

ЗАПИСКИ ИМПЕРАТОРСКОЙ АКАДЕМИИ НАУКЪ.
MÉMOIRES
DE L'ACADÉMIE IMPÉRIALE DES SCIENCES DE ST-PÉTERSBOURG.
VIII^e SÉRIE.
ПО ФИЗИКО-МАТЕМАТИЧЕСКОМУ ОТДѢЛЕНІЮ. CLASSE PHYSICO-MATHÉMATIQUE.
Томъ XIX. № 7. **Volume XIX. № 7.**

МАТЕРІАЛЫ КЪ МЕТЕОРОЛОГИИ СВОБОДНОЙ АТМОСФЕРЫ.

СОПОСТАВЛЕНІЕ

НАБЛЮДЕНІЙ НАДЪ МОРЕМЪ

СЪ АТМОСФЕРНЫМИ УСЛОВІЯМИ НАДЪ СУШЕЮ.

Э. Розенталь.

СЪ ПРИЛОЖЕНІЕМЪ ОДНОГО ЛИСТА ГРАФИКОВЪ.

(Доложено въ засѣданіи Физико-Математическаго Отдѣленія 11 января 1906 г.)

С.-ПЕТЕРБУРГЪ. 1906. ST-PÉTERSBOURG.

Продается у комиссіонеровъ Императорской
Академіи Наукъ:

И. И. Глазунова и К. Л. Риккера въ С.-Петербургѣ,
П. П. Карбасникова въ С.-Петербур., Москвѣ, Варшавѣ и
Вильнѣ,
П. Я. Оглоблина въ С.-Петербургѣ и Кіевѣ,
М. В. Клюкина въ Москвѣ,
Е. П. Распопова въ Одессѣ,
П. Киммеля въ Ригѣ,
Фоссъ (Г. В. Зоргенфрей) въ Лейпцигѣ,
Люзакъ и Комп. въ Лондонѣ.

Commissionnaires de l'Académie IMPÉRIALE des
Sciences:

J. Glasounof et C. Ricker à St.-Petersbourg,
N. Karbasnikof à St.-Petersbourg, Moscou, Varsovie et
Vilna,
N. Oglobline à St.-Petersbourg et Kief,
M. Klukine à Moscou,
E. Raspopof à Odessa,
N. Kummel à Riga,
Voss' Sortiment (G. W. Sorgenfrey) à Leipsic,
Luzac & Cie. à Londres.

Цена: 80 к. — Prix: 1 Mk. 60 Pf.

Сентябрь, 1906 г.

Напечатано по распоряженію Императорской Академіи Наукъ.
Непремѣнный Секретарь, Академикъ *С. Ольденбургъ*.

ТИПОГРАФІЯ ИМПЕРАТОРСКОЙ АКАДЕМІИ НАУКЪ.
Вас. Остр. 9 лин. № 12.

Лѣтомъ 1905 г. мнѣ удалось собрать нѣсколько метеорологическихъ наблюденій въ высокихъ слояхъ атмосферы, полученныхъ помощью змѣевъ во время предпринятой для этой цѣли поѣздки. Помощью ручной лебедки и 8 складныхъ змѣевъ небольшихъ размѣровъ, было совершенно въ теченіе одного мѣсяца 20 подъемовъ, изъ нихъ 13 на берегу около г. Ревеля и 7 въ морѣ на военномъ транспортѣ «Компасъ» во время плаванія въ Рижскомъ заливѣ. Намѣченная мною задача состояла въ томъ, чтобы собрать сколько возможно матеріала для сравненія метеорологическихъ условій высокихъ слоевъ воздуха надъ берегомъ и надъ моремъ. Настоящая работа представляетъ обработку добытыхъ мною наблюденій и сравненіе ихъ съ нѣкоторыми другими подобными наблюденіями, главнымъ образомъ надъ моремъ, опубликованными до сихъ поръ. Такая сводка является первымъ опытомъ для наблюденій въ свободной атмосферѣ надъ моремъ и поэтому, конечно, не можетъ отличаться ни полнотою ни рѣшительными выводами. Я желаю лишь нѣсколько освѣтить эту пока еще загадочную область и скорѣе намѣтить чѣмъ разрѣшить рядъ интересныхъ вопросовъ. Не могу приступить къ сообщенію подробностей задачи, не выразивъ глубочайшей благодарности всѣмъ учрежденіямъ и лицамъ, которыя своею просвѣщенною и любезною поддержкою собственно обусловили успѣхъ моего предпріятія. Николаевская Главная Физическая Обсерваторія, въ лицѣ ея директора академика М. А. Рыкачева и завѣдующаго змѣйковымъ отдѣленіемъ В. В. Кузнецова, предоставила мнѣ необходимые инструменты. Директоръ Маяковъ и Лоція Балтійскаго моря контръ-адмиралъ П. Н. фонъ-Вульфъ благосклонно разрѣшилъ мнѣ воспользоваться въ широкихъ размѣрахъ учрежденіями Ревельскаго порта, причемъ его помощникъ подполковникъ к. фл. шт. П. П. Бѣлобровъ оказалъ мнѣ самое любезное содѣйствіе. Береговые подъемы производилъ я у Бѣлаго Екатеринтальскаго маяка г. Ревеля, гдѣ встрѣтилъ весьма предупредительное вниманіе къ дѣлу со стороны смотрителя маяка тит.-сов. К. М. Матукайтеса, постоянно помогавшаго мнѣ при всѣхъ мельчайшихъ техническихъ потребностяхъ подъемовъ. Въ морѣ, живое участіе командира «Компаса» полковника к. фл. шт. В. Г. Битенбиндера и офицеровъ транспорта существенно облегчило мнѣ выполненіе задачи. Прошу всѣхъ поименованныхъ лицъ принять мою сердечную благодарность.

I. Приборы и условия наблюдений.

Для наблюдений в моем распоряжении находился метеорограф системы В. В. Кузнецова, записывающий 3 элемента: давление, температуру и влажность. Прибор был тщательно проверен до и после поездки, причем оказалось следующее.

Барограф имел почти равномерную шкалу в пределах 770 мм. до 580 мм.; максимальное расхождение данных проверки до и после поездки достигло 3 мм. давления. В среднем, изменению ординаты на 26 мм. соответствовало изменение давления на $180^{мм}7$, так что давление по записям можно было отсчитывать с точностью до ± 1 мм. Упругое последствие до давлений около 650 мм. было совершенно незаметно. Температурный коэффициент барографа оказался

$$\begin{aligned} \text{при давлении } 760 \text{ мм.} &= -0.12 \text{ мм. давления на } +1^\circ \\ \text{» } \text{» } 600 &= -0.07 \text{ » } \text{»} \end{aligned}$$

Так как максимальное изменение температуры в пройденных слоях воздуха не превышало 14° , а изменение температуры барографа, подверженного до некоторой степени инсоляции, было вероятно еще несколько меньше, то пренебрежение этим коэффициентом увеличивает найденные разности давления в крайнем случае не более чем на 1—2 мм. Как раз обратное действие имеют члены барометрической формулы высоты, выражающие влияние влажности и изменение тяжести с широтой; пренебрежение ими уменьшает вычисленные высоты на почти 1 десяток метров. Таким образом обе поправки большей частью взаимно уничтожаются, не достигая, каждая в отдельности, предельной точности определений. Вычисление высот я производил помощью таблиц Angot-de Quevain'a¹⁾ разбив весь столб по слоям с упуцением указанных поправок. Для контроля, во время подъемов измерялась угловая высота метеорографа помощью секстана в моменты сматывания отмеченных кольцами известных длин проволоки. В море высоты считались с морского горизонта. На берегу пристегнутый к трубе секстана маленький уровень с зеркалом указывал горизонтальное направление трубы без всякого затруднения до $\frac{1}{2}^\circ$; с такою точностью вообще записывались наблюдаемые высоты. Вычисленные на основании этих измерений линейные высоты метеорографа за вычетом 1% на провис проволоки сходились с вычисленными на основании показаний барографа высотами до высоты 1200 м. или до давления 650 мм. в пределах возможной точности (± 10 —15 м.). Для некоторых подъемов, при достижении большей высоты, за указанным предельным замечалось небольшое отставание показаний барографа вследствие упругого последствия. Необходимые поправки были введены на основании

1) Beiträge zur Physik der freien Atmosphäre, Bd. 1, № 2.

данных измерений секстаномъ. В общемъ итогъ я считаю определенных мною высоты точными до $\pm 1\%$ ихъ величины, а самые большія изъ нихъ (1500—2000 м.) точными до $\pm 2\%$.

Исходныя давления определялись отсчетами по anerоиду № 14889, проверенному в Николаевской Главной Физической Обсерватории. Поправки шкалы его, в пределах наблюдаемых во время путешествия давлений, не превышали $0^{мм}1$; температурный коэффициент определенъ $= -0^{мм}125$ на 1°Ц. , а добавочная поправка оказалась до путешествия $= -1^{мм}2$, после путешествия $= -1^{мм}4$. Принято мною $-1^{мм}3$, такъ как отсчеты вообще производились с точностью до $0^{мм}1$ — $0^{мм}2$.

Шкала термографа была проверена несколько разъ до и после поездки. В среднемъ оказалось, что

$$\text{изменение ординаты на } 1 \text{ мм.} = \begin{cases} \text{до поездки } 0.680 \\ \text{после } \text{»} \quad 0.681 \end{cases}$$

Разногласие отдельных определений однако-же больше и составляет ± 0.2 на разность температуры в 10° . Поэтому я считаю максимальное изменение температуры, наблюдаемое во время подъемов, т. е. 14° , точнымъ до ± 0.3 . Для определения исходных температур служилъ психрометръ Ассмана с проверенными термометрами. Точка 0° этихъ термометровъ в течение путешествия не изменилась; поправки ихъ были вообще $= 0.0$ относительно водородной шкалы. Сравнения с показаниями метеорографа на берегу производились всегда до и после подъемовъ с наветренной стороны в тени. Согласие «добавочныхъ» поправокъ метеорографа между собою определяетъ среднюю ошибку одного сравнения в ± 0.1 . Впрочемъ, добавочная поправка все время держалась хорошо и в течение мѣсяца медленно и равномерно изменялась от $+0.8$ до -0.5 . В море, сравнение метеорографа с психрометромъ Ассмана в силу обстоятельствъ производилась на кормѣ подъ защитой отъ вѣтра мостикомъ, нагроможденнымъ грузомъ и другими предметами, такъ что нагревание палубы солнцемъ и теплый воздухъ изъ машины заметно возвышали температуру. Поэтому указанные сравнения могутъ только служить для контроля надъ добавочной поправкою термографа. Для определения исходной температуры я всегда держалъ висящій уже на проволоку метеорографъ несколько минутъ на небольшой высоте надъ моремъ какъ до такъ и после подъема. Отсюда, в связи с ближайшимъ температурнымъ градиентомъ, можно уже вычислить температуру непосредственно надъ морской поверхностью. Действительно, днемъ замечалось убывание температуры на 2° — 3° считая с палубы до высоты в немного десятковъ метровъ, а вечеромъ и ночью наоборотъ маленькое повышение. Отсюда можно вывести заключение, что даже небольшой предметъ, какъ судно, несмотря на его быстрый ходъ, лучеиспусканиемъ заметно влияетъ на температуру непосредственно окружающаго его слоя воздуха.

Шкала гигрографа была определена до и после поездки сравнениями с психрометромъ Ассмана подъ стекляннымъ колпакомъ, внутри котораго можно было изменять

влажность по произволу помощью подставленных чашек съ сѣрною кислотою различной концентраціи. Для вычисленія влажности Свенсонъ¹⁾ на основаніи весьма обстоятельнаго опытнаго изслѣдованія предложилъ формулу

$$e = E' (0.974 + 0.000442 t') - 0.000596 (t - t'). b.$$

Эта формула при обыкновенныхъ температурахъ и $t = t'$ не даетъ $e = E'$ или 100 проц. относительной влажности; въ общемъ же она довольно близко согласуется съ формулою Шпрунга²⁾.

$$e = e' - \frac{1}{2} \frac{b}{755} (t - t').$$

Примѣненіе послѣдней формулы весьма распространено. Она принята также въ обширномъ трудѣ³⁾ нѣмецкаго общества для поощренія воздухоплаванія, служащемъ пока основнымъ при разработкѣ вопросовъ, касающихся метеорологіи высшихъ слоевъ атмосферы. По этому я пользовался также формулою Шпрунга, какъ для вычисленія данныхъ повѣрки, такъ и для постоянныхъ сравненій до и послѣ подъемовъ. Не могу не обратить вниманіе читателя на отличныя качества пучка волосовъ гигрографа, заготовленныхъ по способу В. В. Кузнецова. Отдѣльные отсчеты дали слѣдующія отступленія отъ окончательно принятой шкалы:

До путешествія.		Послѣ путешествія.	
При	Отступл.	При	Отступл.
24%	0%	69%	+ 1%
46	— 1	19	+ 1
61	+ 1	41	— 2
72	+ 4	25	0
98	— 2	71	+ 3
67	0	98	— 2
54	+ 1	70	0
		36	— 3

Средняя ошибка одного опредѣленія влажности выходитъ слѣдовательно = 1%—2%; та же величина получается изъ согласія отдѣльныхъ сравненій до и послѣ подъемовъ.

Время опредѣлялось помощью хорошихъ карманныхъ часовъ, для которыхъ поправка въ теченіе путешествія нѣсколько разъ контролировалась по высотамъ солнца, взятымъ секстаномъ (на берегу помощью ртутнаго горизонта). Поправка никогда не превышала

1) Svensson, Zur Kenntniss des ventilierten Psy-
chrometers. Stockholm 1898.

2) «Das Wetter», 1888, Heft 5.

3) Assmann und Berson, Wissenschaftliche Luft-
fahrten etc. Bd. I—III. Braunschweig 1900.

1 мин. относительно Пулковскаго времени. Помощью известной долготы, показанія часовъ переводились на среднее мѣстное время, относящееся для морскихъ наблюденій къ мѣсту въ средней моментъ подъема.

Сила вѣтра опредѣлялась на глазъ, причемъ я на берегу руководствовался флюгеромъ Вильда, установленнымъ около Бѣлаго маяка, а въ морѣ величиною зыби. По натяженію проволоки можно было замѣтить, если сила вѣтра на высотѣ змѣевъ или сильно увеличивалась противъ средняго или ослабѣвала. Азимутъ змѣевъ, а слѣдовательно и направленіе вѣтра наверху, опредѣлялся помощью небольшой буссоли Шмалькальдера.

Относительно мѣстныхъ условій слѣдуетъ замѣтить, что береговья наблюденія сдѣланы на самомъ краю береговой террасы простирающейся отъ WSW къ ENE, въ разстояніи отъ нынѣшняго морскаго берега меньшемъ 1 км. Помощью нѣсколькихъ переносовъ anerоида высота этой террасы надъ уровнемъ моря опредѣлена мною въ 42 м. ± 1 м. Вѣтеръ, во время 12 изъ всѣхъ 13 береговыхъ подъемовъ имѣлъ составляющую съ моря, такъ что тогда змѣи стояли надъ голой, почти не застроенной равниной. Восходящая составляющая вѣтра въ этихъ случаяхъ играетъ, конечно, большую роль при образованіи вертикальныхъ температурныхъ градиентовъ въ нижнихъ слояхъ, о чемъ ниже будетъ сказано еще подробнѣе. Морскія наблюденія произведены (кромѣ одного въ сравнительно узкомъ Моонзундѣ) на значительномъ разстояніи отъ берега при умѣренныхъ вѣтрахъ въ сравнительно обширномъ водоемѣ Рижскаго залива. Онѣ представляютъ слѣдовательно въ довольно чистомъ видѣ морскія метеорологическія условія.

Въ нижеслѣдующихъ таблицахъ я сообщаю результаты обработки записей метеорографа. Выбраны съ одной стороны точки остановокъ сматыванія съ цѣлью измѣренія угловъ, съ другой стороны замѣчательныя точки кривыхъ, т. е. точки рѣзкихъ изгибовъ и перемѣнъ направленія измѣненія элементовъ. По данной температурѣ и относительной влажности я опредѣлялъ еще упругость водяныхъ паровъ e по таблицамъ Имп. Академіи Наукъ и затѣмъ вычислилъ такъ называемую «удѣльную» влажность или количество водяного пара въ граммахъ въ килограммѣ влажнаго воздуха, т. е. выраженіе

$$\frac{623 e}{b - 0.377 e} \text{ гр.}$$

Наконецъ, въ той же таблицѣ помѣщены еще наблюденія надъ вѣтромъ и надъ облачностью. Давленія и высоты даны, сообразно съ точностью наблюденій, въ цѣлыхъ миллиметрахъ и въ десяткахъ метровъ, между тѣмъ какъ вычисленія сдѣланы съ большею на одинъ десятичный знакъ точностью.

II. Результаты наблюдений.

Подъем № 1. 8 июля 1905 г. 10^а—12^п а. т.¹⁾.

Ревель, Белый Маяк, $\varphi = 59^{\circ}26' N$, $\lambda = 24^{\circ}46' E$.
Выпущ. 1100 м. провол., 2 змѣя, 5 кв.м. общ. поверхн.

Мѣстное время.	Высота надъ ур. моря.	Давл.	Темп.	Относ. влажн.	Абсол. влажн.	Удѣльн. влажн.	Направление и сила вѣтра.	Облачность.	ПРИМѢЧАНІЯ.
10 ^а 26 ^а а. т.	42 м.	747.0	17.1	53%	7.7	6.4	WNW 15 м/с.		У поверхности земли. Метеорографъ поднятъ на воздухъ.
10 32									
10 38	130	739	14.5	58	7.2	6.1	WNW	9 Cu	
10 43	210	732	13.8	59	7.0	6.0			
10 51	390	717	11.7	59	6.0	5.2	WNW	10 Cu, ACu	
10 58	630	696	10.0	65	6.0	5.4			Начали сматывать.
11 9	750	686	8.9	56	4.8	4.4	WNW	9 ACu, Cu	
11 21	370	718	11.7	62	6.4	5.6	WNW	8 ACu, Cu	
11 28	210	732	13.1	57	6.5	5.5			
11 34	130	739	15.2	53	6.9	5.8	WNW	7 ACu, Cu	
11 38									Метеорографъ снятъ. У поверхности земли.
11 42	42	746.9	17.2	52	7.6	6.4	WNW 15 м/с.		

Ревель находится на краю циклона, центръ котораго вблизи Архангельска (746 мм.). Въ западной Европѣ высокое давленіе.

Подъем № 2. 10 июля 1905 г. 10^а—12^п а. т.

Ревель, Белый Маяк, $\varphi = 59^{\circ}26' N$, $\lambda = 24^{\circ}46' E$.
Выпущ. 1800 м. провол., 3 змѣя, 7 кв.м. общ. поверхн.

Мѣстное время.	Высота надъ ур. моря.	Давл.	Темп.	Относ. влажн.	Абсол. влажн.	Удѣльн. влажн.	Направление и сила вѣтра.	Облачность.	ПРИМѢЧАНІЯ.
10 ^а 4 ^а а. т.	42 м.	749.8	16.2	58%	7.9	6.6	WNW 10 м/с.		У поверхности земли. Метеорографъ поднятъ на воздухъ.
10 8									
10 15	180	737	13.6	58	6.7	5.8	WNW	3 Cu	
10 23	380	720	11.7	58	6.0	5.2	WNW	8 Cu	
10 34	590	702	9.9	62	5.6	5.0	WNW	8 Cu	
10 40	760	688	8.2	66	5.4	4.9	NW	10 Cu	
10 52	1010	667	5.7	73	5.0	4.7			
10 55	1100	660	4.8	79	5.1	4.8	NW	10 Cu	
11 1	1000	668	5.6	75	5.8	5.4	NW	10 Cu, SCu	Начали сматывать.
11 18	570	704	9.8	67	6.1	5.4	WNW	10 Cu, SCu	
11 27	370	721	11.6	69	7.0	6.1			
11 33	160	739	13.4	66	7.6	6.4			
11 38	110	744	14.6	66	8.2	6.9			
11 46									Метеорографъ снятъ. У поверхности земли.
11 49	42	750.1	15.6	58	7.6	6.3	WNW 10 м/с.	10 Cu, SCu	

Ревель находится на краю циклона, центръ котораго вблизи Мезени (742 мм.). Въ западной Европѣ высокое давленіе.

1) а. т. обозначаетъ полночи, р. т. — полудня.

Подъем № 3. 13 июля 1905, 9^а—12^п а. т.

Ревель, Белый Маяк, $\varphi = 59^{\circ}26' N$, $\lambda = 24^{\circ}46' E$.
Выпущ. 2100 м. провол., 4 змѣя, 13 кв.м. общ. поверхн.

Мѣстное время.	Высота надъ ур. моря.	Давл.	Темп.	Относ. влажн.	Абсол. влажн.	Удѣльн. влажн.	Направление и сила вѣтра.	Облачность.	ПРИМѢЧАНІЯ.
9 ^а 12 ^а а. т.	42 м.	750.5	13.8	82%	9.6	8.0	NE 7 м/с.	10 SCf	У поверхности земли. Метеорографъ поднятъ на воздухъ.
9 18									
9 28	150	741	12.0	83	8.6	7.2	NE	10 SCf	
9 36	360	722	9.9	92	8.4	7.3			
9 41	460	713	9.1	98	8.4	7.4			
9 47	550	706	8.2	98	7.9	7.0	NNE	10 SCf	Высота облаковъ наблюдалась отъ 450 м. до 550 м.; толщина приблизит. 100—150 м. Начали сматывать.
9 59	590	702	8.0	79	6.3	5.6			
10 2	590	702	8.0	88	7.0	6.2	NNE	10 SCf, Cu	
10 8	740	689	8.0	72	5.8	5.2			
10 28	850	681	7.7	71	5.6	5.1			
10 32	1090	661	6.4	66	4.8	4.5	NNE	10 SCf, Cu	
10 37	1010	668	7.2	73	5.5	5.1			
10 41	880	678	7.4	73	5.6	5.2	NE	10 Cu, SCf	
10 49	760	688	8.1	64	5.2	4.7			
10 56	610	700	8.6	73	6.1	5.4	NE	10 Cu	
11 6	380	721	9.4	90	8.0	6.9			
11 11	150	741	11.6	78	7.9	6.7	NNE	10 Cu	
11 18									Метеорографъ снятъ. У поверхности земли.
11 26	42	750.5	14.0	69	8.2	6.8	NNE 6 м/с.	10 Cu	

Развитіе самостоятельной депрессіи изъ частной; центръ у Пскова (750 мм.). Въ западной Европѣ высокое давленіе.

Подъем № 4. 14 июля 1905, 3^а—6^п а. т.

Ревель, Белый Маяк, $\varphi = 59^{\circ}26' N$, $\lambda = 24^{\circ}46' E$.
Выпущ. 1800 м. провол., 3 змѣя, 9¹/₂ кв.м. общ. поверхн.

Мѣстное время.	Высота надъ ур. моря.	Давл.	Темп.	Относ. влажн.	Абсол. влажн.	Удѣльн. влажн.	Направление и сила вѣтра.	Облачность.	ПРИМѢЧАНІЯ.
3 ^а 35 ^а а. т.	42 м.	750.1	12.1	75%	7.9	6.6	N 4 м/с.	10 fr S	У поверхности земли. Метеорографъ поднятъ на воздухъ.
3 46									
3 57	140	742	12.1	78	8.1	6.8	N	10 fr S	
4 8	270	730	10.7	85	8.1	6.9			
4 19	430	716	9.1	95	8.2	7.2			
4 29	520	708	7.7	100	7.9	7.0	N	10 fr S	Высота облаковъ 500 м. толщина облач. слоя невелика (прибл. 50 м.), всетаки змѣи совершенно скрылись.
4 31	530	707	7.8	93	7.3	6.4			
4 36	620	700	7.5	78	6.0	5.4			
4 45	940	673	4.7	82	5.3	4.9	N	10 fr S	
4 53	1190	652	3.0	92	5.3	5.1	N	10 fr S	
5 17	840	681	5.7	83	5.7	5.2			
5 25	520	709	8.4	73	6.0	5.3			Вода течетъ по провол.
5 29	520	709	8.4	97	8.0	7.0	N	10 fr S	
5 33	310	726	9.8	95	8.6	7.4			
5 38	190	737	11.0	93	9.1	7.7			
5 41	80	746	12.1	88	9.1	7.6	N	10 fr S	
5 44									Метеорографъ снятъ. У поверхности земли.
5 50	42	749.9	12.9	85	9.3	7.7	N 5 м/с.	10 fr S	

Край развивающагося циклона, центръ у Новгорода (748 мм.). Въ западной Европѣ высокое давленіе.

Подъемъ № 5. 14 июля 1905. 12^ч—2^ч р. м.Ревель, Бѣлый Маякъ, $\varphi = 59^{\circ}26' N$, $\lambda = 24^{\circ}46' E$.Выпущ. 1500 м. провол., 3 змѣя, 9 $\frac{1}{2}$ кв.м. общ. поверхн.

Мѣстное время.	Высота надъ уровн. моря.	Давленіе.	Температура.	Относит. влажность.	Абсолют. влажность.	Удѣльн. влажность.	Направленіе и сила вѣтра.	Облачность.	ПРИМѢЧАНІЯ.
12 ^ч 0 ^м п. м.	42 м.	750.6	15.2	66%	8.6	7.1	N 4 м/с.	10 SCf	У поверхности земли. Метеорографъ поднятъ на воздухъ.
12 12 р. м.									
12 19	190	737	12.6	76	8.2	7.0	N	10 SCf	
12 23	280	730	11.7	83	8.4	7.2			
12 36	510	709	9.7	91	8.1	7.1			
12 54	700	694	8.4	96	7.9	7.1	N	9 SCf	
1 17	850	681	7.3	94	7.2	6.6			Начали сматывать.
1 22	960	672	6.6	98	7.1	6.6	N	9 SCf, Cu	Высота облаковъ вѣроятно немногобольше 1000 м.
1 26	720	691	8.2	91	7.3	6.6			
1 33	540	707	9.6	88	7.9	7.0	N	8 SCf, Cu	
1 37	300	728	11.5	79	8.0	6.9	NW		
1 45									
1 52	42	750.4	16.3	65	9.0	7.5	NW 4 м/с.	8 SCf, Cu	Метеорографъ снятъ.

На краю циклона (Великіе Луки 747 мм.). Въ западной Европѣ высокое давленіе.

Подъемъ № 6. 14 июля 1905. 7^ч—9^ч р. м.Ревель, Бѣлый Маякъ, $\varphi = 59^{\circ}26' N$, $\lambda = 24^{\circ}46' E$.

Выпущ. 1500 м. провол., 3 змѣя 9 кв.м. общ. поверхн.

Мѣстное время.	Высота надъ уровн. моря.	Давленіе.	Температура.	Относит. влажность.	Абсолют. влажность.	Удѣльн. влажность.	Направленіе и сила вѣтра.	Облачность.	ПРИМѢЧАНІЯ.
7 ^ч 41 ^м р. м.	42 м.	750.0	15.8	82%	10.9	9.1	NNE 5 м/с.	8 Cu	У поверхности земли. Метеорографъ поднятъ на воздухъ.
7 48									
7 50	100	745	15.6	82	10.8	9.1			
7 54	180	738	14.7	86	10.7	9.1			
7 58	310	726	14.2	74	8.9	7.7	NE	8 Cu	
8 4	500	710	13.2	72	8.1	7.1	NNE	7 Cu	
8 15	700	693	11.1	73	7.2	6.5	NNE	2 Cu	
8 39	960	672	9.5	80	7.1	6.6	NNE	7 Cu	Начали сматывать.
8 47	770	688	11.0	79	7.7	7.0	NE	9 Cu	
8 52	250	732	14.5	77	9.5	8.1			
8 58									
9 7	42	749.9	15.7	84	11.2	9.3	NNE 5 м/с.	9 Cu	Метеорографъ снятъ. У поверхности земли.

На краю выполняющагося циклона (Вышній Волочекъ 749 мм.). Въ западной Европѣ высокое давленіе.

Подъемъ № 7. 15 июля 1905. 6^ч—8^ч р. м.Ревель, Бѣлый Маякъ, $\varphi = 59^{\circ}26' N$, $\lambda = 24^{\circ}46' E$.

Выпущ. 3100 м. провол., 5 змѣвъ, 14 кв.м. общ. поверхн.

Мѣстное время.	Высота надъ ур. моря.	Давл.	Темп.	Относ. влажн.	Абсол. влажн.	Удѣльн. влажн.	Направленіе и сила вѣтра.	Облачность.	ПРИМѢЧАНІЯ.
5 ^ч 53 ^м р. м.	42 м.	751.2	16.2	77%	10.7	8.9	N 8 м/с.	10 SCu	У поверхности земли. Метеорографъ поднятъ на воздухъ.
5 56									
5 57	70	748	15.7	77	10.2	8.5			
6 13	360	723	13.8	80	9.4	8.1	NNE	10 SCu	
6 19	550	706	12.3	88	8.7	7.7			
6 36	820	685	11.1	90	8.9	8.1	ENE	10 SCu	
6 45	910	678	10.2	90	8.3	7.5			
6 52	960	673	10.0	91	8.3	7.7	NE	10 SCu	
7 0	1210	653	8.2	100	8.1	7.7			Нижній предѣлъ облак.; верхній не былъ достигн. (толще 600 м.).
7 12	1430	636	6.7	98	7.1	7.0	NE	10 SCu	
7 21	1520	629	5.9	100	7.0	7.0			Начали сматывать.
7 31	1780	609	4.2	98	6.1	6.3	NNE	9 SCu	
7 44	1580	625	5.5	96	6.4	6.4	NE	9 SCu	
7 51	1160	657	8.4	93	7.7	7.3			
8 0	800	687	11.1	90	8.9	8.1	ENE	8 SCu	
8 8	200	738	15.3	73	9.5	8.1	NNE	9 SCu	
8 10	110	745	15.7	79	10.5	8.8			
8 13									
8 18	42	751.6	16.3	82	11.3	9.4	N 8 м/с.	9 SCu	Метеорографъ снятъ. У поверхности земли.

Край области низкаго давленія; въ западной Европѣ давленіе выше.

Подъемъ № 8. 18 июля 1905. 6^ч—9^ч р. м.Ревель, Бѣлый Маякъ, $\varphi = 59^{\circ}26' N$, $\lambda = 24^{\circ}46' E$.Выпущ. 1800 м. провол., 3 змѣя, 8 $\frac{1}{2}$ кв.м. общ. поверхн.

Мѣстное время.	Высота надъ ур. моря.	Давл.	Темп.	Относ. влажн.	Абсол. влажн.	Удѣльн. влажн.	Направленіе и сила вѣтра.	Облачность.	ПРИМѢЧАНІЯ.
6 ^ч 21 ^м р. м.	42 м.	750.8	17.2	66%	9.7	8.1	W 6 м/с.	2 Cu	У поверхности земли. Метеорографъ поднятъ на воздухъ.
6 26									
6 41	100	746	16.3	65	9.0	7.5	W	2 Cu	
6 51	310	728	13.8	70	8.2	7.0			
7 1	560	706	11.0	79	7.7	6.8			
7 13	780	688	9.3	82	7.1	6.2	WSW	2 Cu	
7 28	1010	669	7.1	87	6.6	6.2			
7 35	1030	667	7.2	59	4.4	4.1	WSW	2 Cu	
7 51	1180	665	6.2	65	4.6	4.3	WSW	2 Cu	Начали сматывать.
7 57	1000	669	6.9	64	4.8	4.5			
8 1	830	683	8.1	86	6.9	6.3	WSW	2 Cu	
8 4	660	697	9.6	89	8.0	7.2			
8 11	350	724	13.0	70	7.8	6.7	W	2 Cu	
8 16	100	746	14.9	66	8.3	7.0			
8 19									
8 25	42	751.5	15.1	68	8.7	7.2	W 6 м/с.	2 Cu	Метеорографъ снятъ. У поверхности земли.

Нѣсколько слабыхъ минимумовъ по всему западу и сѣверо-западу Европы.

Подъемъ № 9. 20 іюля 1905. 10^а—12^а а. м.на «Компасѣ» въ Моонзундѣ, $\varphi = 58^{\circ}35' N$, $\lambda = 23^{\circ}21' E$.

Курсъ SSE, 4 м/с., выпущ. 1100 м. провол., 2 змѣй, 6 кв.м. общ. поверхн.

Мѣстное время.	Высота надъ уровн. моря.	Давленіе.	Температура.	Относит. влажность.	Абсолют. влажность.	Удѣльн. влажн.	Направление и сила вѣтра.	Облачность.	ПРИМѢЧАНІЯ.
10 ^а 20 ^а а. м.		755 ^{мм} ·1	18 [°] ·1	73 ⁰ / ₀	11 ^{мм} ·2	9 ^{г./кг.} ·3	W 6 м/с.	9 Ci S, fr S	На палубѣ. Метеорографъ поднятъ на воздухъ.
10 21									
10 48	30 м.	752	16 [°] ·5	83	11 ^{мм} ·6	9 ^{г./кг.} ·6	W		
11 5	240	735	14 [°] ·7	92	11 ^{мм} ·5	9 ^{г./кг.} ·8	W	9 Ci S, fr S	
11 21	430	719	13 [°] ·3	98	11 ^{мм} ·1	9 ^{г./кг.} ·7			Приборъ входитъ въ обл. Начали сматывать.
11 37	590	704	12 [°] ·0	98	10 ^{мм} ·2	9 ^{г./кг.} ·1	W	9 fr S	
11 41	400	721	13 [°] ·2	95	10 ^{мм} ·4	9 ^{г./кг.} ·0			
11 46	250	734	14 [°] ·4	92	11 ^{мм} ·1	9 ^{г./кг.} ·5	W	8 fr S	
11 51	60	750	16 [°] ·2	82	11 ^{мм} ·3	9 ^{г./кг.} ·4			
11 56	10	755	17 [°] ·4	77	11 ^{мм} ·4	9 ^{г./кг.} ·4	W	9 fr S	
11 57									Метеорографъ снятъ. На палубѣ.
12 1 р. м.		756 ^{мм} ·3	17 [°] ·7	76	11 ^{мм} ·5	9 ^{г./кг.} ·5			

Минимумъ, центръ котораго у Либавы (754); въ западной Европѣ высокое давленіе.

Подъемъ № 10. 20—21 іюля 1905. 11^а р. м.—1^а а. м.на «Компасѣ» въ Рижскомъ заливѣ, $\varphi = 58^{\circ}22' N$, $\lambda = 23^{\circ}34' E$.

Курсъ SSE, 4 м/с., выпущ. 800 м. провол. 1 змѣй, 3 кв.м. общ. поверхн.

Мѣстное время.	Высота надъ уровн. моря.	Давленіе.	Температура.	Относит. влажность.	Абсолют. влажность.	Направление и сила вѣтра.	Облачность.	ПРИМѢЧАНІЯ.
11 ^а 27 ^а р. м.		756 ^{мм} ·3	16 [°] ·6	86 ⁰ / ₀	12 ^{мм} ·2	SSE 4 м/с.	10 N, SCu	На палубѣ. Метеорографъ поднятъ на воздухъ.
11 30								
11 49	60 м.	751	16 [°] ·4					
11 59	120	746	16 [°] ·3					
12 5 а. м.	200	738	15 [°] ·7			SSE	10 N, SCu	
12 13	210	737	16 [°] ·9					Начали сматывать.
12 42	380	722	16 [°] ·4					
12 50	280	731	17 [°] ·1					
12 52	200	737	16 [°] ·4					
12 58	30	752	16 [°] ·8					
12 59								Метеорографъ снятъ. На палубѣ. Вскорѣ послѣ наблюденія ● и <.
1 4		755 ^{мм} ·3	15 [°] ·2	93 ⁰ / ₀	12 ^{мм} ·0	SSE 4 м/с.		

Въ области минимума, центръ котораго у южнаго берега Балтійскаго моря. Высокое давленіе въ сѣверной Россіи и въ Западной Европѣ.

Подъемъ № 11. 21 іюля 1905. 9^а—10^а а. м.на «Компасѣ» въ Рижскомъ заливѣ, $\varphi = 58^{\circ}7' N$, $\lambda = 24^{\circ}10' E$.

Курсъ ENE, 4 м/с., выпущ. 500 м. провол., 1 змѣй, 3 кв.м. общ. поверхн.

Мѣстное время.	Высота надъ уровн. моря.	Давленіе.	Температура.	Относит. влажность.	Абсолют. влажность.	Удѣльн. влажн.	Направление и сила вѣтра.	Облачность.	ПРИМѢЧАНІЯ.
8 ^а 45 ^а а. м.		756 ^{мм} ·6	17 [°] ·4	80 ⁰ / ₀	11 ^{мм} ·8	9 ^{г./кг.} ·8	SE 2 м/с.	1 Cu	На палубѣ. Метеорогр. поднятъ.
8 46									
8 49	60 м.	751	16 [°] ·4	74	10 ^{мм} ·3	8 ^{г./кг.} ·6			
9 2	120	746	16 [°] ·1	74	10 ^{мм} ·1	8 ^{г./кг.} ·5	SE	1 Cu	
9 10	220	738	15 [°] ·4	77	10 ^{мм} ·0	8 ^{г./кг.} ·5	SE	1 Cu	
9 14	110	747	16 [°] ·1	73	9 ^{мм} ·9	8 ^{г./кг.} ·3			Начали сматывать. Метеорографъ снятъ.
9 26									

Тотъ же типъ погоды какъ наканунѣ.

Подъемъ № 12. 21 іюля 1905. 9^а—10^а р. м.на «Компасѣ» въ Рижскомъ заливѣ, $\varphi = 57^{\circ}39' N$, $\lambda = 23^{\circ}20' E$.

Курсъ S 4 м/с., выпущ. 1200 м. провол. 2 змѣй, 5 кв.м. общ. поверхн.

Мѣстное время.	Высота надъ уровн. моря.	Давленіе.	Температура.	Относит. влажность.	Абсолют. влажность.	Удѣльн. влажн.	Направление и сила вѣтра.	Облачность.	ПРИМѢЧАНІЯ.
8 ^а 53 ^а р. м.		756 ^{мм} ·9	17 [°] ·7	82 ⁰ / ₀	12 ^{мм} ·4	10 ^{г./кг.} ·2	SE 5 м/с.	9 fr N	На палубѣ. Метеорографъ поднятъ на воздухъ.
8 57									
8 59	20 м.	755	18 [°] ·4	71	11 ^{мм} ·2	9 ^{г./кг.} ·3			
9 18	30	754	18 [°] ·4	75	11 ^{мм} ·8	9 ^{г./кг.} ·8	SE	9 fr N	
9 21	180	741	18 [°] ·1	67	10 ^{мм} ·4	8 ^{г./кг.} ·8			
9 27	320	728	16 [°] ·7	60	8 ^{мм} ·5	7 ^{г./кг.} ·3			
9 39	440	718	15 [°] ·6	70	9 ^{мм} ·3	8 ^{г./кг.} ·2	SE	9 fr N	Змѣй сильно падаютъ. Начали быстрое сматывать.
9 43	40	753	18 [°] ·0	70	10 ^{мм} ·7	8 ^{г./кг.} ·9			
9 48	230	737	17 [°] ·1	62	8 ^{мм} ·9	7 ^{г./кг.} ·6			
9 58	20	755	18 [°] ·0	76	11 ^{мм} ·7	9 ^{г./кг.} ·7			
9 59									Метеорографъ снятъ. На палубѣ. Послѣ наблюденія ● и <.
10 4		756 ^{мм} ·5	17 [°] ·6	79	11 ^{мм} ·8	9 ^{г./кг.} ·8			

Область циклона, центръ въ SW Балтійскаго моря. С.-Петербургъ и Берлинъ у самаго края этой области.

Подъемъ № 13. 26 июля 1905. 10^а в. м. — 1^р в. м.на «Компасъ» въ Рижскомъ заливѣ, $\varphi = 57^{\circ}20' N$, $\lambda = 23^{\circ}20' E$.Курсъ WNW, 4 м/с., выпущ. 2400 м. провол., 5 змѣвъ, 13 $\frac{1}{2}$ кв.м. общ. поверхн.

Мѣстное время.	Высота надъ ур. моря.	Давл.	Темп.	Относ. влажн.	Абсол. влажн.	Удѣльн. влажн.	Направление и сила вѣтра.	Облачность.	ПРИМѢЧАНІЯ.
10 ^а 18 ^а в. м.		мм 756·1	20·0	67 $\frac{0}{10}$	мм 11·7	гр./кг. 9·7	N 4 м/с.	0 Cu	На палубѣ. Метеорографъ поднять на воздухъ.
10 20									
10 24	60 м.	751	17·2	77	11·2	9·3			
10 32	120	745	16·6	80	11·3	9·5	N	0 Cu	
10 47	320	728	14·7	92	11·5	9·9			
10 53	540	710	13·8	65	7·6	6·7			
10 58	590	705	13·8	64	7·5	6·7	N	0 Cu	
11 18	800	687	12·0	70	7·3	6·6			
11 21	940	676	10·7	78	7·5	6·9			
11 27	1080	665	9·8	80	7·3	6·9	NW	1 Cu	
11 32	1250	651	8·8	63	5·3	5·1			
11 35	1320	646	8·4	70	5·8	5·6			
11 44	1460	635	7·3	80	6·1	6·0	NW	0 Cu	
11 52	1600	624	6·3	75	5·3	5·3			Начали сматывать.
12 4 р. м.	1280	649	8·6	77	6·4	6·1			
12 20	750	691	12·3	88	9·3	8·4			
12 26	510	711	14·3	74	8·9	7·8	N	0 Cu	
12 33	340	727	15·5	70	9·2	7·9			
12 45	60	751	17·5	73	10·9	9·1			
12 49									
12 52		756·6	19·5	65	11·1	9·2	N 4 м/с.	0 Cu	Метеорографъ снять. На палубѣ.

Край исчезающаго циклона; въ западной Европѣ высокое давленіе.

Подъемъ № 14. 26 июля 1905. 5^а—7^р в. м.на «Компасъ» въ Рижскомъ заливѣ, $\varphi = 57^{\circ}35' N$, $\lambda = 22^{\circ}52' E$.

Курсъ NW, 4 м/с., выпущ. 1100 м. провол., 2 змѣвъ, 5 кв.м. общ. поверхн.

Мѣстное время.	Высота надъ ур. моря.	Давл.	Темп.	Относ. влажн.	Абсол. влажн.	Удѣльн. влажн.	Направление и сила вѣтра.	Облачность.	ПРИМѢЧАНІЯ.
5 ^а 36 ^а р. м.		мм 757·0	20·4	67 $\frac{0}{10}$	мм 11·9	гр./кг. 9·8	N 4 м/с.	1 Ci	На палубѣ. Метеорографъ поднять на воздухъ.
5 37									
5 40	10 м.	756	18·4	72	11·3	9·4			
5 52	310	730	15·7	72	9·5	8·1	N	0 Ci	
5 59	480	715	14·5	65	8·0	7·0			
6 2	520	712	14·0	66	7·8	6·9			
6 6	620	703	13·5	61	7·0	6·2	NW	0 Ci	
6 16	770	691	12·4	64	6·9	6·2			Начали сматывать.
6 23	610	704	13·6	60	7·0	6·2			
6 28	490	714	14·1	61	7·3	6·4	N	0 Cu	
6 31	330	728	14·8	72	9·0	7·7			
6 38	40	753	17·1	75	10·9	9·1			
6 41	10	756	17·8	76	11·6	9·6			
6 42									
6 46		757·3	19·1	75	12·4	10·2	N 4 м/с.	0 Cu	Метеорографъ снять. На палубѣ. Въ 8 ^а р. темпер. воды = 18·4.

Циклонъ исчезъ; довольно равномерное давленіе на Балтійскомъ морѣ. Въ западной Европѣ давленіе выше.

Подъемъ № 15. 27 июля 1905. 1^а—2^р в. м.на «Компасъ», въ Рижскомъ заливѣ, $\varphi = 58^{\circ}3' N$, $\lambda = 24^{\circ}0' E$.

Курсъ WSW, 4 м/с., выпущ. 1500 м. провол. 2 змѣвъ, 5 кв.м. общ. поверхн.

Мѣстное время.	Высота надъ ур. моря.	Давл.	Темп.	Относ. влажн.	Абсол. влажн.	Удѣльн. влажн.	Направление и сила вѣтра.	Облачность.	ПРИМѢЧАНІЯ.
12 ^а 49 ^а р. м.		мм 758·3	20·4	67 $\frac{0}{10}$	мм 12·0	гр./кг. 9·9	NW 7 м/с.	1 Cu, Ci S	На палубѣ. Метеорографъ поднять на воздухъ.
12 50									
12 53	50 м.	754	17·1	76	11·0	9·1			
1 5	80	751	17·0	76	10·9	9·1	NW	1 Cu, Ci S	
1 13	320	730	14·6	81	9·9	8·5			
1 17	470	717	13·9	80	9·4	8·2	W	1 Cu, Ci S	
1 24	630	704	12·9	67	7·4	6·6			
1 37	750	694	11·7	70	7·2	6·5	W	1 Cu	Температура воды 18·0. Начали сматывать.
1 47	560	710	13·0	70	7·8	6·9			
1 56	340	729	14·6	74	9·1	7·8			
1 59	110	748	16·0	84	11·4	9·5	NW	1 Cu	
2 8	30	756	17·1	83	12·0	9·9			
2 10									
2 14		758·5	18·9	78	12·6	10·4	NW 7 м/с.	1 Cu	Приборъ снять. На палубѣ.

Довольно равномерное давленіе по всему Балтійскому морю.

Подъемъ № 16. 29 июля 1905. 5^а—7^р в. м.Ревель, Бѣлый Маякъ, $\varphi = 59^{\circ}26' N$, $\lambda = 24^{\circ}46' E$.Выпущ. 2100 м. проволоки, 4 змѣвъ, 11 $\frac{1}{2}$ кв.м. общ. поверхн.

Мѣстное время.	Высота надъ ур. моря.	Давл.	Темп.	Относ. влажн.	Абсол. влажн.	Удѣльн. влажн.	Направление и сила вѣтра.	Облачность.	ПРИМѢЧАНІЯ.
5 ^а 15 ^а р. м.	42 м.	мм 753·3	17·0	64 $\frac{0}{10}$	мм 9·3	гр./кг. 7·7	W 4 м/с.	1 Ci, Cu	У поверхности земли. Метеорографъ поднять на воздухъ.
5 38	60	751	16·5	67	9·3	7·7			
5 40									
5 52	280	732	13·3	74	8·4	7·2	W	1 Ci, Cu	
6 1	480	715	11·3	73	7·3	6·4	WNW	1 Ci, Cu	
6 33	600	704	10·5	70	6·6	5·9			
6 44	700	696	9·5	75	6·6	5·9			
6 53	1100	663	6·4	86	6·1	5·7	NW	0 Ci, Cu	Начали сматывать.
7 1	790	689	8·5	85	6·9	6·3			
7 8	690	697	9·4	85	7·4	6·6	WNW	0 Ci, Cu	
7 12	420	720	11·1	83	8·2	7·1			
7 17	340	727	12·0	82	8·4	7·2	W	0	
7 24	110	747	15·2	76	9·8	8·2			
7 27									
7 29	42	753·2	15·8	75	10·0	8·3	W 4 м/с.	0	Метеорографъ снять. У поверхности земли.

Довольно равномерное давленіе въ сѣверо-западной Европѣ.

Подъем № 17. 1 августа 1905. 9^а а. м. — 1^р п. м.

Ревель, Бѣлый Маякъ, φ = 59°26' N, λ = 24°46' E.
Выпущ. 3100 м. провол., 6 змѣвъ, 16½ кв.м. общ. поверхн.

Мѣстное время.	Высота надъ ур. моря.	Давл.	Темп.	Относ. влажн.	Абсол. влажн.	Удѣльн. влажн.	Направление и сила вѣтра.	Облачность.	ПРИМѢЧАНІЯ.
9 ^а 38 ^а а. м.	42 м.	752.9	18.9	72.0/100	11.6	9.6	W 7 м/с.	8 fr S, Cu	У поверхности земли. Метеорографъ поднять на воздухъ.
9 46									
9 54	140	744	17.0	74	10.6	8.9			
10 8	550	709	12.7	96	10.4	9.2	W	7 fr S, Cu	Нижній предѣль нижнихъ облаковъ.
10 18	710	695	11.4	93	9.3	8.4			
10 29	990	673	10.0	82	7.5	7.0	WSW	9 fr S, Cu	
10 35	1140	661	9.2	69	6.0	5.7			
10 38	1140	661	9.2	94	8.2	7.8	WSW	7 fr S, Cu	Высота облаковъ; толщ. этого слоя не велика.
10 46	1220	654	8.8	68	5.8	5.5	W	8 fr S, Cu	
10 52	1470	634	7.3	64	4.8	4.7			
11 9	1630	622	5.9	68	4.7	4.7	WNW	8 fr S, Cu	Начали сматывать.
11 28	1530	630	6.2	68	4.8	4.8	W	8 fr S, Cu	
11 31	1510	631	6.3	86	6.1	6.0			
11 44	1180	658	8.7	76	6.4	6.1	W	6 fr S, Cu	
11 45	1170	659	9.0	90	7.7	7.2	WSW	5 Cu, fr S	Приборъ прошелъ слой облаковъ.
11 46	1160	660	9.4	76	6.7	6.2			
11 55	960	675	10.1	70	6.4	5.9			
11 57	950	676	10.3	92	8.5	7.9			Прошло облако.
12 0	940	677	10.5	62	5.8	5.3	WSW	5 Cu, fr S	
12 2 р. м.	810	688	10.9	90	8.6	7.8			
12 6	780	690	11.1	92	9.0	8.1	WSW	6 Cu	Мѣсто прежнихъ fr S, котор. теперь не видно.
12 12	560	709	13.1	86	9.5	8.4	W	5 Cu	
12 18	390	723	14.7	84	10.4	9.0			
12 23	260	735	16.1	78	10.6	9.0	W	5 Cu	
12 35	60	752	18.4	73	11.5	9.6	WNW	5 Cu	
12 36									
12 44	42	753.9	19.1	69	11.3	9.4	WNW 7 м/с.	5 Cu	Метеорографъ снять. У поверхности земли.

Ревель на почти прямолинейной изобарѣ.

Подъем № 18. 1 августа 1905. 7^а—9^р п. м.

Ревель, Бѣлый Маякъ, φ = 59°26' N, λ = 24°46' E.
Выпущ. 1500 м. провол., 3 змѣвъ, 8 кв.м. общ. поверхн.

Мѣстное время.	Высота надъ ур. моря.	Давл.	Темп.	Относ. влажн.	Абсол. влажн.	Удѣльн. влажн.	Направление и сила вѣтра.	Облачность.	ПРИМѢЧАНІЯ.
7 ^а 35 ^а р. м.	42 м.	755.8	16.4	74.0/100	10.3	8.5	WSW 5 м/с.	1 Cu	У поверхности земли. Метеорографъ поднять на воздухъ.
7 45									
7 47	80	752	15.8	77	10.3	8.6			
7 57	310	732	13.7	82	9.6	8.2	WSW	1 Cu	
8 1	450	720	13.0	83	9.2	8.0	W	1 Cu	
8 8	530	713	12.8	51	5.6	4.9			
8 15	700	699	11.7	44	4.5	4.0			
8 20	790	693	11.3	41	4.1	3.7	W	2 Cu	
8 28	970	677	9.9	49	4.4	4.1			Начали сматывать.
8 32	720	697	11.7	41	4.2	3.8	W	2 Cu	
8 35	700	699	11.7	50	5.1	4.6			
8 41	520	714	12.7	49	5.4	4.7			
8 46	320	731	13.6	81	9.4	8.0	W	1 Cu	
8 55	90	751	14.6	85	10.5	8.7	WSW	1 Cu	
8 57									
9 8	42	756.3	14.4	88	10.7	8.8	WSW 5 м/с.	1 Cu	Метеорографъ снять. У поверхности земли.

Ревель у края антициклона, центръ котораго находится у Харькова (765 мм.).

Подъем № 19. 2 августа 1905. 6^а—10^р п. м.

Ревель, Бѣлый Маякъ, φ = 59°26' N, λ = 24°46' E.
Выпущ. 4100 м. провол., 8 змѣвъ, 23 кв.м. общ. поверхн.

Мѣстное время.	Высота надъ ур. моря.	Давл.	Темп.	Относ. влажн.	Абсол. влажн.	Удѣльн. влажн.	Направление и сила вѣтра.	Облачность.	ПРИМѢЧАНІЯ.
6 ^а 31 ^а р. м.	42 м.	754.0	18.6	46.0/100	7.2	6.0	SSE 5 м/с.	10 AS, ACu	У поверхности земли. Метеорографъ поднять на воздухъ.
6 34									
6 41	160	744	18.4	39	6.1	5.1	SSE	10 AS, ACu	
6 49	380	725	16.3	43	6.0	5.2			
6 57	600	706	14.2	47	5.7	5.0	SSE	9 ACu, SCu	
7 17	980	674	10.3	62	5.7	5.3			
7 23	1110	663	10.0	48	4.4	4.1	SSE	10 SCu, ACu, AS	
7 27	1120	662	9.5	61	5.4	5.1			
7 32	1240	653	8.9	64	5.4	5.2	SSE	10 SCu, AS	
7 36	1260	651	10.0	24	2.2	2.1			
7 46	1390	640	9.0	19	1.6	1.6	SSE	10 AS, SCu	
7 52	1490	634	7.8	21	1.6	1.6			
8 9	1680	618	7.7	15	1.2	1.2	S	10 AS, fr N	
8 19	1690	617	8.4	24	2.0	2.0			
8 30	2150	584	4.4	54	3.4	3.6	S	10 AS, fr N	Начали сматывать.
8 39	2090	589	4.6	60	3.8	4.0			
8 49	1690	618	6.4	59	4.3	4.3	S	10 AS, fr N	Внизу вѣтеръ усилил., наверху замѣт. ослаб., змѣи падаютъ сильно.
8 53	1350	644	9.0	60	5.1	4.9	SSE	10 fr N	
8 55	1160	658	9.5	46	4.1	3.9			
9 4	940	677	10.9	76	7.4	6.8	SSE	10 fr N	Мелкій дождь.
9 20	740	693	13.2	67	7.6	6.9			Дождь пересталъ.
9 34	470	715	15.5	61	8.1	7.1	SSE	10 N	Капли дождя.
9 39	320	727	16.8	59	8.3	7.3			Дождь пересталъ.
9 48									Метеорографъ снять.
9 55	42	751.7	16.4	69	9.5	7.9	SSE 7 м/с.	10 N	У поверхности земли.

Съ NW подходит V-образный выступъ минимума.

Подъем № 20. 3 августа 1905 г. 7^а—11^а а. м.

Ревель, Бѣлый Маякъ, φ = 59°26' N, λ = 24°46' E.
Выпущ. 3600 м. провол., 6 змѣвъ, 16½ кв.м. общ. поверхн.

Мѣстное время.	Высота надъ ур. моря.	Давл.	Темп.	Относ. влажн.	Абсол. влажн.	Удѣльн. влажн.	Направление и сила вѣтра.	Облачность.	ПРИМѢЧАНІЯ.
7 ^а 3 ^а а. м.	42 м.	749.9	14.8	86.0/100	10.7	8.9	W 7 м/с.	10 fr S	У поверхности земли. Метеорографъ поднять на воздухъ.
7 12									
7 15	110	745	14.7	75	9.3	7.8			
7 21	160	740	14.5	77	9.5	8.0	W	9 fr S, Scf	
7 35	370	722	12.5	85	9.0	7.8			
7 43	590	703	10.4	100	9.4	8.4	W	10 fr S, Scf	Нижній предѣль облак.
8 0	760	689	8.8	96	8.1	7.3			
8 10	970	670	7.7	91	7.2	6.7	W	10 Scf, Cu	
8 21	1220	651	6.9	96	7.1	6.8	WSW	5 Scf, Cu	Рѣзкій верхній предѣль облаковъ.
8 27	1270	647	6.8	46	3.4	3.3			
8 37	1380	639	6.4	29	2.1	2.0	WSW	5 Cu, Scf	
8 45	1490	630	5.7	38	2.6	2.6	W	5 Cu, Scf	
9 9	1810	606	3.8	32	1.9	2.0			Начали сматывать.
9 16	1700	615	5.0	28	1.8	1.8	W	4 Cu	
9 26	1400	637	5.7	47	3.2	3.1			
9 36	1240	651	6.4	46	3.4	3.3	WNW	6 Cu	Начиная отъ этой высоты кривая гигрографа представляетъ рядъ небольшихъ зигзаговъ, вслѣдствіе проходящихъ облаковъ.
9 44	1200	654	6.1	82	5.8	5.5	W	6 Cu	
9 53	970	671	7.1	77	5.8	5.4			
10 3	670	690	10.8	92	8.8	8.0	W	4 Cu	
10 10	520	709	11.9	73	7.5	6.6			
10 17	330	726	13.8	69	8.1	7.0	WSW	2 Cu	
10 21	150	741	15.9	63	8.6	7.2			
10 28									
10 35	42	751.3	18.4	56	8.8	7.3	WSW	1 Cu	Метеорографъ снять. У поверхности земли.

V-образный выступъ минимума съ сѣверо-запада.

Примѣчаніе. На приложенномъ къ настоящему труду чертежѣ изображены для нѣсколькихъ наиболѣе интересныхъ подъемовъ кривыя представляющія распределеіе температуры и относительной влажности по высотѣ. Сплошныя линіи представляютъ ходъ температуры, а пунктиръ — ходъ влажности. Толстая черта относится къ поднятію, а тонкая къ спуску.

III. Наблюдения над облаками.

Змѣи представляютъ хорошее средство для опредѣленія высоты облаковъ. Можно отмѣтить моментъ исчезновенія змѣевъ или метеорографа въ облакахъ и опредѣлить угловую высоту ихъ и длину выпущенной проволоки. Этотъ способъ однако же не особенно точенъ. Проходящія клочки тумана то покрываютъ, то раскрываютъ предметъ, а нерѣдкая перемѣна вѣтра у границъ облака и остановка выпуска проволоки сильно дѣйствуютъ на уголъ высоты. Другое средство представляетъ запись гигрографа. При вступленіи въ облако относительная влажность достигаетъ максимума въ 95—100% и остается почти постоянной на всемъ протяженіи облака. Отличныя качества и высокая чувствительность находившагося въ моемъ распоряженіи гигрографа (см. напр. подъемы № 17 и № 19) заставили меня предпочесть послѣдній способъ, между тѣмъ какъ первый могъ служить лишь контролемъ.

На основаніи этихъ соображеній я поступалъ такъ. Нѣсколько ниже облаковъ я измѣрялъ секстаномъ высоту метеорографа для грубой оцѣнки нижняго предѣла высоты. Затѣмъ, по перегибу записи гигрографа въ связи съ отмѣченнымъ моментомъ исчезновенія змѣевъ и метеорографа въ облакахъ, я уже могъ вычислить болѣе точную высоту.

Разсматривая результаты наблюденій, можно довольно рѣзко отмѣтить два уровня облаковъ: прибл. 500 м. и 1200 м. Нижній уровень принадлежитъ Stratus'у; облака эти, особенно въ утренніе часы, пригоняло вѣтромъ съ моря на берегъ. Поэтому они обыкновенно представляли не сплошной покровъ, а отдѣльные продолговатые клочки, посреди которыхъ, даже въ случаѣ степени облачности 10, часто просвѣчивало синее небо. Восходящая составляющая вѣтра, образовавшаяся или механически вслѣдствіе упомянутой горной террасы или физическими условіями нагрѣванія воздуха надъ материкомъ, нерѣдко придавала ему видъ подобный кучевымъ. Поэтому часто встрѣчается отмѣтка frS или Scf. Высота нижняго облачнаго слоя получается изъ слѣдующихъ опредѣленій:

St надъ берегомъ	Удѣльн. влажн. gr./kg.	St надъ моремъ
Подъемъ № 3 высота 460 м.	7·2	Подъемъ № 9
» № 4 » 520	7·2	Удѣльн. влажн. gr./kg.
» № 17 » 550	9·0	высота 430 м.
» № 20 » 590	8·0	9·7
ср. 530		

Высоты эти взяты изъ таблицъ наблюденій, въ которыхъ они опредѣлены на основаніи вышеизложенныхъ соображеній. Онѣ соотвѣтствуютъ нижнему предѣлу облаковъ наблюденному при поднятіи. При спускѣ почти всегда облака уже разсѣивались. Исключеніе составляетъ подъемъ № 4; въ этомъ случаѣ при спускѣ получилась та же высота какъ и при поднятіи.

Удѣльная влажность на всемъ протяженіи прибл. отъ 100 м. до 500 м. или 600 м. сохраняла почти постоянную величину, между тѣмъ какъ у самой поверхности земли наблюдалась нѣсколько иная величина. Въ выше приведенной табличкѣ показана средняя величина для означеннаго слоя. Разсмотрѣнныя явленія можно объяснить слѣдующимъ образомъ. Богатая влагою свѣжая морская бриза перемѣшиваетъ нижніе слои атмосферы и равномерно распространяетъ водяной паръ до извѣстной высоты; только у самой поверхности земли, вслѣдствіе застоя воздуха, можно встрѣчать измѣненныя нѣсколько условія. Обогащеніе воздуха влагою можетъ продолжаться до такой высоты, гдѣ средняя температура близка къ точкѣ росы. Тамъ достаточно небольшого почнаго охлаждения, чтобы сгустить водяной паръ и образовать слой тумана Stratus, который, послѣ наступленія минимума температуры на разсматриваемой высотѣ, въ утренніе часы застилаетъ небо, а днемъ исчезаетъ. Высоту точки росы можно опредѣлить слѣдующимъ образомъ. Изъ психрометрическихъ таблицъ видно, что для небольшого промежутка температуры (напр., между 13° и 19°) разность Δt между исходною температурою и точкою росы измѣняется только въ зависимости отъ относительной влажности f . Таблицы даютъ для температуръ отъ 13° до 19°:

при f	70%	75%	80%
Δt	5°5	4°5	3°5.

Во время поднятій (при спускахъ въ большинствѣ случаевъ облака уже исчезали) наблюдались слѣдующія величины на высотѣ, гдѣ непосредственное вліяніе земной поверхности на влажность уже стало незамѣтнымъ:

Подъемъ №:	3	4	17	20	средн.
Высота	150 м.	140 м.	140 м.	110 м.	130 м.
f	83%	78%	74%	75%	77%
} средн. $\Delta t = 4^{\circ}1$.					

При среднемъ наблюденномъ температурномъ градиентѣ $-0^{\circ}9$ на 100 м. (отъ $h = 100$ м. до $h = 600$ м. см. главу V) величинѣ $\Delta t = 4^{\circ}1$ соотвѣтствуетъ разность высотъ 450 м., такъ что высота облаковъ получается $= 580$ м. Въ данномъ случаѣ мы не имѣемъ дѣла съ восходящимъ потокомъ. По этому не приходится принять въ расчетъ измѣненіе точки росы вслѣдствіе уменьшенія упругости пара въ зависимости отъ уменьшенія давления¹⁾. Изъ таблицъ наблюденій дѣйствительно видно, что абсолютная влажность почти постоянна на всемъ протяженіи разсмотрѣннаго слоя воздуха.

Вслѣдствіе выдѣленія въ жидкомъ видѣ нѣкотораго количества водянаго пара, непосредственно надъ облаками наблюдается рѣзкое уменьшеніе удѣльной влажности на 1—2 gr./kg. Такимъ образомъ правильное повтореніе описаннаго процесса изо дня въ день какъ бы раздѣляетъ атмосферу на горизонтальные слои, болѣе или менѣе рѣзко отдѣленные,

1) Sprung, Lehrbuch der Meteorologie, стр. 178—180.

причемъ высота слоя скачка въ связи съ неперіодическими колебаніями температуры и связанными съ ними измѣненіями влажности конечно мѣняется. Указанный слой скачка на 1—2 gr./kg. встрѣчается почти при всѣхъ подъемахъ. Средній выводъ изъ поднятія и спуска даетъ слѣдующія высоты для этого слоя.

Подъемъ №	Часть набл.	Высота скачка удѣльной влажности.	Температура на высотѣ 600 м.
3	10 ^h а.	460 м. — 600 м.	8°3
4	5 а.	520 — 570	7·6
5	1 р.	620 — 780	9·1
6	8 р.	220 — 540	12·2
8	7 р.	920 — 1020	10·4
16	7 р.	350 — 580	10·2
17	11 а.	900 — 1040	12·6
18	8 р.	380 — 520	12·2
20	9 а.	630 — 860	10·8
Среднее		560 — 720	

Зюрингъ¹⁾, въ средних выводахъ для распредѣленія удѣльной влажности, нашелъ подобный слой скачка на высотѣ 500—1000 м.

Въ слоѣ непосредственно вышемъ можно бы себѣ представить повтореніе только что описанныхъ явленій, т. е. постоянную удѣльную влажность до новой точки росы и выдѣленіе облачного слоя вслѣдствіе утренняго охлаждения. Однако же наличность требуемыхъ условий на высотѣ 600—1200 м. гораздо менѣе вѣроятна. Неправильные порывы вѣтра и мелкіе вихри вслѣдствіе отдаленности земной поверхности совершенно отсутствуют, обмѣнъ воздуха высшихъ и низшихъ слоевъ вслѣдствіе суточныхъ колебаній температуры также значительно уменьшился, и равномерное распредѣленіе водянаго пара на протяженіи толстаго слоя атмосферы является уже дѣломъ случая. На высотѣ новой точки росы суточная амплитуда температуры еще болѣе уменьшилась и имѣетъ уже другой характеръ, такъ что правильной смѣны утренней конденсаціи и дневнаго растворенія нѣтъ. Водяной паръ медленно диффундируетъ вверхъ, причемъ удѣльная влажность вообще уменьшается. Образование St-образныхъ облаковъ на этой высотѣ носятъ слѣдовательно характеръ случайный, какъ, напр., при подъемѣ № 7, гдѣ вслѣдствіе слабого температурнаго градиента первый уровень конденсаціи поднять до высоты 1200 м., или при подъемахъ № 17 и 20, гдѣ посреди болѣе сухаго слоя воздуха появились проходящія облака на высотѣ 1150 м. и 1220 м. Зато около разсматриваемой высоты начинается образованіе Си, обязанныхъ своимъ происхожденіемъ адиабатически восходящимъ массамъ воздуха, образующимся при сильномъ дневномъ нагрѣваніи почвы и прорывающимся до высоты точки

1) Wissensch. Luftf. III, стр. 158.

росы. Хорошій примѣръ представляетъ подъемъ № 2, хотя собственно Си тогда и не были достигнуты. Температурный градиентъ до первыхъ 200 м. наблюдался —1°7 на 100 м., затѣмъ до 1100 м. довольно равномерно = —1°0; удѣльная влажность почти постоянно равнялась 5·0 gr./kg. отъ 380 м. до 1100 м. Поэтому въ данномъ случаѣ можно примѣнить формулы для адиабатично восходящаго воздуха, напр. формулу Hennig'a¹⁾. Высота Си и по формулѣ и по графикамъ для температуры и влажности довольно точно опредѣляется = 1500 м.

Явленіе, такъ сказать, противоположное облакамъ, т. е. рѣзко отдѣленный очень сухой слой воздуха, или «верхняя возмущенная зона» (obere Störungszone) Зюринга²⁾, наблюдалось нѣсколько разъ, а именно 18-го іюля (подъемъ № 8) и 1—3-го августа (подъемы №№ 18—20). Переходъ съ большой влажности къ малой чрезвычайно рѣзокъ, такъ что вычисляемая толщина переходной зоны (20—80 м.) зависитъ главнымъ образомъ отъ техническихъ деталей подъема, т. е. отъ инерціи гигрографа и скорости его поднятія. Одновременно замѣчается инверсія, постоянство или замѣтно замедленное убываніе температуры; минимумъ влажности на нѣсколько сотенъ метровъ выше начала сухаго слоя, затѣмъ влажность опять медленно увеличивается; однимъ словомъ, замѣчаются всѣ характерныя свойства, описанныя Зюрингомъ. Изъ таблицъ наблюденій я выпиываю слѣдующія подробности относительно разбираемыхъ зонъ.

Подъемъ №	Часть дни.	Высота надъ уровн. моря.	Внезапное уменьшеніе влажности.		Минимумъ влажности.		Скачекъ температуры.
			относит.	удѣльн.	относит.	удѣльн.	
8	7 ^h р.	1020 м.	—28%	—2·1 gr./kg.	59%	4·1 gr./kg.	+ 0°1 на 20 м.
18	8 р.	490	—32	—3·1	41	3·7	— 0·2 на 80 м.
19	8 р.	1250	—40	—3·1	15	1·2	+ 1·1 на 20 м.
20	9 а.	1250	—50	—3·5	28	1·8	— 0·1 на 50 м.
Среднее		1000 м.	—38%	—3·0	36%	2·7	+ 1°4 на 100 м.

Интересно, что уже утромъ 1-го августа (подъемъ № 17) какъ бы подготавлилась сухая зона. Облака на высотѣ 1000—1200 м. представляются въ кривыхъ хода элементовъ узкими зигзагами, только мимоходомъ нарушающими общее убываніе влажности. Ниже я еще вернусь къ вопросу о сухихъ теплыхъ зонахъ, нерѣдко наблюдаемыхъ также на постоянныхъ змѣйковыхъ станціяхъ въ Павловскѣ, Берлинѣ и Blue-Hill'ѣ.

Спеціальныи интересъ представляютъ змѣйковыя наблюденія надъ облаками въ морѣ, такъ какъ тамъ нѣтъ тригонометрическихъ измѣреній. Поэтому я здѣсь привожу всѣ извѣстныя мнѣ наблюденія. Мнѣ лично, къ сожалѣнію, только одинъ разъ удалось опре-

1) Met. Zeitschr. 1895, стр. 125.

2) Wissenschaftl. Luftfahrten III, стр. 151.

дѣлать высоту нижняго Stratus въ 430 м. (подъемъ № 9). Указаніе на этотъ уровень какъ на слой скачка удѣльной влажности встрѣчается еще при подъемахъ №№ 13, 14, 15 на высотѣ 500—600 м. Съ другой стороны въ нашихъ водахъ В. В. Кузнецовъ 25 іюля 1904 г. около 1^а дня встрѣтилъ Cu надъ Финскимъ заливомъ на высотѣ 1600 м. Въ напечатанныхъ до сихъ поръ морскихъ наблюденіяхъ въ свободной атмосферѣ встрѣчается слѣдующій матеріалъ. Teisserenc de Bort¹⁾ въ Категатѣ наблюдалъ слѣдующія высоты:

Ni { 300 м.	SCu { 1020 м.	frN { 1780 м.	Ni { 2270 м.
SCu { 560	Cu { 1280	Ncf { 1840	SCu { 2360
430 м.	1200 м.	1800 м.	2300 м.

Shaw и Dines²⁾ у западнаго берега Шотландіи въ 1902 г. нашли довольно равномерное распределеніе облаковъ на высотахъ отъ 450 м. до 1050 м. (всего 14 случаевъ). Два раза облака наблюдались на 1300 м. и 1400 м. и два раза на 2000 м. и 2100 м. Въ 1903 г. Dines³⁾ наблюдалъ облака два раза на высотѣ 600 м. и 750 м., три раза на высотѣ 1000—1200 м. и два раза на высотѣ 1800—2000 м. Verson и Elias⁴⁾ въ арктическихъ водахъ, въ средней широтѣ 70°, наблюдали 7 разъ Stratus на высотѣ отъ 160 м. до 460 м. (средн. 310 м.) и два раза SCu на долготѣ 700 м. и 750 м.

Вблизи тропиковъ, т. е. у Багамскихъ острововъ въ широтѣ $\varphi = 25^\circ N$, высотѣ $\lambda = 77\frac{1}{2}^\circ W$, Fassig⁵⁾ получивъ слѣдующія опредѣленія:

frN («Scud») 460 м.,	Cu, CuN (можетъ быть Ncf) 650—750 м.,
«Clouds» 910 м.,	Cu 860—1100 м.

Hergesell⁶⁾ говоритъ, что опъ около Канарскихъ острововъ часто наблюдалъ такъ называемые пассатные Cu, т. е. плоскіе облачные валіки («flache Wolkenwülste»), у верхняго предѣла нижняго адиабатическаго слоя около 500 м. Можетъ быть эти облака соотвѣтствуютъ frS.

Соединяя наблюденія въ среднихъ широтахъ, т. е. главнымъ образомъ наблюденія Teisserenc de Bort'a и Dines'a, можно различать по высотамъ три группы облаковъ: самыя низкія облака отъ 400—700 м., облака на уровнѣ 1200 м. и облака около 2000 м. Эти высоты довольно хорошо согласуются съ высотами, приводимыми въ учебникахъ на

1) Travaux de la station franco-scandinave de sondages aériens à Hald 1902—1903. Viborg 1904.

2) Meteorological observations obtained by the use of kites off the west coast of Scotland, 1902. Philos. Trans. A. Vol. 202, стр. 123—141.

3) Quart. Journ. R. Met. Soc. April 1904.

4) Ergebnisse der Arbeiten am Aeronautischen Obser-

vatorium 1. Okt. 1901—31. Dec. 1902, Anhang 2. Veröffentlich. d. K. Preuss. Meteor. Inst.

5) Kite flying in the tropics. Month. Wea. Rev. 1903 Dec.

6) Drachenaufstiege auf dem Mittelländischen Meere und auf dem Atlantischen Ocean. Met. Zeitschr. Juni 1905. Compt. Rend. 30. Jan. 1905.

основаніи наблюденій на материкахъ. Изъ курса метеорологіи Hann'a¹⁾ я заимствую слѣдующія числа:

	Павловскъ, Упсала, Блю-Гилль.	Соединенные Штаты.	Боссекопъ. $\varphi = 70^\circ$.
Stratus	600 м.	900 м.	660 м.
Ni	1000	1800	980
SCu	1900	2500	1340
Cu (основаніе)	1500	1800	1320

Вышеуказанные три уровня близко подходят къ приведеннымъ въ табличкѣ высотамъ, определеннымъ въ Павловскѣ, Упсалѣ и Блю-Гиллѣ. Это можно было ожидать, такъ какъ эти станціи находятся въ мѣстахъ не очень отдаленныхъ отъ моря. Напротивъ, измѣренія, произведенныя по почину Weather Bureau посреди Соединенныхъ Штатовъ, даютъ вообще нѣсколько большія высоты. Съ другой стороны, самый низкій St въ морѣ наблюдается какъ будто на 100—150 м. ниже, чѣмъ на приведенныхъ трехъ береговыхъ станціяхъ, очевидно вълѣдствіе большей влажности. Характерно также пониженіе высоты облаковъ наблюденныхъ Берсономъ и Эліасомъ въ субполярныхъ широтахъ, гдѣ точка росы расположена ниже. Этому соотвѣтствуютъ измѣренія въ Боссекопѣ подь $\varphi = 70^\circ$.

Разсмотрѣнныя выше сухія зоны тоже перѣдко наблюдались надъ моремъ. Особенно часто Teisserenc de Bort встрѣчалъ въ Категатѣ это интересное явленіе со всѣми характерными свойствами. Изъ его труда я выписываю слѣдующія данныя въ округленныхъ числахъ:

Число.	Высота.	Уменьшеніе влажности на	Минимумъ влажности	Скачекъ температуры.
1903. 22. IV	2400 м.	36%	42%	+ 3° на 300 м.
25. IV	1400	30	0	+ 1 » 200 м.
26. IV	2800	22	14	— 0.1 » 300 м.
9. V	1400	18	48	+ 0.6 » 100 м.
12. V	около 1500	15	26	медленный переходъ
13. V	2300	31	31	— 0.4 на 500 м.

Верхній предѣлъ обыкновенно не былъ достигнутъ (выше 4—5 км.).

Hergesell выдвинулъ совершенно сходное явленіе подь названіемъ слоя инверсія, какъ характерное для области пассата. Онъ наблюдалъ начало сухой зоны уже на высотѣ 600—800 м.; въ приведенномъ имъ примѣрѣ относительная влажность внезапно уменьшилась на 50% и затѣмъ достигла минимума въ 16%; температура повышалась на 8° при увеличеніи высоты на 600 м., толщина сухаго слоя была около 3000 м.

1) Lehrbuch der Meteorologie. 1. Aufl., стр. 272—273.

Dines и Shaw в 1902 г. также два раза отметили, «Very Dry» (ниже 60%) на высотах 1000 и 3000 м., причем температура несколько повышалась; в 1903 г. Dines наблюдал еще два случая. Bergson и Elias нашли подобный случай в датских водах на высотах 490 м.; другой случай около Шницбергена на высотах 1000 м. не вполне ясен. В Финском заливе, 4 сентября 1903 г., В. В. Кузнецов¹⁾ на высотах 400—600 м. нашел быстрое понижение влажности на 30% с повышением температуры на 2°. Затем наблюдалось весьма медленное убывание температуры с постоянным понижением влажности до 1600 м., где влажность была 20%.

Во время печатания этого труда стали известными еще два ряда наблюдений²⁾ а именно Simpson'a в Немецком море в августе 1905 г. и Cave'a в апреле—мае 1904 г. на о. Барбадосе недалеко от берега. Первый встречал три раза вышеописанные сухие теплые зоны на высотах 400—1500 м. Замечательно, что во время первого из этих подъемов, когда метеорограф находился на высоте 1000 м., выпал сильный дождь; при спуске все таки сухая зона наблюдалась без изменения. На о. Барбадосе также несколько раз наблюдались сухие зоны. Вследствие сжатости публикации, только в одном случае, для которого сообщается график, можно утвердить, что сухая зона была и относительно тепла.

Из сказанного явствует, что сухие теплые зоны в свободной атмосфере, как над материком так и над морем, представляют явление весьма характерное и вовсе не редкое, заслуживающее внимания метеорологов. Что касается до объяснения разбираемого явления, то пока только Зюринг высказал некоторые соображения по этому поводу. Он думает, что пылинки, находящиеся в изобилии в данном воздушном слое, сгущают влагу хотя бы в невидимо мелкие капельки, так что гигрометр показывает меньшее количество воды, чем в соседстве; конденсация водяного пара нагревает окружающий воздух. Однако, малая относительная влажность этим не объясняется. Для этого потребовалось бы допустить весьма гигроскопические свойства пылинок, которые мало вероятны.

Я позволяю себе предложить другое объяснение, подсказанное подъемом № 17 и опирающееся на следующие кабинетные опыты. Если под колпак, внутри которого относительная влажность велика, поместить чашку со льдом или снегом, то воздух быстро высушивается, между тем как температура сравнительно мало падает. В одном таком опыте (высота колпака 50 см., диаметр 25 см.) шарик термометра и нижний конец волоса гигрометра помещались на 5 см. выше поверхности снега. В начале опыта, когда чашки со снегом еще не было, влажность была = 90%, температура = 19°; через 3/4 часа после установки небольшой чашки со снегом влажность упала до 40%, а температура до 17°. Известно, что водяной пар стремится принять во всем про-

1) 4 подъема в Финском заливе, еще не опубликованные, любезно предоставлены мне В. В. Кузнецовым.
2) Quart. Journ. R. Met. Soc. 1906 Jan.

странстве максимальную упругость, соответствующую температуре жидкости. Но важно, что уравновешение давления пара при этом происходит гораздо быстрее, чем теплопроводность успевает существенно изменить температуру газа. В противном случае относительная влажность постоянно держалась бы около 100%, между тем как на самом деле наблюдалось высушивание. Для более точного исследования этого обстоятельства я производил следующие опыты. Под указанный колпак был помещен аспирационный психрометр Ассмана в полном действии, производивший энергичное перемешивание воздуха в этом небольшом пространстве. За 4 мин., прошедшие после помещения под колпак чашки со снегом, показание сухого термометра понизилось на 1.6, а смоченного — на 3.3, что соответствовало уменьшению относительной влажности на 16%. При другом опыте с значительно большим колпаком в начале наблюдалось:

$$t = 18^{\circ}0, t' = 17^{\circ}6, e = 14^{mm}8, f = 96\%.$$

Через 15 мин. получилось соответственно:

$$14^{\circ}9 \quad 9^{\circ}3 \quad 6^{mm}0 \quad 48\%.$$

Вследствие притока тепла извне понижение сухого термометра задерживалось, а именно на 0.9, что можно было заключить из того, что после удаления снега температура при прочих равных обстоятельствах повышалась на 0.9 в 15 мин. Следовательно, без постороннего нагревания упругости $e = 6^{mm}0$ соответствовала бы температура 14.0 и относительная влажность была бы 51%. В этих опытах высушиваемый воздух быстро протекает мимо поверхности снега и освобождается от большей части примененного водяного пара, охлаждаясь при этом лишь незначительно вследствие внешней теплопроводности поверхности снега. Для успеха описанных опытов необходимо по возможности уменьшить весьма гигроскопические свойства стеклянных стенок покрытием их хотя бы тонким слоем масла, и лучше не доводить начальную влажность до 100%. Иначе даже применением концентрированной серной кислоты только в течение многих часов можно достаточно высушить колпак. Распространяя результат описанных опытов на высокие слои атмосферы нужно иметь в виду, что там уменьшенное давление может только едва заметно изменить упругость пара¹⁾ и во всяком случае несколько способствует уравновешению ее. Внешняя теплопроводность при уменьшенном давлении по теории Лоренца²⁾, подтвержденной также опытами Терешина³⁾, уменьшается пропорционально квадрату корню из плотности окружающего газа, между тем как остальные коэффициенты формулы Лоренца от плотности не зависят.

1) Хвольсон, Курсь Физики, III, стр. 551.
2) Wiedem. Ann. 13. 1881, стр. 586, формула 8.

3) Журн. Р. Физ. Хим. Общ. 25. 1893, стр. 109—110.

Обращаю теперь вниманіе на подъемъ № 17, гдѣ въ $10^{\circ}38'$, $11^{\circ}45'$ и $11^{\circ}57'$, какъ разъ во время остановокъ сматыванія, около метеорографа прошли облака. Влажность, указанная гигрографомъ, внезапно увеличилась, можетъ быть вслѣдствіе водяныхъ капель, попавшихъ на волосъ гигрографа, а затѣмъ сейчасъ же понизилась до прежней и даже меньшей величины. На основаніи сказаннаго я себѣ представляю слѣдующій порядокъ явленій. Въ какомъ-нибудь высокомъ холодномъ слоѣ атмосферы *A* несетя облако, благодаря небольшой восходящей составляющей существующаго вѣтра. По прекращеніи этой составляющей, частицы облака падаютъ со скоростью 1 см./сек. — 1 м./сек. для радиусовъ капелекъ отъ $0^{\text{м}}01$ до $0^{\text{м}}1$). Достигнувъ нижняго болѣе теплаго слоя *B*, холодныя частицы облака уменьшаютъ упругость пара въ воздухѣ этого слоя до максимальнаго напряженія, соответствующаго ихъ температурѣ, и такимъ образомъ высушиваютъ этотъ слой, понижая лишь незначительно температуру его. Наконецъ, въ третьемъ еще болѣе низкомъ и тепломъ слоѣ *C*, вслѣдствіе вновь возникающаго вѣтра съ восходящею составляющею, паденіе останавливается, и холодныя водяныя или ледяныя частицы съ теченіемъ времени значительно охлаждаются этотъ слой и обогащаютъ его влагою, отчасти испаряясь. Кромѣ того съ верхней поверхности попавшаго въ слой *C* облака солнечные лучи отражаются и нагреваютъ слой *B*. Такимъ образомъ послѣдній будетъ относительно теплѣе слоевъ *A* и *C* и вмѣстѣ съ тѣмъ значительно суше. Вслѣдствіе большой теплоты конденсаціи водянаго пара необходимо, чтобы высушивающія ледяныя массы были бы гораздо больше массы удаляемаго пара. Поэтому я себѣ представляю, что черезъ высушиваемое пространство облака вообще проходятъ не вертикально, а прогоняются вѣтромъ въ наклонномъ направленіи. Возможны однако же и случаи вертикальнаго паденія. Пусть будетъ, напр., вертикальный температурный градиентъ = -0.6 , и количество твердыхъ частицъ облака 5 гр. на 1 куб.м.²⁾ Я принимаю слѣдующее первоначальное распредѣленіе для столба воздуха въ 1 кв.м. сѣченія.

Слой.	Высота.	Средн. темп.	Влажн.	<i>a</i>
<i>A</i>	3 км.—5 км.	0°	100%	$4.6^{\text{мм}}$
<i>B</i>	2 — 3	9	69	5.9
<i>C</i>	0 — 2	18	средняя.	

Тогда слой *A* содержитъ 10 кг. льда при 0°, который, растаявая, поглощаетъ 800 Са. Слой *B* содержитъ сначала 6.1 гр./куб.м. пара. Для того чтобы напряженіе пара въ немъ уменьшилось до $4^{\text{мм}}6$, требуется удалить 1.33 гр./куб.м. или всего 1.33 кг. воды. Это даетъ скрытую теплоту прибл. 800 Са, т. е. столько, сколько можетъ поглощать облако. Въ данномъ случаѣ относительная влажность въ слоѣ *B* уменьшилась бы на 16%, т. е. до 53%.

1) Lenard, Über Regen, табл. II. Met. Zeitschr., 1904, Juni.

2) Conrad, Wassergehalt der Wolken, Denkschr. Wien. Akad. Bd. 73.

Предоставляя вышеизложенные доводы и замѣтки благоусмотрѣнію метеорологовъ, я не могу не надѣяться, что дальнѣйшія наблюденія и изслѣдованія разъяснятъ окончательно всѣ детали настоящаго вопроса.

IV. Суточное колебаніе температуры и влажности.

Законы распространенія суточнаго колебанія метеорологическихъ элементовъ въ свободную атмосферу выяснены отчасти рядомъ небольшихъ работъ, а главнымъ образомъ двумя обстоятельными изслѣдованіями, а именно обработкою наблюдений на Эйфелевой башнѣ¹⁾ и недавно вышедшимъ трудомъ Clayton'a²⁾. Изъ этихъ изслѣдованій вытекаетъ, что суточное колебаніе температуры съ поверхности почвы распространяется въ свободную атмосферу подобно тому, какъ она распространяется въ почвѣ въ глубь. Амплитуда колебанія *a* уменьшается съ высотой *h* по закону показательной функціи

$$a_h = a_0 \cdot 10^{-bh}$$

гдѣ величина *b* имѣетъ значенія нѣсколько различныя смотря по времени года и по мѣстности. Этотъ законъ единогласно подтверждается многими изслѣдованіями по интересующему насъ явленію³⁾. Моменты наступленія крайнихъ при этомъ нерѣдко нѣсколько запаздываютъ, причемъ максимальное запаздываніе на высотѣ 300—400 м. достигаетъ не больше 1—2°. Эта высота по Clayton'у и представляетъ предѣлъ, до котораго распространяется непосредственное дѣйствіе нагрѣтой или охлажденной почвы лучеиспусканіемъ и теплопроводностью, отчасти только и конвекціею. Выше, суточное колебаніе представляетъ картину существенно различную отъ явленій, наблюдаемыхъ вблизи поверхности почвы; выступаетъ двойное колебаніе небольшой амплитуды, а фазы совершенно измѣняются.

Въ полученныхъ мною наблюденіяхъ уменьшеніе суточнаго колебанія съ высотой довольно рѣзко выражено. Въ жаркіе часы дня температура быстро понижается съ увеличеніемъ высоты; рано утромъ и вечеромъ пониженіе слабо, и наблюдалась даже изотермія. Я сначала разберу свои береговья наблюденія относительно упомянутаго вопроса, а затѣмъ обращусь къ морскимъ, какъ къ своимъ, такъ и къ нѣкоторымъ другимъ, опубликованнымъ до сихъ поръ.

Наблюденія вблизи г. Ревеля почти поровну распредѣляются на двѣ группы: одни произведены до полудня около 11°, другія вечеромъ часовъ 7—8. Связь между амплитудою суточнаго колебанія и разностью температуръ ΔT въ эти два момента устанавли-

1) Angot, Résumé des observations faites au Bureau Central et à la tour d'Eiffel 1890—1894. Ann. Bureau Centr. Mété. de France 1894.

2) The diurnal and annual periods of temperature etc. Annals Astron. Observ. Harvard Coll., vol. LVIII, part I.

3) см. тоже: Hergesell, Die Temperatur der freien Atmosphäre. Petermanns Geogr. Mitteil. 1900, стр. 97. Hill, On temp. and humidity Observ. at Allahabad. Ind. Met. Memoirs, IV, стр. 361. Berson, Wissensch. Luftf., III, стр. 120; II, стр. 580—585.

вается на основании слѣдующаго соображенія, въ которомъ я принимаю въ расчетъ только первый членъ ряда Фурье, играющій главную роль, по крайней мѣрѣ для явленій дневнаго нагрѣванія. Пусть α и β обозначаютъ фазисные углы, соответствующіе среднимъ моментамъ двухъ группъ наблюдений, тогда

$$\Delta T_0 = a_0 (\sin \alpha - \sin \beta) = a_0 k \quad \left\{ \begin{array}{l} \text{прибл. } \alpha = 50^\circ, \beta = 180^\circ \\ k = 0.8 \end{array} \right\}$$

На высотѣ h углы α и β уменьшаются на одну и ту же величину r , соответствующую разности угловыхъ постоянныхъ ряда Фурье внизу и на высотѣ h , такъ что

$$\begin{aligned} \Delta T_h &= a_h \{(\sin \alpha - \sin \beta) \cos r - (\cos \alpha - \cos \beta) \sin r\} \\ &= a_0 \cdot 10^{-bh} \{k \cos r - k_1 \sin r\} = a_0 \cdot 10^{-bh} \cdot K \end{aligned}$$

гдѣ

$$k_1 = \cos \alpha - \cos \beta \quad \left\{ \begin{array}{l} \text{при } \alpha = 50^\circ, \beta = 180^\circ \\ k_1 = 1.6 \end{array} \right\}$$

Пока уголъ r настолько малъ, что можно пренебречь его \sin и приравнять единицѣ его \cos , получается

$$\Delta T_h : \Delta T_0 = a_h : a_0.$$

Въ такомъ случаѣ уже изъ двухъ наблюдаемыхъ температуръ, т. е. помощью одной разности ΔT , опредѣляется искомое убываніе амплитуды съ высотой.

Вообще же множитель $K < k$, такъ что отношеніе $\Delta T_h : \Delta T_0$ покажетъ большее убываніе съ высотой, чѣмъ отношеніе $a_h : a_0$.

Если имѣются три различныя температуры или двѣ разности ΔT , надлежащимъ образомъ распределенныя, то можно будетъ опредѣлить для каждой высоты обѣ неизвѣстныя b и r , а тогда и окажется, какую функцію высоты представляетъ запаздываніе фазъ r . Имѣя только одну разность ΔT , можно получить лишь приближенные результаты, и то только въ такомъ случаѣ, если прослѣдить температурное колебаніе по небольшимъ ступенямъ высоты. Въ противномъ случаѣ является возможность полнаго обращенія фазъ, которое можетъ имѣть мѣсто одинъ или можетъ быть даже нѣсколько разъ, если будутъ взяты достаточно значительныя разности высотъ.

Для разбираемаго нами случая приблизительно $k_1 = 2k$ и слѣдовательно

$$\Delta T_h : \Delta T_0 = 10^{-bh} (\cos r - 2 \sin r).$$

Первый множитель $10^{-bh} = a_h : a_0$, постоянно убывая, сохраняетъ всегда существенно положительную величину. Второй множитель $(\cos r - 2 \sin r)$ обращается въ нуль для $r = 26\frac{1}{2}^\circ$; затѣмъ онъ мѣняетъ знакъ, принимаетъ максимальное отрицательное значеніе

—2.2 при $r = 116\frac{1}{2}^\circ$ и снова становится = 0 при $r = 206\frac{1}{2}^\circ$. Отсюда слѣдуетъ, что ΔT_h , уменьшившись до незамѣтно малой величины, только тогда можетъ сохранить это значеніе въ протяженіи значительной толщи атмосферы, если множитель 10^{-bh} очень малъ; въ противномъ случаѣ ΔT_h пріобрѣтаетъ отрицательный знакъ, возрастая по абсолютной величинѣ. Для того, чтобы разность ΔT_h сохранила постоянную величину, необходимо чтобы $\frac{d}{dh} (\Delta T_h) = 0$. Предполагая для оцѣнки этого выраженія, что запаздываніе фазъ въ первомъ приближеніи пропорціонально высотѣ, т. е. что $r = ch$, получимъ

$$\operatorname{tg} r = \frac{2c + b \lg \operatorname{nat} 10}{2b \lg \operatorname{nat} 10 - c}.$$

При встрѣчаемыхъ на практикѣ величинахъ b и c (между 0.0001 и 0.0030) вычисленіе покажетъ, что это можетъ случиться только на такой высотѣ, гдѣ первоначальная амплитуда уменьшилась прибл. до $\frac{1}{10}$ своей величины, а это я буду считать практическимъ прекращеніемъ колебанія. Совершенно аналогичное разсужденіе можно примѣнить къ разностямъ относительной влажности Δf .

Способъ вычисленія, которымъ я воспользовался для вывода величинъ ΔT_h , слѣдующій. Изъ таблицъ наблюдений я вывелъ, помощью линейной интерполяціи, температуры для высотъ 100 м., 200 м., 300 м. и т. д., а затѣмъ образовалъ разности между смежными числами. Эти разности въ виду неодновременности входящихъ наблюдений не будутъ точныя вертикальныя градиенты въ данный моментъ; если же взять среднія изъ данныхъ поднятія и спуска, то вслѣдствіе кратковременности подъемовъ эта ошибка исключается. Прибавленіемъ полученныхъ такимъ образомъ градиентовъ къ нормальнымъ величинамъ для земной поверхности получаютъ нормальныя температуры на различныхъ высотахъ. Изъ небольшого числа подъемовъ слѣдуетъ вычислить именно градиенты, а не абсолютныя температуры, ибо непериодическія колебанія послѣднихъ на близкихъ уровняхъ въ общемъ одинаковы, такъ что градиенты отличаются бѣльшимъ постоянствомъ, чѣмъ температуры. Дѣйствительно, хроноизотермогипсы, опубликованныя напр. Ассманомъ¹⁾, показываютъ на небольшихъ разностяхъ высотъ почти параллельный ходъ, для ближайшихъ къ почвѣ слоевъ по крайней мѣрѣ лѣтомъ. Для относительной влажности приходится пока допустить то же самое.

На основаніи изложеннаго способа изъ наблюдений выводятся слѣдующія вертикальныя измѣненія (не градиенты) температуры и влажности. Пониженіе съ возрастающею высотой обозначено знакомъ —, повышеніе знакомъ +. Средняя ошибка одной разности для температуры приблизительно ± 0.3 , для относительной влажности $\pm 2\%$, такъ что средняя ошибка ниже сообщенныхъ измѣненій опредѣляется въ ± 0.1 и $\pm 0.5\%$.

1) Die Temperatur der Luft über Berlin etc. Berlin 1904.

ДНЕВНЫЕ ПОДЪЕМЫ №№ 1, 2, 3, 5 подн., 17, 20 спуск. Средний моментъ 11 ³⁰ .			ВЕЧЕРНИЕ ПОДЪЕМЫ №№ 6, 7, 8, 16, 18, 19. Средний моментъ 7 ³⁶ .		
С л о й.	Измѣненіе температуры.	Измѣненіе влажности.	С л о й.	Измѣненіе температуры.	Измѣненіе влажности.
40 м.— 100 м.	—1°22	+ 3·8%	40 м.— 100 м.	—0°45	— 0·5%
100 — 200	—1·65	+ 3·5	100 — 200	—0·78	— 0·4
200 — 300	—1·04	+ 3·5	200 — 300	—0·76	+ 0·1
300 — 400	—0·97	+ 2·5	300 — 400	—0·79	+ 0·4 (+ 1·4)
400 — 500	—0·83	+ 1·4	400 — 500	—0·76	— 1·5 (+ 1·6)
500 — 600	—0·76	+ 1·2	500 — 600	—0·78	— 0·5 (+ 0·8)
600 — 800	—1·52	— 2·2	600 — 800	—1·52	+ 2·4 (+ 1·3)

Примѣчаніе: Числа въ скобкахъ для относительной влажности выведены безъ подъема № 18, такъ какъ сухая зона этого подъема сильно искажаетъ средніе градиенты.

Дневные градиенты температуры сначала велики, а потомъ убываютъ, вечерніе наоборотъ сначала малы, а потомъ возрастаютъ, такъ что на высотѣ прибл. 500 м. уже нѣтъ дневнаго измѣненія градиентовъ. Совершенно такое же явленіе представляетъ ходъ влажности. Днемъ, во время ея минимума у поверхности земли, она увеличивается съ высотой; вечеромъ она даже сначала немного убываетъ, пока наконецъ, опять на высотѣ 500 м., дневное измѣненіе градиента не прекращается (если обратить вниманіе только на числа въ скобкахъ). Теперь можно, даже не прибѣгая къ нормальнымъ величинамъ у земной поверхности, прямо составить разности между величинами двухъ столбцовъ вышепомѣщенной таблички. Эти разности дадутъ измѣненія съ высотой величинъ ΔT и Δf .

Слой.	Измѣненіе величины ΔT	Измѣненіе величины Δf	До высоты	Общее уменьшеніе исходной величины для ΔT	для Δf
40—100 м.	—0°77	—4·3%	100 м.	0°77	4·3%
100—200	—0·87	—3·9	200	1·64	8·2
200—300	—0·28	—3·4	300	1·92	11·6
300—400	—0·18	—1·1	400	2·10	12·7
400—500	—0·07	+0·2	500	2·17	12·5
500—600	+0·02	—0·4	600	2·15	12·9
600—800	0·00	+3·5	800	2·15	9·4

Въ началѣ замѣчается быстрое и правильное уменьшеніе до 400—500 м., затѣмъ, до 800 м., уменьшеніе прекращается. Слѣдовательно, на основаніи вышеизложенныхъ

теоретическихъ разсужденій, на высотѣ примѣрно 500 м., амплитуда a , ординарнаго суточного колебанія уменьшилась до ничтожной величины, что вполне согласуется съ выводами Clayton'a. Такъ какъ измѣненіе γ фазиснаго угла неизвѣстно, то точная высота практическаго прекращенія этого колебанія не можетъ быть указана, но во всякомъ случаѣ она будетъ находиться между 400—800 м. Требуется еще опредѣлить приближенное значеніе величины b , а для этого необходимо знать исходную величину ΔT_0 .

Къ сожалѣнію, нормальный суточный ходъ температуры и влажности для Ревеля точно неизвѣстенъ. Вильдъ¹⁾ хотя и сообщаетъ суточный ходъ температуры для Ревеля, но въ числѣ не вполне достовѣрныхъ станцій. По его даннымъ, максимумъ въ іюлѣ наступаетъ въ 1^а дня, величина полной амплитуды $= 7^{\circ}1$ и ΔT_0 между 11^а и 7³⁶ р. выходитъ $= 3^{\circ}0$. Суточный ходъ влажности для Ревеля совершенно неизвѣстенъ. Для близлежащаго Гельсингфорса я вывелъ изъ 10-лѣтнихъ наблюденій суточный ходъ температуры и влажности за іюль²⁾. Максимумъ температуры наступаетъ въ 2^{р.}, полная амплитуда $= 5^{\circ}3$, $\Delta T_0 = 1^{\circ}5$; максимумъ влажности наступаетъ въ 4^{р.}, амплитуда $= 22^{\circ}3\%$, $\Delta f_0 = 5^{\circ}3\%$. Ни то ни другое не соответствуетъ явленіямъ, наблюденнымъ лѣтомъ 1905 г. Взявъ исходное $\Delta T_0 = 3^{\circ}0$, получимъ, начиная съ высоты 400 м., почти постоянныя положительныя числа (0°8 до 0°9), а для исходнаго $\Delta T_0 = 1^{\circ}5$ постоянныя отрицательныя числа (—0°6). Между тѣмъ по теоріи необходимо, чтобы исходныя величины ΔT_0 и Δf_0 уменьшились на этихъ высотахъ практически до нуля. Онѣ должны поэтому равняться общему уменьшенію до означенныхъ высотъ. На этомъ основаніи я беру какъ вѣроятное исходное ΔT и Δf среднее уменьшеніе этихъ величинъ для высотъ 400, 500, 600 м. и получаю:

h	40 м.	100 м.	200 м.	300 м.	400 м.	500 м.	600 м.
ΔT	2°14	1°37	0°50	0°22	0°04	—0°03	—0°01
Δf	12·7%	8·4	4·5	1·1	0·0	+0·2	—0·2
b' { по температурѣ	0·0032	0·0039	0·0038	средн. 0·0036		0·0034.	
{ по относ. влажн.	0·0030	0·0028	0·0041	средн. 0·0033			

Здѣсь величина b' выведена въ предположеніи, что $K = k$. Она будетъ слѣдовательно больше истинной величины b . Взявъ разность въ тѣ же часы (11^а и 7³⁶ р.) температуры

1) Температура Россійской Имперіи.
2) Observations météorologiques faites à Helsingfors 1890—1899.

Отклоненія отъ средняго за іюль мѣсяцъ:

Часть.....	1а.	2а.	3а.	4а.	5а.	6а.	7а.	8а.	9а.	10а.	11а.	плд.
Температ. ...	—2°47	—2·77	—2·99	—2·99	—2·51	—1·37	—0·38	+0·57	+1·33	+1·74	+1·99	+2·13
Отн. влажн. %	+10·2	+11·2	+12·1	+12·4	+11·3	+6·6	+2·5	—1·6	—4·9	—6·7	—8·0	—8·7
Часть.....	1р.	2р.	3р.	4р.	5р.	6р.	7р.	8р.	9р.	10р.	11р.	плн.
Температ. ...	+2°21	+2·26	+2·23	+2·12	+1·96	+1·50	+0·97	+0·15	—0·57	—1·23	—1·70	—2·10
Отн. влажн. %	—9·1	—9·6	—9·7	—9·9	—8·8	—7·5	—5·2	—1·1	+2·6	+5·6	+7·4	+8·9

и влажности на Эйфелевой башнѣ ($h = 302$ м.) и въ Блю-Гилль ($h = 195$ м. и 300 м.), я получаю $b' = 0.0050$ и $b' = 0.0023$, что согласуется съ моими наблюдениями въ Ревель; истинная же величина b такая¹⁾:

	Эйф. баш. (лѣтомъ).	Страсбургъ.	Блю-Гилль.
$b =$	0.0009	0.0012	0.0016.

Приведенный примѣръ относится, какъ сказано, къ главной части суточного колебанія элементовъ. Онъ показываетъ, что предложенныя теоретическія разсужденія даютъ возможность прослѣдить эти измѣненія съ достаточною для практики точностью. При трехъ срокахъ наблюдений получилось бы, какъ уже сказано, совершенно строгое рѣшеніе вопроса. Это можетъ быть съ пользою примѣнено къ нашимъ постояннымъ змѣйковымъ станціямъ, такъ какъ для синоптическихъ цѣлей желательно освободить эти наблюдения отъ суточного хода, между тѣмъ какъ наблюдений, распределенныхъ на круглыя сутки, въ Европѣ не имѣется.

Особый интересъ заслуживаетъ вопросъ объ измѣненіи суточного колебанія температуры надъ моремъ. Извѣстно, что суточная амплитуда температуры воздуха ($2^\circ - 3^\circ$) замѣтно больше амплитуды температуры водной поверхности ($< 1^\circ$), причемъ обыкновенно максимумъ наступаетъ раньше для температуры воздуха, чѣмъ для температуры воды. Нагрѣваніе воздуха зависитъ слѣдовательно главнымъ образомъ отъ прямого поглощенія солнечныхъ лучей²⁾. При этомъ всетаки возможно, что водная поверхность играетъ видную, хотя и пассивную роль въ дѣлѣ нагрѣванія нижнихъ слоевъ воздуха. Лучи, поглощенные только отчасти воздухомъ, отразившись отъ поверхности воды, второй разъ проходятъ черезъ тотъ же слой воздуха и снова отчасти поглощаются. При поглощеніи, напр., 10% нагрѣваніе такимъ образомъ почти удваивается. Кроме того, отраженные лучи отчасти поляризуются, а такъ какъ самъ воздухъ поляризаторъ, то возможно, что свободно проходившіе сначала лучи послѣ отраженія поглощаются. Такой порядокъ явленій требуетъ, чтобы амплитуда температуры воздуха надъ моремъ уменьшилась съ высотой. Это дѣйствительно наблюдается.

Полученныя мною наблюдения довольно равномерно распределяются на круглыя сутки. Они даютъ слѣдующіе градиенты:

Подъемъ №.....	10	11	13 и 9	15	14	12
Часъ дня.....	12 ^ч 30 ^м а.	9 ^ч а.	11 ^ч 30 ^м а.	1 ^ч 30 ^м р.	6 ^ч р.	9 ^ч 30 ^м р.
отъ 0 до 100 м.	—0.3	—0.4	—1.0	—0.9	—1.1	—0.2
» 100 » 200	—0.4	—0.7	—0.8	—0.8	—0.9	—0.4
» 200 » 300	+0.8	—	—0.8	—0.8	—0.8	—1.0
» 300 » 400	—0.5	—	—0.7	—0.6	—0.6	—0.7

1) Hann, Lehrbuch der Meteorologie, стр. 55, 1. Aufl. | Met. XVI, 3.

2) M. Rykatschew. Der tägl. Gang etc. Rep. für

Въ среднемъ, градиенты больше днемъ, чѣмъ утромъ и вечеромъ, что и доказываетъ уменьшеніе суточного колебанія съ высотой. Исходными данными могутъ служить одновременныя наблюдения произведенныя помощью психрометра Ассмана 5 разъ въ сутки на Либавскомъ пловучемъ маякѣ въ разстояніи 10 км. отъ берега въ широтѣ 56.5° ¹⁾. За июль мѣсяць 1905 г. въ среднемъ наблюдалось:

	4 ^ч а.	7 ^ч а.	1 ^ч р.	5 ^ч р.	9 ^ч р.	Среднее.	
Отступленіе отъ средняго.	Темп. воздуха . .	—1.67	+0.08	+0.94	+1.01	—0.38	16.83
	Температ. воды.	—0.41	—0.15	+0.20	+0.32	+0.02	16.22
	Влажн. воздуха.	+3.4	+0.8	—2.1	—2.9	+1.0	83.6

Нѣсколько страннымъ въ этихъ наблюденияхъ является позднее наступленіе максимума температуры; оно объясняется вѣроятно кратковременностью періода наблюдений. Могущая отсюда произойти ошибка впрочемъ весьма незначительна. Я построилъ по этимъ даннымъ графикъ, приближая по возможности максимумъ температуры и минимумъ влажности къ полудню. Затѣмъ я по графику опредѣлил температуры въ моменты змѣйковыхъ наблюдений. Картина измѣненія температуры со временемъ и съ высотой представляется въ слѣдующемъ видѣ:

Высота н. у. м.	12 ^ч 5 а.	9 ^ч а.	11 ^ч 5 а.	1 ^ч 5 р.	6 ^ч р.	9 ^ч 5 р.	Разность 1 ^ч 5 р.—12 ^ч 5 а.	b'
0 м.	15.4	17.3	17.7	17.8	17.5	16.3	2.4	
100	15.1	16.9	16.7	16.9	16.4	16.1	1.8	0.0012
200	14.7	16.2	15.9	16.1	15.5	15.7	1.4	0.0012
300	15.5	—	15.1	15.3	15.7	14.7		
400	15.0	—	14.4	14.7	15.1	14.0		

За первые 200—300 м. наблюдается правильное уменьшеніе колебанія, причемъ величина b' выходитъ меньше, чѣмъ на берегу. Выше ходъ температуры уже становится неяснымъ, можетъ быть вслѣдствіе накопленія ошибокъ наблюдений или вліянія неперіодическихъ колебаній.

Подобный рядъ представляютъ наблюдения Berson'a и Elias'a въ сѣверныхъ полярныхъ моряхъ въ августѣ мѣсяцѣ 1902 г. Я выбираю изъ нихъ всѣ наблюдения, произведенныя въ открытомъ морѣ, такъ какъ въ узкихъ фюрдахъ обыкновенно встрѣчались своеобразныя метеорологическія условія. Изъ кривыхъ, представляющихъ вертикальное распределеніе температуры, я получаю слѣдующіе градиенты:

1) Этими до сихъ поръ еще не опубликованными наблюдениями я обязанъ любезности С. А. Совѣтова.

Число подъемов.....	4	2	3	2
Средняя широта.....	74°	74°	67°	72°
Средняя температура..	6°	3°	12°	6°
Часъ дня.....	12 ^а плд.	5 ^а р.	7 ^а 5 р.	11 ^а 5 р.
отъ 0 до 100 м.	-1°2	-1°2	-0°7	-0°3
» 100 » 200	-0·8	-1·0	-0·7	-0·3
» 200 » 300	-0·6	-0·5	-0·3	-0·4

И здѣсь дневные градиенты больше вечернихъ. Какъ исходнымъ, я пользуюсь суточнымъ ходомъ, вычисленнымъ Мономъ¹⁾ для сѣверныхъ морей. Среднее изъ его группъ 1877 В и 1878 В (августъ мѣсяць, среднее $\varphi = 74^\circ$) даетъ слѣдующія отклоненія отъ средней суточной температуры:

12 ^а плд.	5 ^а р.	7 ^а 5 р.	11 ^а 5 р.
+ 0°6	+ 0°4	0°0	- 0°6.

Взявъ 7° за исходную температуру, я получаю слѣдующую таблицку:

	12 ^а	5 ^а р.	7 ^а 5 р.	11 ^а 5 р.
0 м.	7°6	7°4	7°0	6°4
100 м.	6·4	6·2	6·3	6·1
200 м.	3·6	3·2	3·6	3·8
300 м.	3·0	2·7	3·4	3·4

Здѣсь уже на высотѣ 100—200 м. суточное колебаніе становится незамѣтнымъ.

Наблюдения Teisserenc de Bort'a въ апрѣлѣ и маѣ 1903 г. также указываютъ на уменьшеніе амплитуды съ высотой. Такъ какъ эти подъемы обыкновенно были начаты рано утромъ и окончены только пополудни, причемъ результаты сообщены только для сравнительно широкихъ интерваловъ высоты, то для вычисленія градиентовъ необходимо было интерполировать исходныя температуры для моментовъ достиженія предназначенныхъ высотъ, а затѣмъ уже составить разности между температурами внизу и наверху. Тогда получаютъ двѣ группы наблюдений: утреннія и послѣполуденныя. Такимъ образомъ я вычислилъ слѣдующія величины для пониженія температуры съ высотой.

1) The Norwegian North-Atlantic Expedition. X. Meteorology by Mohn. Christiania 1883.

До 300 м. высоты.			До 500 м. высоты.		
Часъ.	Число наблюд.	Пониженіе температуры.	Часъ.	Число наблюд.	Пониженіе температуры.
9 ^а 3 а.	9	-1°1	9 ^а 5 а.	11	-2°2
1 ^а 9 р.	4	-2°3	2 ^а 6 р.	10	-3°4

Для вывода нормальныхъ исходныхъ величинъ я беру одновременныя наблюденія на Либавскомъ пловучемъ маякѣ, принимая въ расчетъ приведеніе за годовое колебаніе. Обстоятельства стоянки маяка (географическая широта и мѣстные условія) довольно хорошо согласуются съ условіями подъемовъ Teisserenc de Bort'a. Результаты слѣдующіе:

Либавскій рейдъ, апрѣль — май 1903.

	4 ^а а.	7 ^а а.	1 ^а р.	5 ^а р.	9 ^а р.	Среднее.	
Отступленіе отъ средняго.	Темп. воды....	-0°18	-0°14	+0°14	+0°13	+0°04	6°38
	Темп. воздуха..	-1·53	-0·43	+1·42	+1·03	-0·48	7·42
	Влажн. воздуха.	+2%2	+1%6	-2%6	-1%0	-0%2	87%4

Отсюда получаютъ помощью графической интерполяціи исходныя температуры для моментовъ змѣйковыхъ наблюдений, а затѣмъ, помощью вышеприведенныхъ измѣненій по высотѣ, температуры на уровняхъ 300 м. и 500 м.

Часъ дня:	9 ^а 3 а.	9 ^а 5 а.	1 ^а 9 р.	2 ^а 6 р.
0 м.	7°8	7°9	9°0	8°9
300 м.	6°7		6°7	
500 м.		5°7		5°5

На разсматриваемыхъ высотахъ, слѣдовательно, дневное колебаніе температуры уменьшилось до незамѣтной величины.

Изъ всего сказаннаго явствуетъ, что суточное колебаніе температуры воздуха надъ моремъ дѣйствительно уменьшается съ высотой, такъ что оно на высотѣ примѣрно 300—500 м. достигаетъ только нѣсколькихъ десятыхъ градуса. Прослѣдить точнѣе это явленіе, къ сожалѣнію, пока невозможно за недостаткомъ наблюденнаго матеріала.

Послѣдняя замѣтка относится къ измѣненіямъ относительной влажности. Периодическія колебанія ея надъ моремъ вообще очень малы, а правильныя измѣненія ея съ высотой часто нарушаются образованіемъ облаковъ. Пользуясь тѣми же приемами, какъ выше для опредѣленія колебанія температуры, я изъ своихъ наблюдений получаю слѣдующую таблицу:

	9 ^а а.	11 ^а 5 а.	1·5 р.	6 ^а р.	9·5 р.
0 м.	83%	82%	81½%	81%	85%
100 м.	83	85½	81½	80	80
200 м.	81	89	80½	79	75

Къ наблюденимъ Teisserenc de Bort'a я примѣняю такой же способъ, какъ раньше для опредѣленія температурныхъ колебаній изъ его же наблюдений, и получаю:

	9 ³ а.	9 ⁵ а.	1 ⁹ р.	2 ⁶ р.
0 м.	87%	87%	85%	85%
300 м.	76		81	
500 м.		77		85

Подъемы Berson'a и Elias'a не представляютъ пригоднаго для разбираемаго вопроса матеріала, такъ какъ въ большинствѣ случаевъ или записи вовсе не было, или наблюдалась близкая къ насыщению влажность безъ ясныхъ измѣненій. На основаніи такого скуднаго матеріала можно пока, въ видѣ перваго приближенія, только высказать предположеніе, что на нѣкоторой высотѣ надъ моремъ суточное колебаніе относительной влажности какъ будто нѣсколько увеличивается.

V. Вертикальное распределение элементовъ.

На стр. 5 было уже указано на роль береговой террасы, на которой производились наблюденія, при образованіи температурныхъ градиентовъ. Воздухъ у самой поверхности земли, застываясь, сильно нагрѣвается, между тѣмъ какъ нѣсколько выше господствуетъ уже свѣжій морской вѣтеръ. Послѣдній, подымаясь черезъ береговую ступень, прибавляетъ адиабатическій градиентъ своей восходящей составляющей къ существующимъ уже температурнымъ контрастамъ. Градиентъ самыхъ низкихъ слоевъ поэтому чрезвычайно великъ, такъ что настоящая инверсія послѣ захода солнца не наблюдалась, и этотъ градиентъ усиливается при усиленіи вѣтра. Наоборотъ, въ случаѣ берегового вѣтра, несмотря на нагрѣваніе нисходящею составляющею, градиентъ замѣтно ослабѣваетъ. Эти факты хорошо иллюстрируются подъемами № 1 и № 19. При первомъ, дневномъ подъемѣ, вѣтеръ со стороны моря былъ необыкновенно силенъ (15 м/с.); при послѣднемъ, вечернемъ, вѣтеръ дулъ съ берега. Градиенты, рассчитанные на 100 м., были слѣдующіе:

	Средн. дневн. град.	№ 1	Средн. вечерн. град.	№ 19
40—100 м.	—2.03	—2.40	—0.75	0.00
100—200	—1.65	—2.00	—0.78	—0.20
200—400	—1.00	—1.08	—0.78	—0.60

Во время подъема № 19 нисходящая составляющая вѣтра проявила себя еще тѣмъ, что гигрографъ на всѣхъ высотахъ записалъ сравнительно не высокую влажность, между тѣмъ какъ у лебедки временами наблюдался легкій дождь; fr Ni, обрызгавшіе наблюдателя на горной террасѣ, растворялись, опускаясь до висѣвшаго надъ моремъ метеорографа.

Вообще, въ среднемъ изъ всѣхъ наблюдений, градиенты для первыхъ 1000 м. были слѣдующіе:

Ревель, Бѣлый Маякъ, июль 1905.	
40—100 м.	—1.26
100—200	—1.14
200—400	—0.89
400—600	—0.79
600—800	—0.76
800—1000	—0.72

Не могу не указать на весьма правильное, сначала быстрое, а потомъ медленное убываніе градиентовъ, не нарушаемое даже перѣдкимъ появленіемъ облаковъ на высотѣ 500 м. Облака эти, повидимому, образовались на другомъ мѣстѣ (надъ моремъ) и пригнались вѣтромъ, при чемъ теплота конденсаціи распредѣлялась на разные слои воздуха. Градиентъ для насыщенно-влажнаго восходящаго воздуха до 1000 м. не достигается. Въ слѣдующей таблицѣ я даю еще сопоставленіе наблюденныхъ мною градиентовъ съ главнѣйшими и лучшими данными, имѣющимися до сихъ поръ.

В ы с о т а.	Ревель июль 1905 г.	А Павловскъ.	В Берлинъ.	С Blue-Hill.	Д Сѣв. Амер.	Е Сѣв. Германія.
До 500 м.	—0.98	—0.93	—0.97	—0.93	—1.02	—0.74
500—1000	—0.75	—0.86	—0.70	—0.66	—0.54	
1000—1500	—0.55	—0.77	—0.63	—0.61	—0.54	—0.66
1500—2000	—0.61	—0.66	—0.64	—0.54	—0.76	
2000—3000		—0.40	—0.32	—0.56		—0.43
3000—4000		—0.72				—0.59

- А. Июль 1904 г. По любезно предоставленной мнѣ М. А. Рыкачевымъ рукописи; здѣсь помѣщено среднее изъ двухъ группъ: до 2^а попол. и послѣ 2^а попол., независимо отъ числа подъемовъ, входящихъ въ каждую группу, что соответствуетъ группировкѣ Ревельскихъ наблюдений.
- В. Июль, средн. 1903—1904 гг. Изъ «Ergebnisse der Arbeiten am Aeronautischen Observatorium 1. Jan. 1903—31. Dec. 1904», введение.
- С. Июль, днемъ. Annals. Astron. Obs. Harvard Coll. vol. I.VIII, p. I, табл. XIII, стр. 46.
- Д. Лѣто 1899. 17 змѣйковыхъ станцій. Monthly Wea. Rev. 1899. Sept.
- Е. Июль по Берсону. Wissenschaftl. Luftf. III, стр. 94—95.

До 1000 м. наблюденные въ Ревелѣ градіенты довольно хорошо согласуются съ наблюденіями въ Берлинѣ и въ Павловскѣ. Отъ 1000—1500 м. согласіе немного хуже, вѣроятно вслѣдствіе небольшого числа моихъ подъемовъ въ связи съ часто встрѣченными тамъ облаками и сухими зонами. Градіенты надъ Блю-Гиллемъ и приведенныя въ пер- выхъ трехъ столбцахъ европейскія наблюденія выведены для іюля мѣсяца, между тѣмъ какъ градіенты для Сѣверо-Американскихъ Штатовъ относятся къ мѣсяцамъ май—сен- тябрь. Отдѣльныя группы станцій этого ряда указываютъ, по видимому, на разницу при- морскаго и континентальнаго климата. Въ самомъ дѣлѣ, средняя температура за лѣто для атлантическаго берега въ $\varphi = 38^\circ$ прил. 20° , а для мѣстности между Миссиссипи и Миссури въ той же широтѣ по картамъ изотермъ¹⁾ температура на 2° — 3° выше. Помощью градіентовъ приведенныхъ въ таблицѣ 3 указаннаго труда, температуры на разныхъ высотахъ опредѣляются такъ:

	Атлант. берегъ.	Центръ Америки.
0	$20^\circ 0$	$22^\circ 5$
1 км.	$14 \cdot 0$	$14 \cdot 6$
2 км.	$9 \cdot 2$	$9 \cdot 4$

Наблюдаемая на земной поверхности разность температуръ исчезаетъ, слѣдовательно, на высотѣ около 2 км.

Перехожу теперь къ морскимъ наблюденіямъ и приведу сначала свои градіенты для низкихъ слоевъ, выпуская при этомъ, для лучшей сравнимости съ береговыми наблюде- ніями, два ночныхъ подъема №№ 10 и 12.

	Рижскій Заливъ.	Берегъ—Море.
0—100	$-0^\circ 88$	$-0^\circ 38$
100—200	$-0 \cdot 82$	$-0 \cdot 32$
200—400	$-0 \cdot 74$	$-0 \cdot 15$
400—600	$-0 \cdot 62$	$-0 \cdot 17$
600—800	$-0 \cdot 77$	$-0 \cdot 01$

Градіенты надъ моремъ замѣтно слабѣе чѣмъ надъ берегомъ, при чемъ однако же разность убываетъ съ высотой и становится незамѣтной на высотѣ 600—800 м.

Вообще доступный мнѣ матеріалъ морскихъ наблюденій представляется въ слѣду- ющемъ видѣ:

1) Bartholomew. Physical Atlas.

Широта N ...	56°	45°	56°	58°	60°	Среднее	70°	25°
	Июнь—авг. 1903—1904.	Августъ.	Апр.—май.	Июль.	Июль, сент.		Августъ.	Июль.
Наблюдатель.	Dines.	Rotch.	Teisserenc de Bort.	Розенталь.	Кузнецовъ.		Bergson & Elias.	Fassig.
Число подъем.	44	7	13	5	4		12	5
0—500 м.	$-0^\circ 61$	$-0^\circ 63$	$-0^\circ 56$	$-0^\circ 76$	$-0^\circ 72$	$-0^\circ 66$	$-0^\circ 62$	$-1^\circ 02$
500—1000	$-0 \cdot 61$		$-0 \cdot 74$	$-0 \cdot 73$	$-0 \cdot 54$	$-0 \cdot 65$	$-0 \cdot 70$	$-0 \cdot 90$
1000—1500	$-0 \cdot 54$		$-0 \cdot 56$	$(-0 \cdot 68)$	$(-0 \cdot 58)$	$-0 \cdot 55$	$-0 \cdot 62$	$(-0 \cdot 68)^*$
1500—2000	$-0 \cdot 49$		$-0 \cdot 66$			$-0 \cdot 58$		
2000—3000			$-0 \cdot 40$					
3000—4000			$-0 \cdot 65$					

Число подъемовъ, показанное въ таблицѣ, относится къ наименьшимъ высотамъ; для высшихъ оно конечно уменьшается. Подъемы Ротча напечатаны въ изданіи наблюденій Блю-Гилльской Обсерваторіи¹⁾; для другихъ источники уже указаны на стр. 20 и 22. Изъ подъемовъ Bergson'a и Elias'a взяты только тѣ, при которыхъ было достигнуто 500 м. и больше; послѣдній подъемъ въ Балтійскомъ морѣ также пропущенъ. При вычисленіи я пренебрегъ два раза инверсією наблюдавшеюся въ нижнихъ 100 м. въ узкихъ фьордахъ. Въ таблицѣ не приведены наблюденія Dines и Shaw въ 1902 г., такъ какъ они тогда не провѣряли своего метеорографа; градіенты у нихъ тогда получились нѣсколько меньше вышеприведенныхъ. Въ 1903 г. и 1904 г. инструменты Dines'a были провѣрены²⁾. Для среднихъ широтъ я попытался составить грубое среднее, не обращая вниманія на число подъемовъ. До 1000 м. даны средніе градіенты по всѣмъ имѣющимся наблюденіямъ; для высоты 1—2 км. русскія наблюденія пропущены, такъ какъ они основываются только на 1—2 подъемахъ. Цитированные на стр. 22 шесть подъемовъ Simpson'a въ широтѣ 56° даютъ слѣдующіе градіенты: 0—500 м.: $-0^\circ 83$; 500—1000 м.: $-0^\circ 58$; 1000—1500 м.: $-0^\circ 55$. Всѣ эти подъемы получены въ самое жаркое время дня около 2^h — 3^h р.; вотъ почему градіентъ для самаго низкаго слоя получился сравнительно большой. Соединяя градіенты Simpson'a со всѣми приведенными въ таблицѣ градіентами для среднихъ ши- ротъ, получаемъ слѣдующія среднія величины: $-0^\circ 68$, $-0^\circ 64$ и $-0^\circ 58$. Для высшихъ слоевъ имѣются только наблюденія Teisserenc de Bort'a въ узкихъ датскихъ водахъ, которыя можно сравнивать съ его же наблюденіями на Ютландскомъ полуостровѣ за тотъ же періодъ. Вслѣдствіе такого географическаго расположенія нельзя ожидать замѣт- ной разницы между береговыми и морскими градіентами. Я вычислилъ слѣдующія числа:

1) Annals Astron. Obs. Harvard Coll. Vol. XLIII, part. III, стр. 213—214.

2) Dines, Observations at Crinan etc. Quart. Journ. R. Met. Soc. April 1904, July 1905.

	Море.		Берегъ.
0—1000	—0.65	78—1000	—0.69
1000—2000	—0.61	1000—2000	—0.51
2000—3000	—0.40	2000—3000	—0.48
3000—4000	—0.65	3000—4000	—0.60

Только за первые 500 м. градиентъ на берегу получился нѣсколько больше, чѣмъ въ морѣ, т. е.: —0.79; для бѣльшихъ же высотъ нѣтъ систематической разницы. Сравнивая градиенты надъ моремъ для среднихъ широтъ съ приведенными выше градиентами, наблюдениями надъ материками, замѣчаемъ, что для низкихъ слоевъ первые гораздо меньше послѣднихъ. Съ увеличеніемъ высоты разница постепенно сглаживается и уже около 2 км. становится едва замѣтной. Около этой высоты какъ будто уже кончается влияние моря. Немалый интересъ представляетъ также сопоставленіе наблюдений въ широтахъ 70° и 25°. Первые даютъ почти такіе же градиенты, какъ и наблюдения въ среднихъ широтахъ. Зато градиенты въ субтропической широтѣ $\varphi = 25^\circ$ несравненно больше. Они впрочемъ большею частью получены у самого берега острова, такъ что влияние послѣдняго, можетъ быть, не совсѣмъ исключено. Наблюдения Cave'a (см. стр. 22), сдѣланныя въ разные часы дня, даютъ: 0—500 м. —0.78, 500—1000 м. —0.74. Эти градиенты, полученные также на берегу острова въ широтѣ 13°, гораздо меньше градиентовъ Fassig'a, но больше всѣхъ почти вышеприведенныхъ морскихъ градиентовъ.

Обращаюсь теперь къ вертикальному распредѣленію относительной влажности. Этотъ элементъ распредѣляется вообще гораздо менѣе правильно, чѣмъ температура, такъ что выводъ надежныхъ среднихъ величинъ этимъ значительно затрудняется. Все таки метеорологическія условія, встрѣченныя мною во время путешествія, были довольно однообразны, такъ что я рѣшаюсь дать болѣе детальный перечень результатовъ. На берегу я получилъ слѣдующіе вертикальные градиенты (измѣненіе на 100 м.) относительной влажности:

	Ревель, июль 1905.
40—100 м.	+2.8%
100—200	+1.7
200—400	+1.6
400—600	—0.5
600—800	+0.1
800—1000	+0.7

Влажность въ нижнемъ слое увеличивается, сначала быстро, затѣмъ медленнѣе до перваго уровня конденсаціи, послѣ котораго наблюдается небольшое убываніе. Затѣмъ влажность опять увеличивается, но уже медленнѣе, до достиженія слѣдующаго уровня конденсаціи. Я даю еще сравненіе въ общихъ чертахъ моихъ наблюдений съ нѣкоторыми другими сводками, встрѣчающимися въ литературѣ.

В ы с о т а.	Ревель іюль 1905.	Сѣв. Германія 1) лѣтомъ.	Блю-Гилль 2) іюль, днемъ.	Среднее.
До 500 м.	+1.3%	—0.1%	+1.5%	+0.9%
500—1000	+0.2	+1.6	+0.5	+0.8
1000—1500	—4.1	—1.3	—0.2	—1.9
1500—2000	+1.4	—0.3	—1.9	—0.3

Согласіе, хотя и далеко не полное, все таки въ общемъ удовлетворительно. Въ среднемъ, влажность до высоты 1000 м. увеличивается, а потомъ убываетъ.

Нѣсколько иные условія встрѣчаются надъ моремъ. Выпуская опять ночные подѣмы, я получаю изъ своихъ наблюдений для нижнихъ 800 м. слѣдующее:

	Рижскій Заливъ.	Разность. Море—берегъ.	
0—100 м.	+1.2%	—1.6%	} —1.6%
100—200	+0.6	—1.1	
200—400	—0.5	—2.1	
400—600	—1.9	—1.4	
600—800	—1.5	—1.6	

Надъ моремъ влажность также сначала увеличивалась, но слѣдующее затѣмъ убываніе встрѣчалось уже ниже, чѣмъ надъ материкомъ, и вторичнаго слабого возрастанія не замѣчалось. Градиенты влажности надъ моремъ были вообще меньше, чѣмъ около г. Ревеля, притомъ на почти постоянную величину 1.6%, что соотвѣтствуетъ 13% на 800 м. При одинаковой высотѣ облаковъ надъ моремъ и надъ материкомъ, бѣльшей влажности у поверхности моря соотвѣтствуетъ конечно меньшій вертикальный градиентъ. Чтобы охарактеризовать распредѣленіе влажности надъ моремъ, насколько оно извѣстно до сихъ поръ, я дамъ такую же таблицу, какъ и выше для температуры, выведенную изъ тѣхъ же наблюдений, какъ и раньше безъ подъемовъ Dines'a, который не сообщаетъ числовыхъ величинъ для влажности. Сообщенныя Simpson'омъ и Cave'омъ данныя также не достаточны для вычисленія градиентовъ влажности.

Наблюдатель.....	Rotch.	Teisserenc de Bort.	Розенталь.	Кузнецовъ.	Среднее.	Berson & Elias.	Fassig.
0—500 м.	—3.8%	—1.0%	0.0%	—0.3%	—1.3%	+0.2%	+2.6%
500—1000		+0.8	—0.6	—2.8	—0.9	+0.1	+1.4
1000—1500		—1.9	(—0.8)	—1.2	(—1.3)	(—1.8)	—
1500—2000		—0.4					

1) По Зюрингу. Wissenschaftl. Luftfahrten III, стр. 166, табл. XVII. 2) Annals Astr. Obs. Harvard College. Vol. LVIII, p. I, табл. XVI, стр. 55.

Въ среднемъ, для среднихъ широтъ, влажность надъ моремъ постоянно убываетъ, между тѣмъ какъ надъ материкомъ она до прибл. 1000 м. увеличивается. Выше эта разница какъ будто исчезаетъ, хотя крайне незначительное число наблюдений не позволяетъ высказать какія-либо опредѣленные предположенія. Сравненіе одновременныхъ морскихъ и береговыхъ наблюдений Teisserenc de Bort'a даетъ слѣдующую довольно неопредѣленную картину:

	Каттегатъ.	Гальдъ.
0—1000 м.	—0.1%	—0.3%
1000—2000	—1.2	+0.2
2000—3000	—1.6	—0.2
3000—4000	—0.6	—0.8

Въ среднемъ, влажность надъ моремъ вообще уменьшается, между тѣмъ какъ надъ материкомъ она не показываетъ правильнаго измѣненія. Это сводится къ тому, что на нѣкоторой высотѣ, можетъ быть 2000—3000 м., условія уравновѣшиваются, между тѣмъ какъ непосредственно надъ моремъ относительная влажность вообще значительно больше, чѣмъ на сушѣ.

Въ сѣверныхъ широтахъ Berson и Elias не находили замѣтнаго измѣненія влажности съ высотой, что объясняется тѣмъ, что они нерѣдко въ теченіе цѣлаго подъема постоянно наблюдали влажность, близкую къ насыщенію, и вообще очень часто встрѣчали низкія облака. Въ тропикахъ, Fassig нашелъ очень сильное увеличеніе влажности съ высотой; онъ почти всегда встрѣчалъ облака подобныя кучевымъ. Возможно, что и въ этомъ отношеніи вліяніе близкаго острова не исключено.

Не могу не выразить сожалѣнія, что подъемы Кёппена надъ Нѣмецкимъ моремъ, подъемы Teisserenc de Bort'a надъ Зейдерзее и надъ Средиземнымъ моремъ и подъемы Hergesell'a въ 1904 г. остались недоступными для меня. При малочисленности имѣющихся до сихъ поръ морскихъ наблюдений, они можетъ быть нѣсколько обогатили бы разбираемый здѣсь матеріалъ. Нельзя также не сожалѣть о томъ, что весьма многочисленныя наблюденія Dines'a опубликованы въ очень неполномъ видѣ, такъ что они для посторонняго ученаго теряютъ значительную часть своего достоинства и годятся лишь для самыхъ общихъ выводовъ.

Остается сказать также нѣсколько словъ о распредѣленіи абсолютной влажности. Для свободной атмосферы Зюрингъ¹⁾ нѣсколько измѣнилъ извѣстную эмпирическую формулу Ханна, выведенную на основаніи наблюдений въ горахъ, и далъ ей слѣдующій видъ:

$$e_h = e_0 \cdot 10^{-\frac{h}{6} \left(1 + \frac{h}{20}\right)} \quad \left\{ h \text{ въ килом.} \right\}$$

1) Wissenschaftl. Luftfahrten, III, стр. 160—163.

Я вычислилъ опредѣленные мною упругости паровъ по этой формулѣ и нашелъ ожидаемое согласіе. Береговые наблюденія, вслѣдствіе сухихъ зонъ наблюденныхъ во время подъемовъ №№ 18, 19, 20, даютъ на высотѣ этихъ зонъ слишкомъ малыя величины для абсолютной влажности; выкидываніемъ же этихъ подъемовъ устанавливается полное согласіе.

Поправки къ формулѣ Зюринга.

Высота	40—100 м.	100—200 м.	200—400 м.	400—600 м.	600—800 м.	800—1000 м.	1000—1400 м.	1400—1800 м.
Всѣ берег. набл. . .	0.0	$\frac{мм}{-0.2}$	$\frac{мм}{-0.1}$	$\frac{мм}{-0.1}$	$\frac{мм}{-0.6}$	$\frac{мм}{-0.1}$	$\frac{мм}{-0.7}$	$\frac{мм}{-1.2}$
Безъ №№ 18, 19, 20	0.0	$\frac{мм}{-0.2}$	$\frac{мм}{-0.1}$	$\frac{мм}{+0.2}$	$\frac{мм}{-0.1}$	$\frac{мм}{0.0}$	$\frac{мм}{-0.2}$	$\frac{мм}{-0.1}$

Морскія наблюденія даютъ для высотъ выше 300 м. также слишкомъ малыя упругости.

Высота	0—100 м.	100—200 м.	200—300 м.	300—400 м.	400—500 м.	500—700 м.	700—1000 м.	>1000 м.
Попр. къ формулѣ .	$\frac{мм}{-0.1}$	$\frac{мм}{0.0}$	$\frac{мм}{+0.1}$	$\frac{мм}{-0.6}$	$\frac{мм}{-0.5}$	$\frac{мм}{-1.2}$	$\frac{мм}{-0.6}$	$\frac{мм}{-0.5}$

Слѣдуетъ однако же замѣтить, что болѣе высокіе морскіе подъемы получены всѣ при почти безоблачной погодѣ, а при такой погодѣ и Зюрингъ самъ находитъ совершенно сходныя по величинѣ и по знаку отступленія отъ своей формулы. Такимъ образомъ мои морскія наблюденія находятся въ достаточномъ согласіи съ материковыми наблюденіями, составляющими основаніе формулы Зюринга. Я не вхожу въ разборъ другихъ морскихъ наблюдений съ этой точки зрѣнія, такъ какъ я не считаю своею задачею повѣрку поименованной формулы. Для этой цѣли, впрочемъ, матеріалъ кажется мнѣ недостаточнымъ. Значеніе формулы состоитъ во всякомъ случаѣ въ томъ, что отношеніе двухъ различныхъ исходныхъ величинъ e'_0 и e''_0 сохраняетъ постоянную величину на всѣхъ уровняхъ, несмотря на ихъ убываніе съ высотой. Слѣдовательно, если формула вѣрна, то разность между упругостями пара надъ моремъ и надъ материкомъ съ возрастаніемъ высоты постоянно уменьшается по мѣрѣ убыванія ихъ абсолютной величины. Если же лишь незначительно измѣнить значеніе коэффициентовъ для примѣненія формулы къ наблюденіямъ надъ моремъ, то уравновѣшеніе можетъ имѣть мѣсто уже на сравнительно небольшой высотѣ.

Въ заключеніе скажу еще нѣсколько словъ о распредѣленіи силы и направленія вѣтра. Наблюденія надъ этими элементами въ свободной атмосферѣ надъ моремъ пока еще очень малочисленны и мнѣ поэтому приходится ограничиться краткимъ перечнемъ имѣющагося небольшого матеріала.

Наблюденія надъ *силою вѣтра* опубликованы Rotch'емъ а также Teisserenc de Bort'омъ для семи подъемовъ въ Каттегатъ. Послѣднія указываютъ на извѣстное уже по наблюденіямъ на материкахъ увеличеніе силы вѣтра съ возрастающей высотой. При этомъ получаютъ почти такія же отношенія скоростей вѣтра наверху къ исходнымъ величинамъ вблизи уровня моря, какъ для Берлинскихъ поднятій шаровъ по выводамъ Берсона. Пользуясь графическимъ приѣмомъ, я вывелъ слѣдующія среднія величины:

Высота н. у. м.	0 м.	500 м.	1000 м.	2000 м.	3000 м.	4000 м.	
Скорость вѣтра м/с. . . .	6.0	9.2	10.8	12.5	13.7	14.9	Teisserenc de Bort (Категать).
Отношеніе къ скорости вблизи уровня моря. } 1.0	1.5	1.8	2.1	2.3	2.5	2.7	

Наблюденія Ротча въ 1901 г. не указываютъ на измѣненіе силы вѣтра съ высотой. Нѣсколько большее число наблюденій имѣется для опредѣленія *направленія отъри* въ свободной атмосферѣ надъ моремъ. Въ области пассата вопросъ объ измѣненіи этого элемента съ высотой возбудилъ въ послѣднее время спеціальныя изслѣдованія со стороны Гергезеля, Тессеренъ-де-Бора и Ротча. Объ этихъ работахъ имѣются пока только предварительныя сообщенія, въ которыхъ названные авторы еще не достигли вполнѣ ясныхъ результатовъ. Наблюденія Ротча въ 1901 г. въ среднемъ выводѣ не указываютъ на измѣненіе направленія вѣтра съ высотой. Въ Европейскихъ водахъ имѣются наблюденія Dines'a (лѣтомъ 1902 г.) и мои. Первые указываютъ почти во всѣхъ случаяхъ на вращеніе вѣтра направо (напр. SW переходитъ въ W). Онѣ согласуются такимъ образомъ въ общихъ чертахъ съ выводами Берсона въ среднемъ изъ всѣхъ Берлинскихъ полетовъ.

Высота:	0 м.	500 м.	1000 м.	1500 м.	2000 м.	2500 м.	3000 м.	
Вращеніе вѣтра } + на право }	0°	+ 25°	+ 35°	+ 30°	+ 15°	0°	+ 10°	Dines & Shaw, Berson.
	0°	+ 12°	+ 18°	+ 24°	+ 30°	+ 37°	+ 40°	

Относительно моихъ наблюденій нужно замѣтить слѣдующее. Азимутъ верхнихъ змѣвъ соотвѣтствуетъ направленію вѣтра на высотѣ метеорографа только въ такомъ случаѣ, если остальные змѣвы въ значительномъ разстояніи отъ первыхъ подвержены вѣтру того же направленія. Если же азимуты змѣвъ на разныхъ высотахъ значительно расходятся, то отклоненіе направленія верхняго вѣтра отъ нижняго вообще больше наблюдаемой разности азимутовъ. Во время моихъ наблюденій отклоненія были невелики, достигая въ крайнихъ случаяхъ не больше 10°—20°. Вліяніе нижнихъ змѣвъ, если такіе имѣлись, можно было оцѣнить съ точностью до 10°—20°. Въ таблицахъ наблюденій направленія вѣтра даны до $\frac{1}{16}$ окружности, что соотвѣтствуетъ приблизительно точности опредѣленій. Во всякомъ случаѣ можно было ясно констатировать, въ какую сторону вращался вѣтеръ.

Въ моихъ береговыхъ наблюденіяхъ вращеніе вѣтра направо въ большинствѣ случаевъ ясно выражено. Въ среднемъ выходитъ:

Высота:	0 м.	500 м.	1000 м.	1500 м.	2000 м.
Вращеніе:	0°	+ 10°	+ 10°	+ 10°	+ 20°

Надъ моремъ, подъемы №№ 9—12 не достигли такой высоты, на которой вращеніе вѣтра могло быть замѣчено достаточно ясно. Остальные 3 подъема даютъ вращеніе вѣтра налѣво. Для подъемовъ №№ 13 и 14 это явленіе объясняется вліяніемъ не очень отдаленнаго курляндскаго берега. Судно шло тогда изъ Риги къ мысу Домеснесъ. Внизу вѣтеръ

имѣлъ составляющую, направленную къ берегу, которая представляла морскую бризу; наверху же вѣтеръ вращался кратчайшимъ путемъ въ сторону материка. Для подъема № 15 это объясненіе однако не подходитъ. Западный вѣтеръ, господствовавшій во время этого подъема по прибрежнымъ странамъ всей средней полосы Балтійскаго моря, былъ встрѣченъ только на высотѣ 400 м. Чѣмъ объясняется нижній NW, я не могу сказать; вдали на горизонтѣ судна тогда только виденъ былъ маленькій островъ по направленію къ NE.

Явленіе бризовыхъ вѣтровъ во время моихъ береговыхъ наблюденій было также очень замѣтно. Въ 12 случаяхъ изъ 13, нижній вѣтеръ имѣлъ составляющую съ моря. Наверху же очень часто удалось наблюдать обратную составляющую съ берега къ морю, причемъ она проявляла себя въ разныхъ видахъ. Во время подъемовъ №№ 3, 5, 16 вѣтеръ съ моря на высотѣ замѣтно ослабѣвалъ; во время подъема № 8 вѣтеръ, вращаясь къ морю (налѣво), замѣтно усиливался. Подъемы №№ 6, 7 и 17 также указываютъ на вращеніе вѣтра къ морю, причемъ въ послѣднемъ случаѣ вращеніе происходило налѣво. Во время подъемовъ №№ 1 и 2 очень сильный нижній вѣтеръ не позволялъ замѣтить предполагаемое верхнее ослабленіе, а подъемы №№ 4, 18, 19, 20 произведены въ очень ранніе или поздніе часы, въ которые нельзя ожидать образованія бризовыхъ вѣтровъ. Изъ сказаннаго выходитъ, что во всѣхъ случаяхъ, въ которыхъ обстоятельства это позволяли, бризовые вѣтры дѣйствительно наблюдались, хотя бы въ видѣ составляющей главнаго вѣтра. Такіе случаи представляютъ на берегу подъемы №№ 3, 5, 6, 7, 8, 16, 17 и въ морѣ №№ 13 и 14. Въ послѣдней главѣ я еще вернусь къ вопросу о бризахъ.

VI. Синоптика.

Общее распредѣленіе давленія надъ большею частью Европы въ теченіе первой половины іюля мѣсяца 1905 г. отличалось нѣкоторыми характерными чертами, побудившими меня къ синоптической обработкѣ имѣющихся у меня подъ рукой змѣйковыхъ наблюденій. Между тѣмъ какъ 1-го числа этого мѣсяца надъ большею частью Европы господствовало довольно равномерное давленіе, на крайнемъ сѣверѣ барометръ стоялъ выше 765 мм. Эта область высокаго давленія въ слѣдующіе дни раздѣлилась на части; одна изъ нихъ перешла въ среднюю и западную Европу и, соединившись съ отрогомъ Азорскаго максимума, держалась тамъ въ видѣ хорошо развитаго антициклона съ незначительными переицѣненіями почти стаціонарно до конца мѣсяца. Въ то же время (числа 3-го—4-го) появились минимумы въ Скандинавіи и по сѣверо-западу Россіи а также на Уралѣ. Около 6-го—7-го числа изъ нихъ образовался сравнительно глубокой циклонъ, который, съ нѣкоторыми переицѣненіями, около 10 дней держался въ сѣверной части Россіи. Циклонъ этотъ до 13-го іюля держался почти стаціонарнымъ, причемъ его центръ находился въ Архангельской губерніи. Затѣмъ онъ раздвоился, сѣверная часть его вскорѣ исчезла, а южная оставалась въ теченіе

нѣсколькихъ дней также почти стационарной. Центръ этой части находился тогда между Чудскимъ и Ильменскимъ озерами. Числа 17-го—18-го остатки этой циклонической области перемѣстились къ сѣвернымъ окраинамъ Германіи. Такимъ образомъ мои первые 8 подъемовъ и одновременные подъемы въ Павловскѣ получены въ юго-западной и сѣверо-западной частяхъ циклона, а въ то же время змѣйковыя наблюденія въ Линденбергѣ и въ Гамбургѣ относятся къ сѣверной и сѣверо-восточной части антициклона. Подъемы 26 іюля въ Павловскѣ и въ Рижскомъ Заливѣ получены симметрично по краямъ сѣверо-западной части исчезающаго эллиптическаго циклона, а одновременный подъемъ въ Линденбергѣ въ вышепоименованномъ антициклонѣ.

Извѣстно, что европейскіе метеорологи, между ними главнымъ образомъ Ханнъ, уже давно доказывали высшую температуру антициклоновъ въ сравненіи съ большинствомъ циклоновъ среднихъ широтъ, что противорѣчитъ старой конвекціонной теоріи. Фактъ этотъ оспаривался другими изслѣдователями, главнымъ образомъ американцами. Взгляды обѣихъ сторонъ разбирались въ только что вышедшихъ работахъ Клейтона¹⁾ и Ханна²⁾, въ которыхъ находятся и указанія на главнѣйшую литературу по этому вопросу. Я могу поэтому ограничиться указаніемъ на эти статьи, изъ которыхъ видно, что разногласіе обуславливается главнымъ образомъ различіемъ способовъ изслѣдованія. Изслѣдователи первой группы, основываясь на синоптическихъ картахъ, нашли, что въ общемъ циклоны холоднѣе антициклоновъ, причемъ самая низкая температура встрѣчается въ W- и NW-частяхъ циклоновъ, между тѣмъ какъ самая высокая температура встрѣчается въ антициклонахъ, а также въ SE-части циклоновъ. Изслѣдователи второй группы основывались на показаніяхъ барометра станціи подлежащей изслѣдованію и относили температуры къ прохожденію максимумовъ и минимумовъ давленія. Нужно однако замѣтить, что этотъ способъ относится собственно къ такъ называемымъ барометрическимъ волнамъ или къ связаннымъ съ ними областямъ паденія или повышенія давленія. На существенное различіе этихъ явленій отъ обыкновенныхъ циклоновъ впервые указалъ Срезневскій³⁾ и позже Экгольмъ⁴⁾. Напротивъ, первый способъ, основанный на синоптической картѣ, придаетъ главное значеніе стационарнымъ циклонамъ и антициклонамъ, причемъ оба типа разсматриваются отдѣльно и сравниваются среднія изъ нѣсколькихъ совершенно независимыхъ между собою типовъ. Поэтому не лишне будетъ показать для одной хотя бы специальной системы *одновременно существующихъ рядомъ* стационарныхъ циклона и антициклона, въ чемъ заключается разница. Предварительно замѣчу еще слѣдующее. Если вычислить давленія на высшихъ уровняхъ по обыкновенной барометрической формулѣ высотъ, т. е. съ пренебреженіемъ небольшихъ во всякомъ случаѣ вертикальныхъ градиентовъ давленія, какъ

1) Clayton, Various Researches on the Temperature in Cyclones and Anticyclones in Temperate Latitudes. Beitr. zur Phys. d. freien Atmosph. Bd. I, Heft 3.
2) Hann, Temperatur der Cyklonen und Anticyklonen. Met. Zeitschr. 1905, Nov., XL, стр. 490.

3) B. Sresnewskij. Über starke Schwankungen des Luftdrucks. Bull. Soc. Imp. Nat. Moscou. 1895. № 3.
4) Ekholm. Wetterkarten der Luftdruckschwankungen. Met. Zeitschr. 1904. Aug.

это обыкновенно дѣлается, то существовавшая на уровнѣ моря разность давленія постепенно сглаживается съ высотой при всюду одинаковыхъ температурахъ въ циклонѣ и антициклонѣ. Разность давленія тѣмъ скорѣе уменьшается, чѣмъ ниже температура антициклона въ сравненіи съ циклономъ. Въ такомъ случаѣ явленія высокаго и низкаго давленія принадлежатъ исключительно нижнимъ слоямъ воздуха, причины ихъ слѣдовало бы искать тамъ же и термическій ихъ характеръ могъ бы считаться установленнымъ. Напротивъ, если циклонъ холоднѣе антициклона, разность давленія можетъ оставаться постоянной или даже увеличиваться съ высотой, что указало бы на то, что причины возникновенія этихъ большихъ факторовъ погоды слѣдуетъ искать не на земной поверхности, а выше. Мнѣ кажется, что для рѣшенія возникающихъ здѣсь вопросовъ лучше всего изслѣдовать точно охарактеризованныя специальныя системы сопряженныхъ циклоновъ и антициклоновъ. Такимъ образомъ устраняется опасность получить неясные результаты вслѣдствіе соединенія въ одно безцвѣтное среднее совершенно различныхъ по физическому характеру случаевъ.

Обращаюсь теперь къ наблюденіямъ надъ указаннымъ специальнымъ случаемъ. Разность давленій до высотъ 500 м., 1000 м. и т. д. я вычислилъ на основаніи добытыхъ подъемами величинъ влажности и температуры, упуская поправки на измѣненіе силы тяжести. Исходныя данныя для уровня моря я привелъ къ 10° ср. евр. вр. = 10° 35' мѣстн. времени для подъема № 13 въ Рижскомъ Заливѣ = 10° 40' ср. Ревельскаго времени = 11° средн. Павловскаго времени. Для Гамбурга эти величины получаютъ прямо изъ ежедневнаго «Wetterbericht», издаваемаго тамъ же. Для Линденберга, гдѣ исходныя давленія въ указанной публикаціи не печатаются, я бралъ среднее изъ смежныхъ станцій Берлинъ и Грюнбергъ, приводя температуры и давленія съ 8^{у.} къ 10^{у.} помощью кривыхъ для Гамбурга. Для Ревеля я интерполировалъ изъ наблюденій давленія и температуры, пользуясь для приведенія послѣднихъ суточнымъ колебаніемъ среднимъ для Ревеля и для Гельсингфорса. Для Павловска я имѣлъ прямо наблюденныя въ 11^{а.} величины. Въ высшихъ слояхъ я оставилъ наблюденныя температуры безъ измѣненія, а также влажности во *всѣхъ* уровняхъ. Мы видѣли, что уже на высотѣ 500 м. суточное колебаніе элементовъ уменьшается до незначительной величины, а подъемы, которыми я воспользовался для ниже-слѣдующаго сопоставленія, въ большинствѣ случаевъ по мѣстному времени расходятся лишь на 1—2 часа. Описаннымъ путемъ составлена таблица на слѣдующей страницѣ.

На уровнѣ моря разности температуры и влажности для всѣхъ приведенныхъ станцій въ это время года въ среднемъ не велики. Изотермы іюля мѣсяца проходятъ съ SW къ NE, такъ что Гамбургъ и Линденбергъ въ среднемъ теплѣе, чѣмъ Ревель и Павловскъ, менѣе чѣмъ на 1°. То же относится и къ влажности, такъ какъ въ каждую группу входятъ по одной приморской и по одной болѣе континентальной станціи. Кромѣ того температура въ циклонической области должна быть относительно еще немного ниже, чѣмъ въ антициклонѣ, такъ какъ это обыкновенно бываетъ лѣтомъ, хотя какъ разъ въ это время года по термической теоріи слѣдовало бы ожидать высшую температуру въ циклонѣ. Сводка наблюденій представляется въ слѣдующемъ видѣ.

Высота надъ ур. моря.	Павловскъ (привед. къ 11° 0 ^м)			Ревель (10° 40 ^м) Рижскій Зал. (10° 35 ^м)			Гамбургъ (привед. къ 10° ср. евр. вр.)			Линденбергъ (Берлинъ+Грюнбергъ)		
	Давл.	Темп.	Влажн.	Давл.	Темп.	Влажн.	Давл.	Темп.	Влажн.	Давл.	Темп.	Влажн.
				8 июля (набл. 11° 4 ^м м. вр.)			8 июля (набл. 11° 30 ^м ср. евр. вр.)			8 июля (набл. 9° 45 ^м ср. евр. вр.)		
0				750·7	17°0	53%	765·6	17°1	83%	766·4	18°7	74%
500				708·3	10·8	61	722·1	11·8	92	722·8	11·4	83
1000				666·8	(7·0)	(48)	680·2	9·8	90	680·6	7·5	91
				10 июля (набл. 10° 45 ^м а.)			10 июля (набл. 10° 56 ^м а.)			10 июля (набл. 9° 45 ^м а.)		
0	749·1	16°2	61%	753·6	15°9	58%				762·7	22°8	45%
500	706·9	10·5	82	711·2	10·5	64				720·6	19·5	54
1000	665·4	5·5	94	669·3	5·7	74				679·8	16·4	58
1500	625·7	1·6	100							640·8	14·0	45
				13 июля (набл. 10° 19 ^м а.)			13 июля (набл. 4 ^ч р.)			13 июля (набл. 10° 20 ^м а.)		
0				754·2	14°0	76%	761·7	15°4	49%	761·6	15°8	98%
500				710·8	8·8	89	719·1	15·8	55	718·6	13·8	95
1000				669·4	7·1	70	677·7	10·8	85	677·1	11·6	100
				14 июля (набл. 10° 42 ^м а.)			14 июля (12° 20 ^м р. м.)			14 июля (набл. 10° 20 ^м а.)		
0	750·2	15°4	80%	754·1	15°0	65%	765·5	14°6	69%	763·3	14°5	88%
500	707·7	10·3	91	711·4	9·4	90	722·3	12·4	70	719·7	12·0	82
1000	666·3	7·2	95	669·5	6·0	96	680·3	8·5	98	678·0	10·4	75
1500	626·9	4·9	97				640·3	5·3	90	638·4	7·0	91
				15 июля (набл. 10° 35 ^м а.)			15 июля (набл. 7 ^ч 5 ^ч р.)			15 июля (набл. 11° 40 ^м а.)		
0	750·7	19°3	73%	754·8	18°3	80%				763·1	18°9	58%
500	708·5	11·9	90	712·3	12·9	84				720·4	15·0	73
1000	667·2	7·9	92	670·9	9·7	92				678·8	11·0	74
1500	627·9	4·4	83	631·5	6·1	98				639·4	10·5	45
2000	590·3	0·8	100	593·9	2·7	98				602·0	7·4	44
				26 июля (набл. 10° 50 ^м а.)			26 июля (набл. 11° 35 ^м а.)			26 июля (набл. 9° 45 ^м а.)		
0	755·7	18°5	69%	756·2	17°8	74%				762·2	19°5	72%
500	713·5	13·3	79	713·7	14·2	72				719·1	13·4	72
1000	672·2	9·1	75	673·8	10·4	81				677·4	10·2	82
1500	632·6	6·6	68	634·4	7·0	77				638·1	10·6	74
2000	595·1	1·8	96							600·9	9·7	12

Въ среднемъ за періодъ съ 8 по 15 июля получаютъ слѣдующія разности между антициклономъ и циклономъ на уровнѣ моря:

Уровень моря.	Антициклонъ — Циклонъ.		
8 июля	15·3	0°9	25%
10 »	11·3	6·8	—15
13 »	7·4	1·6	—2
14 »	12·2	—0·6	6
15 »	10·3	+0·1	—18
Среднее	11·3	+1°8	—1%

Разность температуръ въ среднемъ выходитъ такая, какую слѣдовало ожидать. Влажность распределена довольно неправильно, а въ среднемъ нѣтъ существеннаго различія между двумя разсматриваемыми областями. Линія, соединяющая нѣкоторую среднюю точку между Ревелемъ и Павловскомъ съ одной стороны, со среднюю точку между Берлиномъ и Гамбургомъ съ другой стороны, почти перпендикулярна къ изобарамъ за весь періодъ, а разстояніе между указанными точками равняется прил. 11°—12° большаго круга, такъ что барометрической градиентъ былъ прил. 1 мм. Измѣненіе разностей (Антициклонъ—Циклонъ) съ высотой представляется въ слѣдующемъ видѣ:

Высота	Антициклонъ — Циклонъ.			
0—500 м.	—0·3	+2°4	—6%	5 набл.
500—1000	0·0	+0·1	+9	5 »
1000—1500	+0·2	+1·3	—14	3 »
1500—2000	+0·2	+0·3	—10	1 »

Такимъ образомъ для разностей между антициклономъ и циклономъ получается слѣдующая табличка:

Антициклонъ — Циклонъ.			
0 м.	11·3	1°8	—1%
500	11·0	4·2	—7
1000	11·0	4·3	+2
1500	11·2	5·6	—12
2000	11·4	5·9	—22

Разность давленій съ высотой не убываетъ, но остается почти постоянной; разность температуръ съ высотой значительно увеличивается, причемъ циклонъ становится все холоднѣе, а влажность, начиная съ высоты 1500 м., въ циклонѣ замѣтно больше, чѣмъ въ

антициклонѣ, гдѣ она на болѣе значительныхъ высотахъ, по наблюдениямъ въ Линденбергѣ, понижается иногда до незначительной величины. Въ нижнихъ слояхъ и въ антициклонѣ нерѣдко встрѣчались низкія облака St и даже небольшіе дожди, такъ что въ этомъ отношеніи нѣтъ замѣтной разницы съ циклономъ. Найденные результаты, слѣдовательно, въ полномъ согласіи съ изслѣдованіями вышеупомянутой первой группы, упирающимися на синоптическую карту. Совершенно сходныя условія встрѣчаются и въ исчезающемъ циклонѣ 26 іюля. Для этого случая получаются слѣдующія разности:

Антициклонъ — Циклонъ.

Высота	мм	Темп.	Влажн.
0 м.	6.2	+ 1.3	0 %
500	5.5	— 0.4	— 4
1000	4.4	+ 0.4	+ 4
1500	4.6	+ 3.8	+ 2
2000	4.9	+ 7.7	— 88

Здѣсь, въ низшихъ слояхъ, нѣтъ замѣтной разности температуры и влажности, а разность замѣчается только на высотѣ 1500—2000 м. Поэтому разность давленія сначала убываетъ, а потомъ опять нѣсколько увеличивается. Во всѣхъ разобранныхъ случаяхъ самыя сильныя охлажденія встрѣчаются на наибольшей высотѣ 2 км., такъ что этимъ подтверждается понятіе Клейтона о холодномъ циклонѣ верхнихъ слоевъ. Замѣчу еще, что приведенные случаи согласуются и съ недавно высказанными воззрѣніями Teisserenc de Bort'a¹⁾. Онъ нашель, что для многихъ европейскихъ циклоновъ видоизмѣненіе изобаръ на среднихъ высотахъ (до 4 км.) едва замѣтно. Около этихъ высотъ встрѣчается наибольшее относительное охлажденіе. Только на большихъ высотахъ (7—10 км.) картина существенно измѣняется; центръ циклона становится теплымъ и вѣтры принимаютъ центробѣжныя направленія.

Во время послѣднихъ моихъ подъемовъ распредѣленіе давленія надъ Балтійскимъ моремъ и дальнѣйшими его окрестностями довольно быстро мѣнялось, такъ что синоптическія изслѣдованія этимъ значительно усложняются.

VII. Теоретическія замѣчанія.

Сравненіе вертикальнаго распредѣленія метеорологическихъ элементовъ надъ моремъ и надъ материкомъ указало на такой характеръ вертикальныхъ градиентовъ температуры и влажности, при которомъ существующая вблизи уровня моря разница физическихъ свойствъ воздуха надъ водою и надъ твердою землею корою постепенно сглаживается съ увеличеніемъ

1) Br. Ass. Rep. Southport 1903, стр. 549—555.

высоты. За неимѣніемъ достаточнаго матеріала пока не удалось точно опредѣлить высоту этого предѣла. Она вѣроятно будетъ одна для большихъ океановъ и материковъ и другая для мелкихъ острововъ и малыхъ водоемовъ. Пока только можно догадываться, что вліяніе внутреннихъ морей, для которыхъ имѣются сравнительныя наблюденія, не простирается выше 600—1000 м. Основывая на этомъ обстоятельстве нѣкоторыя теоретическія разсужденія, я вовсе не имѣю въ виду дать въ слѣдующемъ какія-либо окончательныя числовыя данныя. Сообщаемыя ниже числа должны только служить для болѣе яркаго освѣщенія приводимыхъ разсужденій. Съ этой оговоркой я предполагаю, что на высотѣ 600 м., одинаково надъ материкомъ и надъ моремъ, встрѣчаются: давленіе 710 мм., температура 11° и относительная влажность 70%. Для вывода вертикальныхъ градиентовъ температуры и влажности я пользуюсь приведенными на стр. 43 наблюдениями и затѣмъ, помощью барометрической формулы высотъ, я получаю слѣдующую таблицу:

Высота.	МАТЕРИКЪ.				МОРЕ.			
	Темп.	Влажность		Давленіе.	Темп.	Влажность		Давленіе.
		относ.	абсол.			относ.	абсол.	
0 м.	17.0	59%	8.5	762.35	15.4	77%	10.0	762.44
100	15.6	62	8.3	753.45	14.5	77	9.5	753.50
200	14.4	64	7.9	744.60	13.7	78	9.0	744.63
400	12.6	68	7.3	727.15	12.3	75	8.0	727.15
600	11.0	70	6.9	710.00	11.0	70	6.9	710.00

Эти числа относятся къ случаямъ, въ которыхъ наблюдались бризовыя составляющія, и притомъ къ дневной половинѣ сутокъ. Въ это время воздухъ надъ материкомъ теплѣе и суше, воздухъ надъ моремъ холоднѣе и влажнѣе. Вслѣдствіе этого давленіе надъ моремъ оказывается на 0^{мм}09 больше, чѣмъ надъ материкомъ, а при одинаковой влажности получилось бы 0^{мм}11. Если принять уровень одинаковаго давленія нѣсколько ниже, напр. на высотѣ 300—400 м., то разность давленій распредѣляется нѣсколько иначе. Внизу давленіе надъ моремъ будетъ больше на прибл. 0^{мм}05, а наверху высшее давленіе будетъ надъ материкомъ. Теорія бризовыхъ вѣтровъ требуетъ такого распредѣленія давленія: днемъ вѣтеръ дуетъ внизу съ моря на материкъ, а наверху съ материка на море. Для завершения круговорота необходимо допустить нисходящую составляющую надъ моремъ, а надъ материкомъ восходящую. Градиентъ въ настоящемъ примѣрѣ довольно малъ, такъ какъ разность температуръ не велика, и вообще бризовыя вѣтры въ нашемъ климатѣ слабо развиты.

Разсмотримъ явленіе и съ точки зрѣнія термодинамики. Для этого разберемъ сначала распредѣленіе количества внутренней энергіи въ двухъ столбахъ воздуха надъ моремъ и надъ материкомъ съ сѣченіемъ по 1 квм.

Возьмемъ 1 кгр. морскаго воздуха, содержащаго m_1 кгр. водяного пара при (абсол.) температурѣ t_1 и охладимъ его до температуры насыщения ϑ_1 , соответствующей количеству пара m_1 . Во время этого процесса (въ сухой стадіи), примѣсь водяного пара можно разсматривать какъ идеальный газъ и поэтому измѣненіе энергіи будетъ $dU = c_o dt$, гдѣ c_o очень мало отличается отъ теплоемкости при постоянномъ объемѣ для сухого воздуха c_v . Для всего перехода отъ t_1 къ ϑ_1 имѣемъ $U_1 = c_o (t_1 - \vartheta_1)$. Продолжимъ охлажденіе воздуха до температуры насыщения ϑ_2 , соответствующей количеству пара m_2 береговаго воздуха. При этомъ количество воды $\delta m = m_1 - m_2$ сгущается и водяной паръ все время находится въ состояніи насыщения (дождевая стадія). Для сухого воздуха имѣемъ $dU = c_v (1 - m_1) dt$, а для водяного пара $dU = dQ - pdv$, гдѣ dQ относится къ массѣ m_1 , а p есть парціальное давленіе пара. Для вычисленія этого выраженія воспользуемся формулами VI главы книги Кляузіуса¹⁾, а именно для dQ формулою (51) и для pdv формулою (60). Тогда получится:

$$dU = d(m\rho) + m_1 c dt - \frac{m\rho}{t} dt - d(mup) + \frac{m\rho}{t} dt = d(m\rho) + m_1 c dt - d(mup).$$

Здѣсь c обозначаетъ теплоемкость воды, ρ теплоту испаренія, а u разность удѣльныхъ объемовъ пара и жидкости. Въ нашемъ случаѣ съ достаточною точностью u можетъ быть замѣнено удѣльнымъ объемомъ пара v . Подставляя $vp = Rt$ для водяного пара, получимъ въ суммѣ для всей массы:

$$dU = c_v (1 - m_1) dt + m_1 c dt + d(m\rho) - d(mRt).$$

Проинтегрировавъ, принимая для ρ постоянную среднюю величину, получимъ:

$$U_2 = \{c_v (1 - m_1) + m_1 c\} (\vartheta_1 - \vartheta_2) + \rho (m_1 - m_2) + \vartheta_2 R (m_2 - m_1) - m_1 R (\vartheta_1 - \vartheta_2) \\ = \{c_v (1 - m_1) + m_1 c - m_1 (c'_v - c'_p)\} (\vartheta_1 - \vartheta_2) + (\rho - \vartheta_2 R) (m_1 - m_2).$$

Величина $R = c'_v - c'_p$ относится къ водяному пару и все уравненіе выражено въ механическихъ единицахъ. Раздѣливъ на механической эквивалентъ теплоты A , получимъ въ тепловыхъ единицахъ, обозначая выраженіе въ скобкахъ $\{ \}$ черезъ C

$$U_2 = C (\vartheta_1 - \vartheta_2) + (m_1 - m_2) (r - \frac{\vartheta_2 R}{A}) = C (\vartheta_1 - \vartheta_2) + r' \delta m.$$

Величины C и r' мало отличаются отъ c_o и r .

Допустимъ теперь, что сгущенное количество воды δm выпадаетъ. Энергія оставшейся массы уменьшается на работу поднятія δm , которой можно пренебречь, и на внутреннюю энергію этой массы воды при температурѣ конденсаціи. Если эта температура (ϑ) равна той, при которой вода первоначально примѣшивалась къ воздуху (t), то энергія воздуха

1) Clausius. Mechanische Wärmetheorie. 3. Aufl. 1887. Bd. 1.

этимъ не измѣнится и предъидущія вычисленія слѣдуетъ только отнести не къ массѣ 1, а къ массѣ $1 - \delta m$. Такъ какъ $\delta m < 0.002$, то можно пренебречь этой поправкой. Если $t \geq \vartheta$, то слѣдовало первоначально нагрѣть (охладить) воду до температуры t на счетъ энергіи воздуха, которая этимъ измѣнится на $\delta m (\vartheta - t)$. Въ нашемъ случаѣ эта поправка < 0.01 Са и можетъ быть пропущена. Наконецъ нагрѣемъ оставшуюся массу до температуры t_2 . Это соответствуетъ измѣненію энергіи $U_3 = c'_o (\vartheta_2 - t_2)$, гдѣ c'_o почти не отличается отъ c_o . Предполагая, что $c_o = C = c'_o$, получимъ излишекъ энергіи морскаго воздуха въ видѣ:

$$U_1 + U_2 + U_3 = \Delta U = c_o (t_1 - t_2) + r' (m_1 - m_2).$$

Разсмотримъ еще давленія $p_1, p_\alpha, p_\beta, p_2$ соответствующія температурамъ $t_1, \vartheta_1, \vartheta_2, t_2$. Допустимъ, что вышеописанный процессъ веденъ адиабатично; тогда по формулѣ Пуассона:

$$\frac{p_1}{p_\alpha} = \left(\frac{t_1}{\vartheta_1}\right)^\epsilon; \quad \frac{p_\alpha}{p_\beta} = \left(\frac{\vartheta_1}{\vartheta_2}\right)^{\epsilon'}; \quad \frac{p_\beta}{p_2} = \left(\frac{\vartheta_2}{t_2}\right)^\epsilon.$$

Здѣсь показатель ϵ представляетъ почти постоянную величину, а ϵ' переменную зависящую отъ p и ϑ . Перемноживъ написанныя пропорціи, получимъ:

$$\frac{p_1}{p_2} = \left(\frac{t_1}{t_2}\right)^\epsilon \cdot \left(\frac{\vartheta_1}{\vartheta_2}\right)^{\epsilon' - \epsilon} \text{ или } p_1 = p_2 \cdot K.$$

Относительно опредѣленія величинъ ϑ, ϵ и ϵ' я ограничиваюсь указаніемъ на литературу¹⁾ и даю только результатъ вычисленія съ точностью, соответствующей точности наблюдений.

Высота.	0 м.	100 м.	200 м.	400 м.	600 м.
$\vartheta_1 = 273^{\circ+}$	10°3	9°5	8°7	6°9	4°5
$\vartheta_2 = 273^{\circ+}$	6.9	6.7	6.2	5.1	4.5
$K =$	1.004	1.005	1.008	1.007	1.000

Отступленія множителя K отъ 1 малы и могли бы быть приведены почти къ нулю измѣненіемъ наблюденныхъ влажностей на 1—2% и температуръ на 0.1—0.2. Отсюда слѣдуетъ, что въ предѣлахъ точности наблюдений возможенъ обратимый изентропическій переходъ морскаго воздуха въ береговой, если не обратить вниманія на допущенное выше выпаденіе сгущенной воды. Въ природѣ во время разсматриваемаго круговорота бризовыхъ вѣтровъ конденсаціи воды обыкновенно и не бываетъ. Измѣненія количества водяного пара, примѣшаннаго къ воздуху, происходятъ путемъ смѣшенія воздушныхъ массъ различной степени влажности и мы имѣемъ дѣло съ диффузіею. Получаемое отсюда измѣненіе энтропіи вычисляется на основаніи закона Джибса, по которому энтропія смѣси газовъ

1) Sprung, Lehrbuch der Meteorologie. §§ 50 и 51.—Reye, Die Wirbelstürme etc. Hannover 1872, стр. 219.

равняется суммѣ энтропій отдѣльных газовъ, если бы каждый газъ одинъ занялъ весь объемъ смѣси. Беремъ два равныхъ объема воздуха при одинаковой температурѣ съ количествами пара m_1 и m_2 и съ парціальными давленіями пара $e + 2\varepsilon$ и e . Послѣ диффузіи имѣемъ двойной объемъ съ количествомъ пара $m_1 + m_2$ и съ напряженіемъ $e + \varepsilon$. Энтропія пара выразится такъ:

До диффузіи: $E_1 = m_1 E_0 + m_1 c'_p \lg t - m_1 R \lg (e + 2\varepsilon) + m_2 E_0 + m_2 c'_p \lg t - m_2 R \lg e$.
Послѣ диффузіи: $E_2 = (m_1 + m_2) E_0 + (m_1 + m_2) c'_p \lg t - (m_1 + m_2) R \lg (e + \varepsilon)$.

Значитъ, энтропія увеличивалась на:

$$E_2 - E_1 = m_1 R \lg (e + 2\varepsilon) + m_2 R \lg e - (m_1 + m_2) R \lg (e + \varepsilon).$$

Замѣчаемъ, что m пропорціонально e , такъ что $m = fe$, гдѣ f прил. $\frac{1}{1000}$.

Вводимъ это соотношеніе, представляемъ логарифмы суммъ въ видѣ разностей: $\lg (e + \varepsilon) - \lg e$, и развиваемъ послѣднія въ ряды, ограничиваясь при этомъ только первыми членами разложеній. Тогда получается:

$$\Delta E = E_2 - E_1 < f \cdot R \frac{\varepsilon^2}{e}.$$

Въ нашемъ случаѣ для водяного пара $\Delta E < 0.01$ кгр./м. Для воздуха можно пользоваться той же формулою, подставляя соответствующія числовыя величины. Получается $\Delta E < 0.0001$. Измѣненія энтропіи слѣдовательно на столько малы, что ими можно пренебречь.

Обращаюсь теперь къ вычисленію распредѣленія энергіи на основаніи выведенныхъ выше формулъ.

Пусть будетъ s вѣсъ въ килограммахъ одного кубм. воздуха, $s_0 = 0.171$ опредѣленная выше средняя теплоемкость воздуха, Δt разность температуръ, Δe разность давленій водяного пара и r' исправленная скрытая теплота испаренія, которую въ нашемъ случаѣ можно принять $= 0.57$ Са (большихъ калорій) для одного грамма водяного пара. Въ нашемъ примѣрѣ Δe съ совершенно достаточною точностью выражаетъ и разность числа граммовъ водяного пара въ 1 куб. м. воздуха, а

$$s = \frac{273 s_0}{273 + t} \cdot \frac{b - 0.377 e}{760}$$

съ точностью до 1—2 единицъ второго десятичнаго знака одинаково надъ моремъ и надъ материкомъ. Выведенную выше формулу для ΔU можно понимать такъ, что вслѣдствіе высшей температуры запасъ энергіи воздуха надъ берегомъ будетъ больше на $s_0 \Delta t$ за каждый куб. метръ, чѣмъ надъ моремъ, а морской воздухъ вслѣдствіе бѣльшей влажности содержитъ лишнее противъ материка количество энергіи $r' \Delta e$. Работой поднятія этого

количества воды мы пренебрегли, такъ какъ она для всего рассматриваемаго столба составляетъ только около $\frac{1}{3}$ Са. Вычисленіе даетъ слѣдующій результатъ для распредѣленія энергіи въ рассматриваемыхъ двухъ столбахъ воздуха:

Высота.	Материкъ — море.			Море — материкъ.	
	s	Δt	$s_0 \Delta t$	Δe	$r' \Delta e$
0 м.	kg. 1.22	1.6	0.33 Са	mm 1.5	0.85 Са
100	1.21	1.1	0.23	1.2	0.68
200	1.20	0.7	0.14	1.1	0.63
400	1.18	0.3	0.06	0.7	0.40
600	1.16	0.0	0.00	0.0	0.00
Сумма для всего столба воздуха въ 600 м.			73 Са		286 Са

Бѣльшая влажность надъ моремъ бѣлье чѣмъ уравниваетъ высшую температуру надъ материкомъ по отношенію къ запасу энергіи; напротивъ, разность 213 Са въ пользу моря даже сравнительно велика. Едва ли можно приписывать эту разность ошибкамъ наблюденій. Если уменьшить всѣ относительныя влажности надъ моремъ на 7% до высоты 400 м., или же на столько увеличить влажности надъ материкомъ, то разности Δe значительно уменьшаются. Общее количество скрытой теплоты испаренія получается тогда $= 72$ Са и уравниваетъ какъ разъ избытокъ теплоты воздуха надъ материкомъ. Но едва ли такая ошибка допустима, такъ какъ полученная мною разность въ 18% на уровнѣ моря скорѣе меньше, чѣмъ бываетъ обыкновенно въ ясные теплые дни. Съ другой стороны, термодинамика даже требуетъ нѣкотораго избытка количества теплоты надъ моремъ въ теченіе дня, и вотъ почему.

Поименованный круговоротъ бризовыхъ вѣтровъ можно рассматривать какъ круговой процессъ. Верхній вѣтеръ уноситъ теплый воздухъ на море; тамъ онъ охлаждается и переносится затѣмъ морскою бризою на материкъ, гдѣ онъ снова нагрѣвается. Процессъ будетъ даже почти обратимый, такъ какъ переходъ съ одной температуры къ другой совершается медленно и постепенно, и все явленіе бризовыхъ вѣтровъ имѣетъ суточный періодъ, а приращеніе энтропіи вслѣдствіе диффузіи, какъ мы видѣли, ничтожно. При такомъ процессѣ нѣкоторая часть теплоты q тратится на механическую работу вѣтра, и одновременно другая часть Q переносится съ теплаго тѣла на холодное. Конечно, никакая часть процесса ни изотермична, ни адиабатична, но такъ какъ всѣ переменныя величины даны, то легко опредѣлить вычисленіемъ и построеніемъ числа q и Q . Возможность такого разсужденія очевидна, и давно уже Экгольмъ¹⁾ выразилъ желаніе, чтобы атмосферные процессы

1) Ekholm, Anwendung des Carnot'schen Satzes | стр. 226; 1891, стр. 386.
auf die Kreisläufe der Atmosphäre. Met. Zeitschr. 1890, |

разбирались съ этой точки зрѣнія. Онъ впрочемъ имѣлъ въ виду «сложную конвекцію» фонъ-Бецольда, т. е. обмѣнъ воздуха между циклонами и антициклонами, и громадныя затрудненія, которыя встрѣчаетъ въ этомъ случаѣ предложенный аналитическій приемъ, отчасти и является причиною, что до сихъ поръ, сколько мнѣ извѣстно, предложеніе Экгольма не выполнено. Съ другой стороны, для такихъ разсужденій необходимо знать состояніе воздуха по значительному вертикальному протяженію, а такой матеріалъ сталъ доступнымъ только съ недавнихъ поръ. Для разбираемаго здѣсь сравнительно очень простаго случая круговой процессъ прямой, т. е. теплота превращается въ работу, между тѣмъ какъ Экгольмъ собственно имѣлъ въ виду обратный процессъ. Замѣчу еще, что примѣненная мною ниже индикаторная діаграмма приноситъ еще существенную пользу въ томъ отношеніи, что позволяетъ опредѣлить не только величину q , превращаемую въ работу въ данной воздушной цѣпи, которая можетъ быть механически и не замкнута; она опредѣляетъ еще величину переносимаго одновременно количества тепла Q , весьма важнаго для теплового режима въ природѣ, а эта величина осталась неопредѣленной при прежнихъ способахъ изслѣдованія.

Относительно примѣнимаго ниже графическаго приема я могу ограничиваться указаніемъ на распространенные учебники термодинамики, главнымъ образомъ Цейнера, Кляузіуса и др. Я приведу только слѣдующія обозначенія и числа. Пусть будетъ $A = 418$ кгр./м. механической эквивалентъ теплоты, $k = 1.41$ отношеніе теплоемкостей воздуха при постоянномъ давленіи и постоянномъ объемѣ, E энтропія, t абсолютная температура ($273^\circ +$ темп. Ц.), v удѣльный объемъ одного килограмма воздуха въ кубическихъ метрахъ и p давленіе въ килограммахъ на 1 кв. м., тогда

$$E = Ac_0 \lg \text{nat} (t \cdot v^{k-1}) + \text{Const.},$$

и q и Q получаются изъ построенія такъ называемой индикаторной діаграммы по абсциссамъ E и ординатамъ T . Величина q будетъ площадь, ограниченная замкнутою кривою, получаемою по даннымъ E и T , а Q — площадь, ограниченная крайними ординатами, осью абсциссъ и нижнею частью кривой. Я произвелъ вычисленіе съ 5 знаками; способъ распределенія поименованныхъ небольшихъ разностей давленія не имѣетъ существеннаго вліянія на результатъ. Получается слѣдующее:

Высота.	М а т е р и к ъ.		М о р е.	
	v	E	v	E
0 м.	0.8227	Const + 399.55	0.8186	Const + 399.02
100	0.8282	399.40	0.8255	399.04
200	0.8345	399.33	0.8330	399.10
400	0.8489	399.38	0.8486	399.30
600	0.8644	399.51	0.8644	399.51

Такъ какъ на высотѣ 600 м. температуры и влажности, а слѣдовательно и величины v и E , приняты равными, то для этой высоты уже кривыя сливаются. Для уровня моря я соединилъ прямою линіею конечныя точки кривыхъ. Такой чертежъ съ острыми углами будетъ конечно приближеннымъ; но вѣроятная округленная діаграмма едва-ли отличается отъ него больше чѣмъ на 10% величины площади. Построенная на вышеприведенныхъ основаніяхъ индикаторная діаграмма даетъ для 1 кгр. воздуха:

$$q = 1.1 \text{ кгр./м.} = 0.0026 \text{ Са}, \quad Q = 152 \text{ кгр./м.} = \frac{1}{3} \text{ Са}.$$

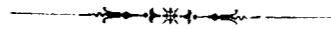
Энергія, затраченная на механическую работу, чрезвычайно мала; она всегачи соответствуетъ живой силѣ одного килограмма воздуха, движущагося со скоростью $4\frac{1}{2}$ м./с. Большая часть этой живой силы идетъ на преодоленіе тренія о земную поверхность и такимъ образомъ для воздуха отчасти пропадаетъ. Во всякомъ случаѣ, порядокъ величины, найденной для q , вполне соответствуетъ механической энергіи бризовыхъ вѣтровъ. Одновременно каждый килограммъ воздуха переноситъ въ 140 разъ большую величину $Q = \frac{1}{3}$ Са съ болѣе теплаго воздуха къ болѣе холодному. Такъ какъ весь столбъ воздуха въ 600 м. высоты вѣситъ прибол. 700 кгр., то однократнаго полнаго обмѣна его почти достаточно для испаренія наблюдаемаго избытка количества воды въ морскомъ воздухѣ. При вычисленіи энергіи и было предположено, что вся эта вода испарилась исключительно на счетъ энергіи воздуха. Въ дѣйствительности это относится вѣроятнo только къ нѣкоторой ея части, да и полнаго обмѣна разсмотрѣнныхъ двухъ столбовъ воздуха въ теченіе дня едва ли происходитъ. Безконечный запасъ воды моря соответствуетъ безконечно большому охладителю въ процессѣ Карно. Израсходовавъ на испареніе все количество теплоты, приносимое съ материка, онъ препятствуетъ быстрому нагрѣванію морскаго воздуха и прекращенію круговаго процесса.

Часто индикаторная діаграмма строится по координатамъ v , p и тогда площадь, ограниченная данной кривою, выражаетъ работу $\int p dv$. Такое же построеніе предложилъ Сандстремъ¹⁾ для опредѣленія числа соленоидовъ Бьеркнеса²⁾. Напоминаю, что теорія Бьеркнеса относится къ жидкостямъ или газамъ, въ которыхъ существуютъ разности давленія и плотности вслѣдствіе температурныхъ разностей. Поверхности постояннаго давленія и постояннаго удѣльнаго объема взаимно пересѣкаются по трубкамъ четырехугольнаго сѣченія, которыя Бьеркнесъ называетъ соленоидами. Бьеркнесъ доказалъ теорему, что ускореніе циркуляціи замкнутою кривою, огибающей рядъ соленоидовъ, равняется площади ея проекціи на поверхность, перпендикулярную къ линіямъ, производящимъ эти соленоиды, или просто числу послѣднихъ, если выбрать перпендикулярное сѣченіе соленоидовъ = 1. Циркуляціею по кривою s называется выраженіе $\int u ds \cos(u, ds)$, гдѣ u скорость частицы кривой и теорема Бьеркнеса выражается такъ: $\frac{d}{ds} \int u ds \cos(u, ds) = N$, гдѣ N число соленоидовъ.

1) K. Svenska Vetensk. Akad. Handlingar. Bd. 33, № 1. | № 5.—K. Svenska Vetensk. Akad. Handlingar. Bd. 31, № 4.
2) Videnskabs selskabets Skrifter. Christiania 1898, |

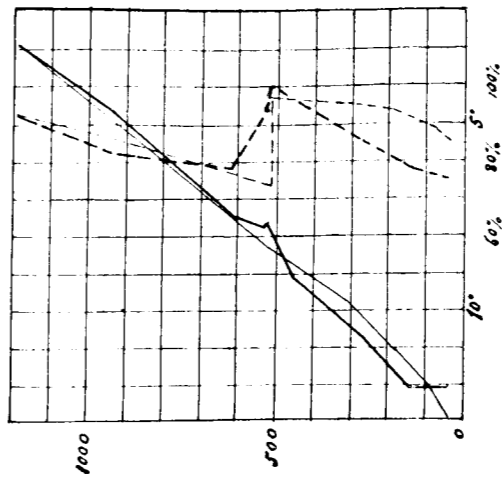
Для определения N , Сандстремъ вычерчиваетъ заданную кривую въ координатной системѣ v, p ; тогда $N = \int v dp$. Но ясно, что это выраженіе представляетъ работу газовой массы 1, пробѣгающей кривую, причѣмъ давленіе окружающаго газа является дѣйствующей силой. Точно такъ же ускореніе циркуляціи какъ произведеніе изъ длины пути на проекцію ускоренія представляетъ приращеніе кинетической энергіи или работу массы 1. Такое же значеніе имѣетъ и индикаторная діаграмма, представляющая также работу массы 1, совершающей круговой процессъ. Температура и по гидродинамическому методу и въ термодинамикѣ является одною изъ независимыхъ переменныхъ, обуславливающихъ разности объема. Бьеркнесъ предполагаетъ температурныя разности по кривой заданными впередъ, не входя въ вопросъ о возникновеніи и поддержаніи ихъ, а разсматриваетъ только геометрическую величину движенія массы. Термодинамика, наоборотъ, на послѣдній вопросъ вовсе не отвѣчаетъ, но за то опредѣляетъ движеніе количества теплоты и такимъ образомъ открываетъ возможность слѣдить за измѣненіями температуры и опредѣлять будущее распредѣленіе соленидовъ. Построеніе замкнутой кривой по координатамъ v и p (способъ Сандстрема) опредѣляетъ только механическую работу. Но можно разсматривать такой чертежъ и какъ индикаторную діаграмму и перерисовать его по переменнымъ E и t . Тогда получаются и количества тепла Q и $Q + q$ и опредѣляется коэффициентъ полезнаго дѣйствія круговаго процесса.

Процессъ описаннаго выше характера, очень невыгодный въ смыслѣ производства механической работы (коэффициентъ $= \frac{1}{140}$!), является именно на этомъ основаніи благотѣльнымъ для жизни на землѣ. Громадныя количества теплоты, необходимыя для уравновѣшванія температурныхъ разностей, переносятся съ очень небольшою затратою механической энергіи. Въ противномъ случаѣ получились бы прямо разрушительныя дѣйствія.

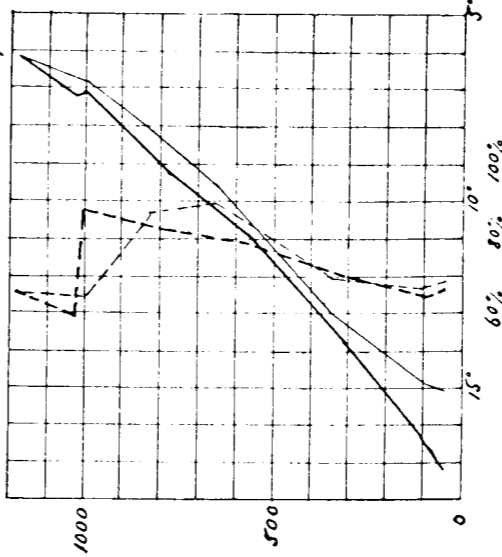


Э. Розенталь. Материалы къ метеорологии свободной атмосферы.

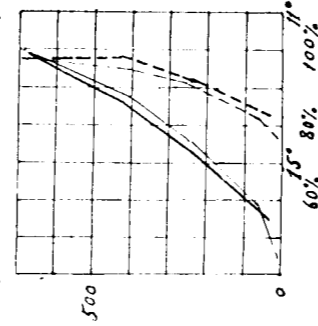
№ 4. Рѣшеніе. 14 VIII 1905.
3^h - 6^h а.



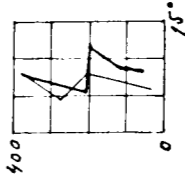
№ 8. Рѣшеніе. 18 VIII 1905. 6^h - 8^h р.



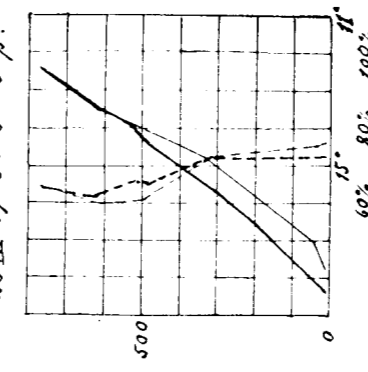
№ 9. Рѣшеніе. Зависѣ. 20 VIII 1905. 10^h - 12^h а.



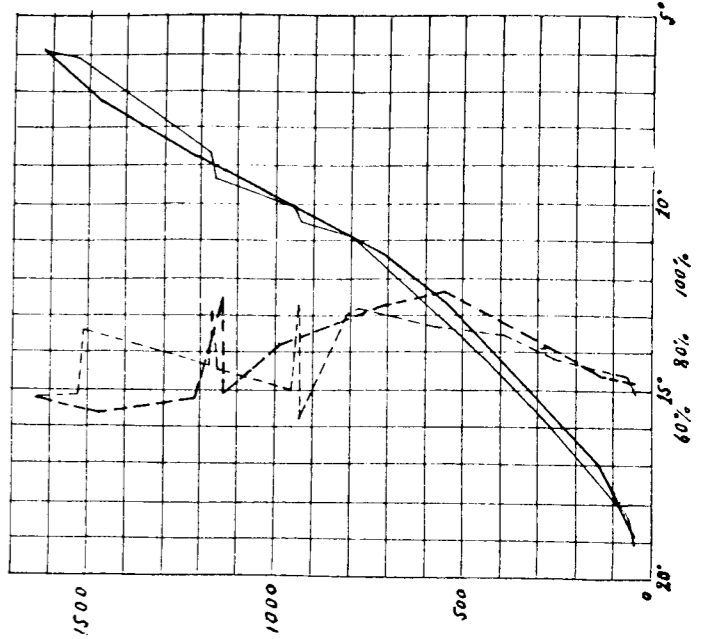
№ 10. Рѣшеніе. Зависѣ. 20-21 VIII 1905. 12^h н.



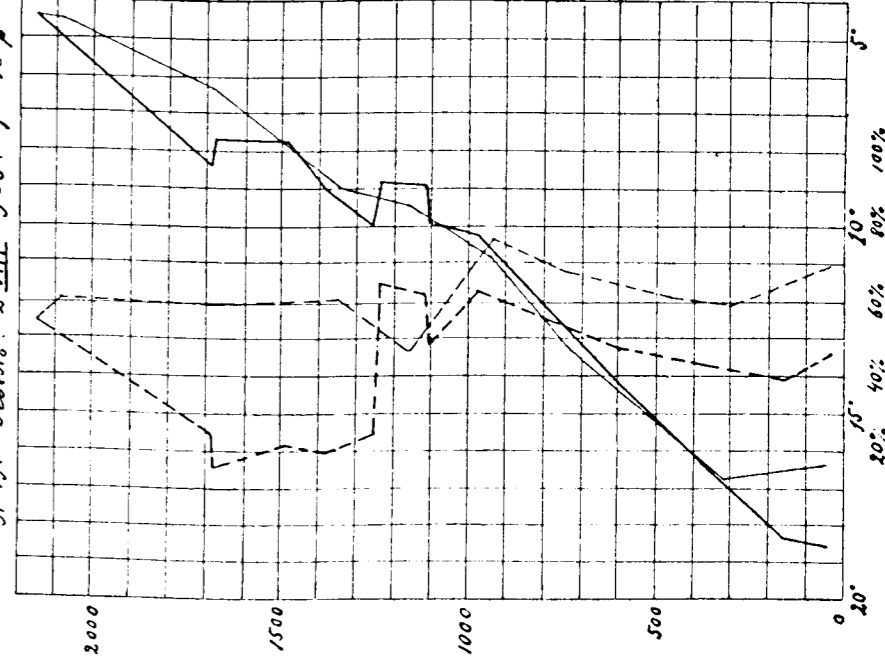
№ 14. Рѣшеніе. Зависѣ. 26 VIII 1905. 6^h - 8^h р.



№ 17. Рѣшеніе. 1 VIII 1905. 9^h а - 1^h р.



№ 19. Рѣшеніе. 2 VIII 1905. 7^h - 10^h р.



№ 20. Рѣшеніе. 3 VIII 1905. 7^h - 11^h а.

