием существующих моделей пограничного слоя и с учетом местных орографических особенностей.

Основные этапы методики следующие:

1. По данным метеонаблюдений (ветер и температура) на береговых станциях рассчитываются потоки тепла и количества движения с использованием стандартных формул

$$F_{\theta} = -C_{\theta}U(\theta - \theta_s) \quad (1)$$

$$\tau = \rho C_D U^2 \quad (2)$$

где  $C_{\theta}$  и  $C_D$  - коэффициенты теплопередачи и сопротивления основанные на теории подобия Монина-Обухова (см приложение для деталей);  $U$ ,  $\theta$  - значения средней скорости и температуры на некотором уровне,  $\theta_s$  - температура поверхности.

2. По рассчитанным потокам (1), (2) определяются характеристики на верхней границе планетарного погранслоя с использованием законов сопротивления (3)-(5) [Garrat 1994]:

$$G = \frac{u_*}{\kappa} \sqrt{\left[ \ln \left( \frac{u_*}{f z_0} \right) - A \right]^2 + B^2} \quad (3)$$

$$\sin \alpha = -\frac{B u_*}{\kappa G} \quad (4)$$

$$\frac{\Delta \theta_{PBL} \kappa_T}{\theta_*} = \ln \left( \frac{h}{z_0} \right) - C \quad (5)$$

Где  $u_* = \sqrt{\tau}$  - динамическая скорость;  $\theta_* = -F_\theta / u_*$  - турбулентный масштаб температуры;  $G$  - скорость геострофического ветра;  $\alpha$  - угол между приземным ветром и геострофическим;  $f$  - параметр Кориолиса;  $h$  - высота приземного слоя атмосферы;  $\kappa$  и  $\kappa_T$  - постоянная Кармана для момента движения и тепла соответственно;  $\Delta \theta_{PBL} = \theta_H - \theta_s$  - прирост температуры через ППС;  $z_0$  - параметр шероховатости поверхности (необходимые для расчетов параметры шероховатости поверхности приведены в таблице 1);  $A$ ,  $B$  и  $C$  - безразмерные универсальные функции, зависящие от стратификации. В литературе приводятся различные параметризации универсальных функций (см. например [Zilitinkevich 1989]). Однако в данной работе мы используем их параметризации предложенные в Brown (1982). Для нейтральной стратификации в качестве альтернативы мы так же будем использовать значения  $A=1.8$ ,  $B=4.5$  и  $C=0$  соответственно [Troen and Petersen 1989].

Основным предположением рассматриваемой методики является то, что параметры атмосферы на верхней границе планетарного пограничного слоя (ППС) на масштабах акватории полагаются постоянными. Изменения характеристик приводной части погранслоя, связанные с его трансформацией при пересечении границы раздела земля-вода, локализованы в нижней части ППС, в так называемом внутреннем погранслое, толщина

которого увеличивается по мере удаления ветрового потока от границы раздела (см. например [Garra 1994]). Однако, в рамках данной упрощенной методики, трансформация ППС не учитывается, а полагается, что в каждой точке над водной поверхностью ППС находится в равновесном состоянии, параметры которого определяются параметрами свободной атмосферы и локальными аэродинамическими свойствами подстилающей поверхности моря.

Соответственно следующим шагом методики является:

3. Расчет по соотношениям (3)-(5) динамической скорости и потоков тепла на морской поверхности по известным параметрам геострофического потока, а так же известной температуре морской поверхности. В данных расчетах параметр шероховатости рассчитывается по формуле Чарнока [Charnock 1955]:

$$z_0 = C_z \frac{u_*^2}{g} \quad (6)$$

где константа  $C_z$  равна 0,015.

4. Для расчета профилей скорости ветра в приводной части ППС использовался логарифмический закон:

$$u(z) = \frac{u_*}{\kappa} \left( \ln \left( \frac{z}{z_0} \right) - \psi_u \left( \frac{z}{L} \right) \right) \quad (7)$$

где  $\psi_u$  - универсальная функция стратификации (см. приложение), которая для нейтральной стратификации равна нулю;  $L$  - масштаб длины Монина-Обухова.

Таким образом, зная измерения на метеостанциях, мы через законы сопротивления ППС (3)-(5) можем рассчитать профили скорости ветра (7) и соответственно ветровой потенциал на интересующей нас высоте над уровнем моря. Этот метод сильно упрощенный и используется лишь для предварительной оценки ветрового потенциала.

Для расчетов параметров геострофического потока по данным метеостанций соотношениям, используются параметры шероховатости поверхности приведенные в таблица 1 [Troen and Petersen, 1989]. При составлении ветрового атласа по данным метеоизмерений обычно используется класс шероховатостей 1.

*Таблица 1. Классификация шероховатости поверхности и соответствующие значения параметра шероховатости.*

<b>z0 [м]</b>	<b>Описание поверхности</b>	<b>Класс шероховатости</b>
<b>1.00</b>	Город	
<b>0.80</b>	Лес	
<b>0.40</b>	Маленькие города	<b>3</b> (0.40 m)
<b>0.30</b>	Лесная полоса	
<b>0.10</b>	Частично открытый ландшафт	<b>2</b> (0.10 m)
<b>0.03</b>	С/х угодья с несколькими зданиями/деревьями	<b>1</b> (0.03 m)
<b>0.01</b>	Взлетно-посадочные полосы	
<b>0.008</b>	Скошенная трава	
<b>0.005</b>	Голая почва (гладкая)	
<b>0.001</b>	Снежная поверхность (гладкая)	
<b>0.0003</b>	Песок	
<b>&lt;0.0002</b>	Открытая вода	<b>0</b> (0.0002m)

### 3. Характеристика исходных данных для Финского залива

#### 3.1. Данные.

Для оценки ветрового климата использовались данные метеорологических измерений с метеостанций расположенных достаточно близко к береговой линии залива. Перечень этих станций приведен в таблице 2. На рис. 1 изображена исследуемая область Финского залива и расположение метеостанций.

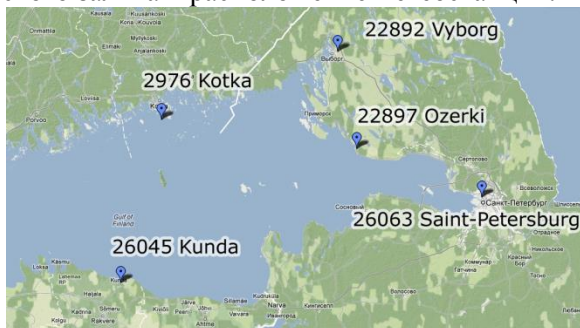


Рис 1. Область исследований и расположение метеостанций.

Таблица 2. Список метеорологических станций, использовавшихся в анализе.

Номер станции	Расположение	Период данных измерений
26045	Кунда, Эстония	01.01.2003-31.12.2012
2976	Котка, Финляндия	01.01.2001-01.01.2011
22897	Озерки, ЛО, РФ	01.01.2003-15.06.2004, 31.08.2012-31.12.2012
22892	Выборг, ЛО, РФ	01.01.2003-31.12.2012
26063	Санкт-Петербург, РФ	01.01.2003-31.12.2012

Данные станций содержат информацию о скорости и направлении ветра на высоте 10 м и данные о температуре на высоте 2м, измеряемые 4 раза в сутки, за периоды времени указанные в таблице.

На основе имеющихся данных, по методике, описанной в параграфе 2, были проведены расчеты скорости и направления геострофического ветра для каждой станции за каждый срок. Затем для каждого срока был рассчитан средний между этими станциями поток геострофического ветра. Этот осредненный



поток использовался для нахождения поля ветра над поверхностью Финского залива и для расчета плотности кинетической энергии ветрового потока. Местность, на которой расположены метеорологические станции, мы отнесли ко 2-му классу шероховатости, и, согласно таблице 1 приняли параметр шероховатости на станциях равным 0,1 м.

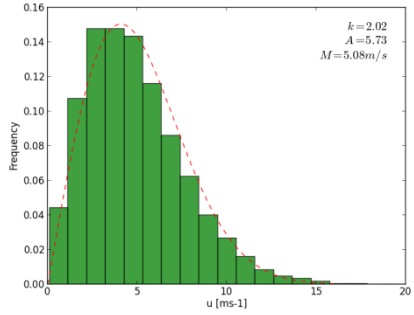
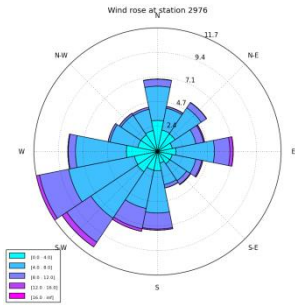
В расчетах параметров геострофического потока по (3)-(5) мы пренебрегли влиянием стратификации. Основанием для этого является тот факт, что нас в первую очередь интересуют большие скорости ветра, при которых влияние «типичной» стратификации атмосферы на профили ветра над сушей незначительно.

В то же время, при расчетах ППС над морем, разница между температурами воды и пришедшей воздушной массы может быть достаточно значима, особенно в зимний и летний периоды, что может приводить к заметным эффектам стратификации на профили ветра. Летом это приводит к преимущественно устойчивой стратификации ППС (и, соответственно, - к замедлению ветра), а зимой к неустойчивой (соответственно - к ускорению ветра). В качестве температуры водной поверхности брались данные о среднемесячной температуре водной поверхности в центре финского залива (для точки с координатами 60,15° с. ш. 26,96° в. д., данные за 1900—2004 годы [15]).

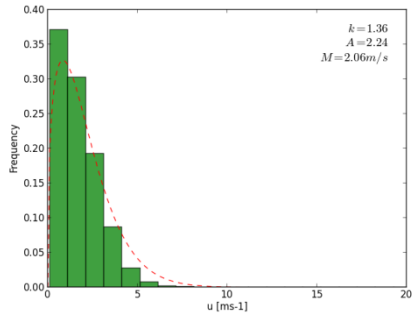
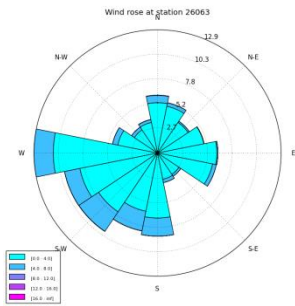
Для условий поверхности свободной ото льда, параметр шероховатости задавался по формуле Чарнока. В зимний период, когда залив покрыт льдом, параметр шероховатости задавался в пределах от  $10^{-4}$  до  $10^{-5}$  м.[Seifert and Langleben 1972; Untersteiner and Badgley 1965].

### **3.2. Характеристики поля ветра на станциях.**

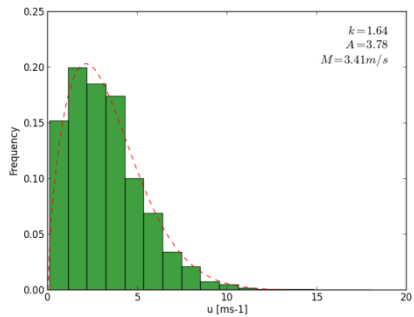
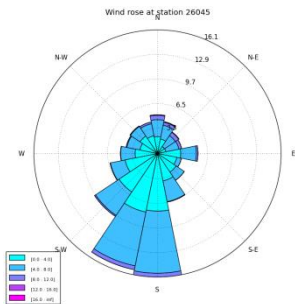
На основе данных с метеорологических станций, расположенных на побережье финского залива были построены розы ветров за 10-ти летний период (см рис. 2 а - д). Эти данные в среднем показывают преобладание ЮЮЗ и ЮЗ ветров. Так же можно отметить что ветра, дующие со стороны водной поверхности, имеют большую скорость, нежели ветра, дующие с суши. Т.е. наблюдается эффект разгона ветра над водной поверхностью за счет меньшего параметра шероховатости.



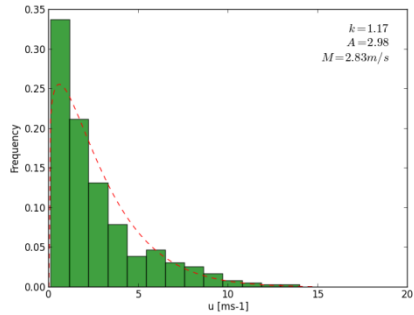
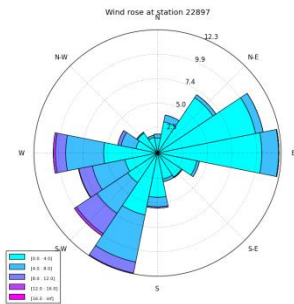
a)



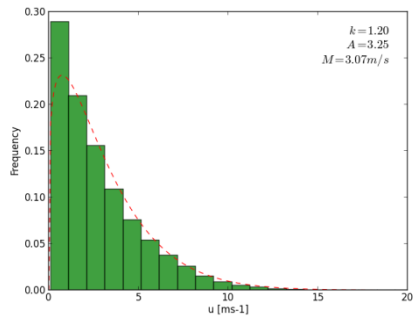
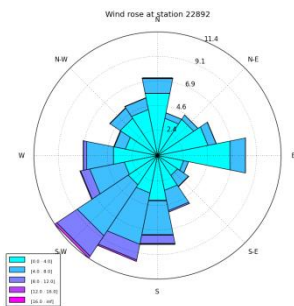
b)



c)



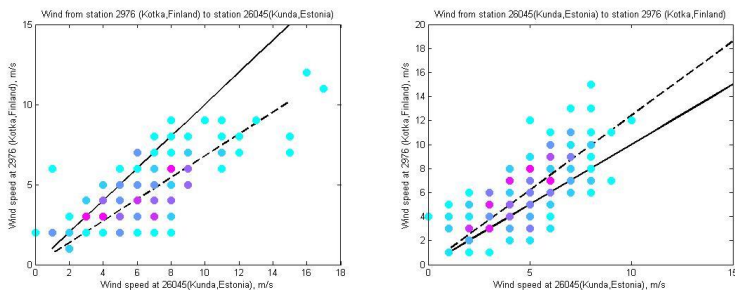
з)



д)

**Рис 2.** Роза ветров и вероятностное распределение скорости ветра на станции а) Котка (Finland), б) в городе Санкт-Петербург, в) Kunda (Estonia), г) Озерки, д) Выборг.

На рисунке 3 представлена связь скорости ветра измеренной на станции Кунда и скорости измеренной на станции Котка, в случаях, когда ветер дул от одной станции к другой. Эти станции расположены друг напротив друга, на северном и южном побережье Финского залива. На графиках можно увидеть что, когда ветер дул с южного берега на северный, скорость, измеренная на северном побережье, на станции Котка, в среднем, была выше скорости, измеренной на южном побережье, на станции Кунда. В случае потока с севера на юг, наблюдается аналогичная ситуация.



**Рис 3.** Диаграммы рассеяния скоростей ветра наблюдавшихся на станции Kotka и Kunda, в случае ветра, дующего в направлении от станции Kotka до станции Kunda (слева) и наоборот (справа).

Как было установлено, распределение плотности вероятности изменений скорости ветра хорошо аппроксимируется функцией распределения вероятностей Вейбулла:

$$f(u) = \frac{k}{A} \left(\frac{u}{A}\right)^{k-1} \exp\left[-\left(\frac{u}{A}\right)^k\right] \quad (8)$$

Где  $f(u)$ -вероятность наблюдения ветра со скоростью  $u$ .  $A$  - параметр масштаба, имеет размерность скорости и пропорционален средней скорости ветра,  $k$  – параметр формы, определяет ширину кривой распределения. Значение параметров аппроксимирующих наблюдаемые плотности приведены на рис. 2  $a - \delta$ .

На стандартной высоте измерения 10 м, среднемесячные скорости ветра находятся в пределах 1,5-7 м/с (рис. 4). Минимальные среднемесячные скорости ветра наблюдаются на станции в городе Санкт-Петербург, что вполне объясняется расположением станции в черте города. Максимальные значения наблюдаются на станции Kotka, расположенной на северном побережье Финского залива. Тут скорость ветра имеет ярко выраженный годовой ход, с минимумом в летние месяцы- 4 м/с и максимумом в зимние ~ 6 м/с.

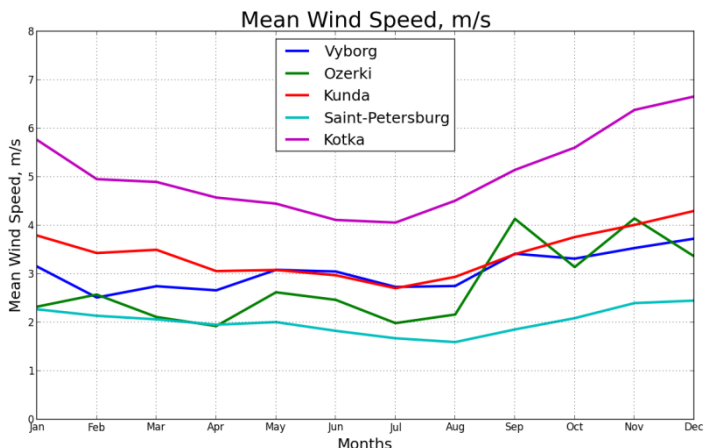


Рис 4. Среднемесячные значения скорости ветра на станциях.

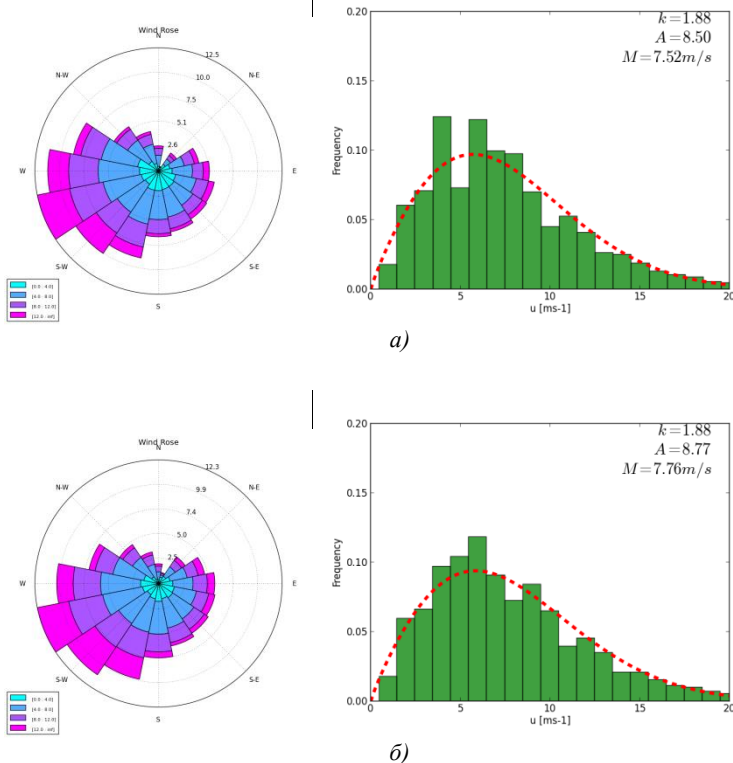
### 3.3. Характеристика поля ветра над Финским заливом

Исходные данные на метеостанциях были использованы для оценки осреднённых характеристик поля ветра над Финским заливом и его сезонной изменчивости. В ходе работы были проведены четыре эксперимента по расчету ветра над Финским заливом. Во всех экспериментах атмосфера над метеорологическими станциями считалась нейтрально стратифицированной.

Первый эксперимент был проведен согласно стандартному методу [Troen and Petersen, 1989]. Параметры  $A$  и  $B$  в уравнениях (3), (5) считались постоянными и равными 4.5 и 1.8 соответственно. Второй эксперимент был проведен на основе двухслойной модели ППС (см приложение) [Brown 1982].

Осредненный с применением «стандартного» метода поток геострофического ветра над финским заливом показан на рис. 9. На рис 10 показан поток осредненный с применением двухслойной модели ППС. Модель дает большие значения скорости геострофического ветра нежели «стандартный» метод. Так средняя геострофическая скорость в случае расчета моделью Брауна равняется 7,3 м/с, а при расчетах «стандартным» методом 4,8м/с.

Отметим, что, как и в случае с наземными измерениями, распределение скоростей геострофического ветра неплохо аппроксимируется функцией распределения вероятностей Вейбулла. Параметры приведены на рис. 5.



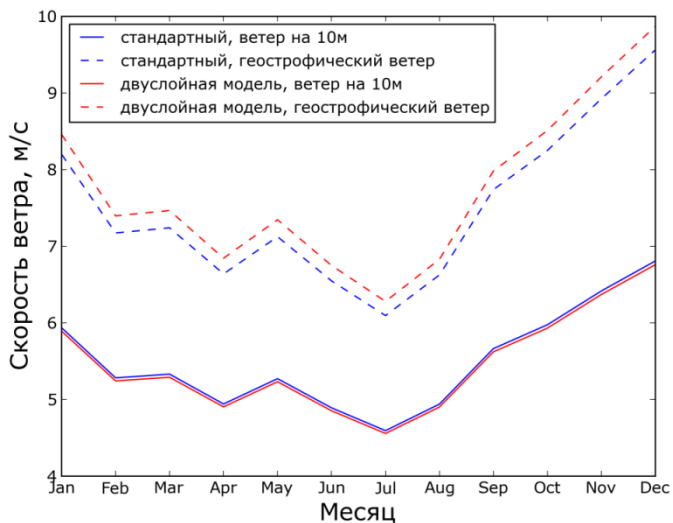
**Рис 5.** Роза ветров и вероятностное распределение скорости ветра для усредненного геострофического потока а) полученного «стандартным» методом, б) полученного при помощи двухслойной модели

Построенные по двум методам геострофические скорости использовались далее для оценки приводного ветра над Финским заливом. Здесь так же приведены два тестовых расчета.

В первом случае атмосфера считалась нейтральной и над водной поверхностью, во втором случае стратификация атмосферы над водной поверхностью рассчитывалась из разностей

температур воздуха и поверхности воды. В этих экспериментах так же учитывалось наличие ледяного покрова. Было принято, что параметр шероховатости льда принимает значения в пределах от  $10^{-5}$  м до значений близких к параметру шероховатости морской поверхности  $\sim 10^{-4}$  м.

На рис. 6 приведены среднемесячные скорости ветра над Финским заливом (нейтральная стратификация). Можно видеть, что отличия в скоростях ветра, полученных по двум разным методам, уменьшается при приближении к поверхности и приводные значения скорости ветра практически не отличаются. Скорость ветра над заливом имеет сезонный цикл, с минимумом скорости в летний период и максимумом – в зимний.



**Рис 6.** График среднемесячных значений скоростей геострофического ветра и ветра на высоте 10м над водной поверхностью при нейтральной стратификации. Синим цветом обозначены результаты, рассчитанные «стандартным» методом; красным цветом – при помощи двуслойной модели.

#### 4. Ветроэнергетический потенциал Финского залива.

Одной из основных характеристик ветроэнергетического потенциала является мощность ветрового потока  $P$ , приходящая на единицу площади в единицу времени. Она пропорциональна кубу скорости ветра и для заданной высоты рассчитывается следующим образом:

$$P = \langle \frac{1}{2} \rho F(U) U^3 \rangle \quad (9)$$

Где  $U$  – скорость ветра на заданной высоте,  $F(U)$  – кривая мощности для конкретной турбины,  $\rho$  – плотность воздуха,  $\langle \dots \rangle$  – означает осреднение за период времени, обычно усредняется за год. Если мы зададим,  $F(U) = 1$  получим кинетическую энергию воздушной массы.

Среднюю скорость  $M$  (м/с) и среднюю плотность кинетической энергии ветра  $P$  (Вт/м<sup>2</sup>) также можно вычислить, зная параметры распределения  $A$  и  $k$ :

$$M = A \Gamma \left( 1 + \frac{1}{k} \right) \quad (11)$$

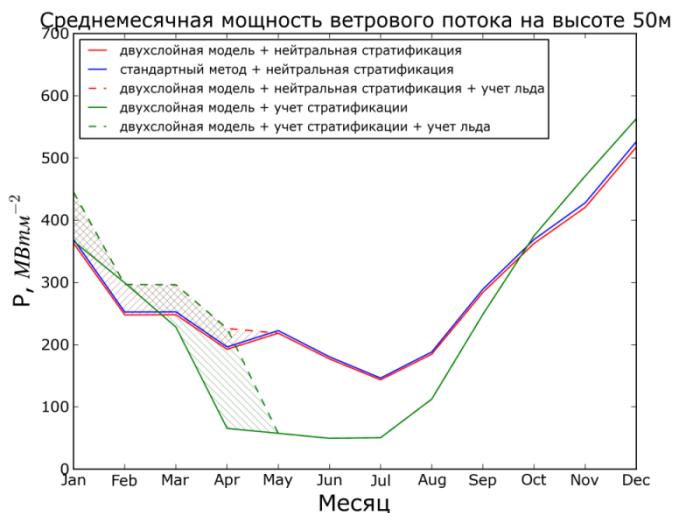
$$P = \frac{1}{2} \rho A^3 \Gamma \left( 1 + \frac{3}{k} \right) \quad (12)$$

Где  $\Gamma(x) = \int_0^{+\infty} t^{x-1} e^{-t} dt$  – гамма функция,  $\rho$  – плотность воздуха в кг/м<sup>3</sup>.

По результатам всех экспериментов был построен график годовой изменчивости среднемесячных значений потока ветровой энергии на высоте 50 метров (рис. 7). На графике хорошо виден годовой ход мощности ветрового потока, с минимальными значениями в летние месяцы и максимальными в зимние. Штриховкой на графике показано возможное увеличение ветровой



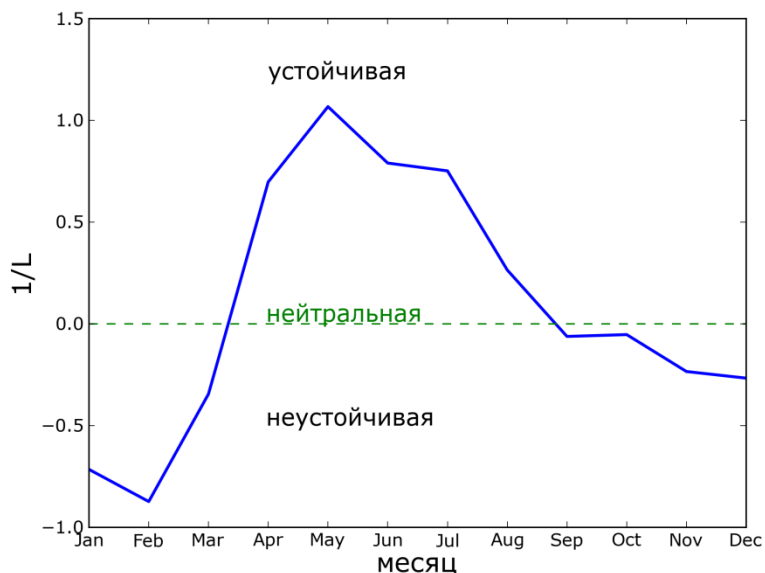
энергии, вызванное присутствием ледового покрова в зимнее время года.



**Рис 7.** График среднемесячных значений кинетической энергии ветра  $P$  [ $\text{Вт}/\text{м}^2$ ]. Синей линией обозначены результаты, рассчитанные «стандартным» методом; красными линиями – при помощи двухслойной модели, без учета стратификации; синими линиями – при помощи двухслойной модели, с учетом стратификации над водой. Пунктирной линией обозначены результаты с учетом ледового покрова.

На графике видно, что выбор коэффициентов А и В при нейтральной стратификации практически не влияет на результаты оценки доступной ветровой энергии. Включение эффекта стратификации за счет учета разницы между температурами воздуха и водной поверхности дает большую амплитуду в годовом ходе мощности ветрового потока. Так, летом значения кинетической энергии ветра значительно ниже, чем при нейтральной стратификации, а зимой выше. Это объясняется тем, что летом над поверхностью залива преобладает устойчивая стратификация (рис.8), а значит при тех же значениях геострофического ветра, приземный ветер будет меньше, чем при нейтральной стратификации. Зимой же в большинстве случаев

наблюдается неустойчивая стратификация атмосферы, что соответствует большим скоростям ветра.



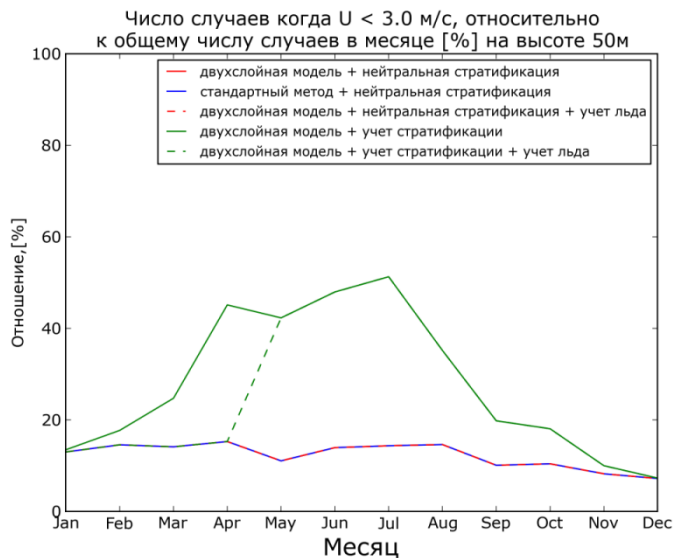
*Рис 8. График годового хода осредненных за месяц значений стратификации атмосферы над Финским заливом, полученный в результате модельных расчетов.*

При наличии льда на поверхности залива, в связи с меньшим, по сравнению с водой, параметром шероховатости поверхности льда, модель дает большие значения мощности ветрового потока в зимние месяцы. В тестовых расчетах, учитывающих стратификацию атмосферы, при наличии ледового покрова, температуру поверхности льда принимали равной температуре воздуха, т.е. атмосфера считалась нейтрально стратифицированной.

Распределение плотности вероятности позволяет определить частоту встречаемости различных пороговых значений скорости ветра, что важно, поскольку ветровые турбины работают в определенных диапазонах скоростей ветра. Обычно минимальное пороговое значение, ниже которого энергия не вырабатывается,

составляет 3-4,5 м/с. Верхний порог составляет 20-36 м/с. А максимальная вырабатываемая энергия приходится на значения скоростей 11-16 м/с.

На рис. 9 показано количество случаев в месяце, когда рассчитанный ветер на высоте 50 м меньше порогового значения в 3 м/с. Выраженно в процентах относительно к общему количеству случаев.



**Рис 9.** Процентное отношение количества дней в месяце, когда скорость ветра на высоте 50 м меньше порогового значения ветрогенератора.

Анализируя годовой ход мощности ветрового потока над Финским заливом, можно сделать вывод, что в период с сентября по март наиболее эффективен для ветроэнергетического потенциала. Поскольку именно в холодное время года потребление электроэнергии максимально, такая особенность ветрового режима, несомненно, является благоприятной.



**Рис 10.** График среднемесячных значений мощности, рассчитанных для турбины V90-3.0 MW Offshore.

Для примера была рассчитана мощность, которую бы вырабатывала ветровая турбина V90-3.0 MW Offshore, установленная в Финском заливе на высоте ~80 метров (рис. 10). В качестве исходных данных использовались результаты, полученные при расчете двухслойной моделью при нейтральной стратификации.

Данная модель турбины имеет установленную мощность в 3 МВт и достигает ее при скорости ветра 15 м/с. Установленная мощность - это мощность, которую мог бы вырабатывать генератор, если бы использовался на 100%. В европейских условиях коэффициент использования установленной мощности (КИУМ) для ветростанций равен около 25%.

Фактическую мощность, вырабатываемую ветрогенератором можно рассчитать по формуле:

$$P = \left\langle \frac{1}{2} \rho U^3 \right\rangle \cdot S \cdot C_{eff} \quad (13)$$

где S – площадь охватываемая лопастями турбины (в нашем случае диаметр лопастей равен 90 метрам и площадь 6362 м<sup>2</sup>), C<sub>eff</sub>

- предел эффективности ветровой турбины, согласно закону Бэца не может превышать 59,3%, для ветрогенераторов в среднем равен 25%.

Средняя энергия, которую бы вырабатывала за год эта модель ветрогенератора, составляет  $\sim 4317$  МВтч. Для сравнения Центральная ТЭЦ в Санкт-Петербурге, с установленной мощностью 75,5 МВт, за 2011 год выработала 438263 МВтч [14], и что бы выработать такое же количество энергии потребуется ветропарк из 101 ветрогенераторов модели V90-3.0 MW Offshore. Для того чтобы заменить выработку электроэнергии Северной ТЭЦ, с установленной мощностью 500 МВт, которая составила в 2011 год 2317602 МВтч энергии [14], потребуется 536 турбин. Для выработки энергии ветряным парком сравнимой с проектной годовой выработкой электроэнергии Ленинградской АЭС равной 28 млрд кВтч, понадобится почти 6500 ветряных турбин.

## **5. Заключение**

В работе сделана пространственно осредненная оценка ветроэнергетического потенциала Финского залива и его сезонной изменчивости. Показано, что учет эффекта стратификации атмосферы над водной поверхностью важен для оценки кинетической энергии ветра. Наличие ледового покрова в зимние месяцы приводит к уменьшению параметра шероховатости поверхности и увеличению скорости ветрового потока, и, следовательно, увеличению ветроэнергетического потенциала в зимние месяцы. Приведены оценки числа ветрогенераторов необходимых для компенсации электроэнергии, генерируемой «типичными» ТЭЦ и Ленинградской АЭС

Приведенные в работе расчеты не учитывают эффекты затенения и разгона ветрового потока в прибрежной зоне при смене подстилающей поверхности с суши на воду. Однако, такого типа эффекты проявляются даже в данных стандартных метеоизмерений, и могут быть существенны для оценок ветроэнергетического потенциала. Поэтому, развитие исследований в данном направлении должно быть связано с построением ветрового атласа, учитывающего пространственную

изменчивость поля скорости ветра вблизи береговой черты, связанной с эффектами затенений и разгонов воздушного потока.

Данная работа проведена при финансовой поддержке гранта Правительства РФ № 11.G34.31.0078 для государственной поддержки научных исследований, проводимых под руководством ведущего ученого в РГГМУ.

## 6. Приложение.

### 6.1 Универсальные функции

В модели ППС эффект стратификации атмосферы учитывается через универсальные функции теории подобия Монина-Обухова, -  $\Phi_u$ ,  $\Phi_t$  и связанные с ними функции  $\psi_u$ ,  $\psi_t$ ;

$$\Phi(z/L) = 1 - \psi'(z/L) \frac{z}{L} \quad (17)$$

Для их расчета использовались следующие эмпирические выражения [Dyer 1974; Yaglom 1977]:

При  $\frac{z}{L} < 0$  (неустойчивая стратификация):

$$\Phi_u = \frac{1}{X} \quad (18)$$

$$\Phi_t = \frac{1}{X^2} \quad (19)$$

$$\psi_u = 2 \ln \left( \frac{1+X}{2} \right) + \ln \left( \frac{1+X^2}{2} \right) - 2 \operatorname{arctg}(X) + \frac{\pi}{2} \quad (20)$$

$$\psi_t = 2 \ln \left( \frac{1+X^2}{2} \right) \quad (21)$$

где  $X = (1 - C_1 \frac{z}{L})^{1/4}$

При  $0 < \frac{z}{L} \leq 1$  (устойчивая стратификация)

$$\Phi_u = \Phi_t = 1 + C_2 \frac{z}{L} \quad (22)$$

$$\psi_u = \psi_t = -C_2 \frac{z}{L} \quad (23)$$

где константы  $C_1$  и  $C_2$  равны 16 и 5 соответственно.

## 6.2 Универсальные функции для ППС.

Экстраполяция данных измерений производилась при помощи двухслойной модели планетарного пограничного слоя, предложенной в работе Brown (1982). Модель полуэмпирическая, описание приземного слоя в ней основано на теории подобия, а описание экмановского слоя - аналитическое. Законы сопротивления получаются путем решения уравнений для экмановского слоя, и приравниванием потоков тепла и количества движения на границе между логарифмическим и экмановским слоем.

Параметры  $A$ ,  $B$  и  $C$  в данной модели рассчитываются по формулам:

$$A = -B + \psi_u(\zeta) - \ln\left(\frac{hf}{u_*}\right) \quad (24)$$

$$B = \frac{1}{2\varepsilon} \Phi_u(\zeta) \quad (25)$$

$$C = \left(1 - \frac{1}{\varepsilon}\right) \Phi_t(\zeta) + \psi_t(\zeta) - \ln\left(\frac{hf}{u_*}\right) \quad (26)$$

Где  $\zeta = \frac{h}{L}$  и  $\varepsilon = \frac{h}{H}$ ,  $L = \frac{-u_*^3}{F_0 \beta}$  – масштаб длины Монина-Обухова;  $\theta_* = -F_0 / u_*$  характерный масштаб потенциальной температуры, основанный на приземном потоке температуры  $F_0$ ;  $\Delta\theta_{PBL} = \theta_H - \theta_s$  – перепад температуры через ППС. При нейтральной стратификации, параметры А и В равны 0.8 и 2.9, соответственно.

### 6.3 Расчет коэффициентов сопротивления и теплопередачи.

Коэффициенты сопротивления  $C_D$  и теплопередачи  $C_\theta$  в соотношениях (1), (2) определены как:

$$C_D = \frac{\kappa^2}{[\ln(z/z_0) - \psi_M(\zeta)]^2} \quad (27)$$

$$C_\theta = \frac{\kappa^2}{[\ln(z/z_0) - \psi_M(\zeta)][\ln(z/z_T) - \psi_T(\zeta)]} \quad (28)$$



## Список литературы:

1. *Brown. R.A.* On two-layer models and the similarity functions for the PBL // *Boundary-Layer Meteorology*, 1982, 24, № 4, 451-463;
2. *Charnock H.* Wind stress on water surface // *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 1955, 81, 639-640;
3. *Dyer A.J.* A Review of flux-profile Relationships // *Boundary-Layer Meteorology*, 1974, 7, 363-372;
4. *Garratt J.R.* The atmospheric boundary layer .-Cambridge University Press., 1994.- 316 p;
5. *Hahmann N., Julia Lange, Alfredo Peña and Charlotte B. Hasage* The NORSEWInD numerical wind atlas for the South Baltic // *DTU Wind Energy-E-Report-0011(EN)*, 2012.
6. *Lange B., Larsen S.E., Højstrup J., Barthelmie R.* Importance of thermal effects and sea surface roughness for offshore wind resource assessment // *Journal of Wind Engineering and Industrial Aerodynamics*, 2004, 92, №11, 959-988, doi:10.1016/j.jweia.2004.05.005;
7. *Mortensen N. G., Landberg L., Troen I., and Petersen E. L.* Wind Analysis and Application Program (WASP) - User's Guide // *Report Risø-I-666(EN)* (v.2), Risø National Laboratory, 4000 Roskilde, DK, 1993.-133 p.;
8. *Petersen E.L., Mortensen N.G., Landberg L., Højstrup J., Frank H.P.* Wind power meteorology // *Risø Report*, 1977, Risø-I-1206(EN);
9. *Seifert W.J., Langleben M.P.* Air drag coefficient and roughness length of a cover of sea ice // *Journal of Geophysical Research*, 1972, 77, №15, 2708-2713;
10. *Tammelin B., Vihma T., Atlaskin E., Badger J., Fortelius C., Gregow H., Horttanainen M., Hyvönen R., Kilpinen J., Latikka J., Ljungberg K., Mortensen N.G., Niemelä S., Ruosteenoja K., Salonen K., Suomi I., Venäläinen A.* Production of the Finnish Wind Atlas // *Wind Energy*, 2013, 16, №1, 19 – 35,- doi: 10.1002/we.517;
11. *Troen, I. and E. L. Petersen* European Wind Atlas. Roskilde, Risø National Laboratory, Denmark , 1989.
12. *Untersteiner N., Badgley F.I.* The roughness parameters of sea ice // *Journal of Geophysical Research*, 1965, 70, № 18, 4573-4577;
13. *Yaglom A.M.* Comments on wind and temperature flux-profile relationships // *Boundary-Layer Meteorology*, 1977, 11, 89-102;
14. *Zilitinkevich, S.S.* Velocity profiles, resistance law and the dissipation rate of mean flow kinetic energy in neutrally and stably stratified planetary boundary layer // *Boundary-Layer Meteorology*, 1989, 46, 367-387;
15. <http://www.tgc1.ru/production/complex/spb-branch/> ТГК-1 в Санкт-Петербурге и Ленинградской области
16. [http://data.oceaninfo.info/atlas/Balt/3\\_watertemp\\_gridfields\\_mon1\\_hor0.html](http://data.oceaninfo.info/atlas/Balt/3_watertemp_gridfields_mon1_hor0.html) Атлас. Балтийское море

## Оглавление:

1. Введение	2
2. Методика расчета	4
3. Характеристика исходных данных для Финского залива	8
3.1. Данные	8
3.2. Характеристики поля ветра на станциях	9
3.3. Характеристики поля ветра над Финским заливом	13
4. Ветроэнергетический потенциал Финского залива	16
5. Заключение	21
6. Приложение	22
6.1. Универсальные функции	22
6.2. Универсальные функции для ППС	23
6.3. Расчет коэффициентов сопротивления и теплопередачи	24
Список литературы	25